



UNIVERSITE DE CAEN/BASSE-NORMANDIE
U.F.R. : Sciences de la Terre et de l'Aménagement Régional
Département de Géologie

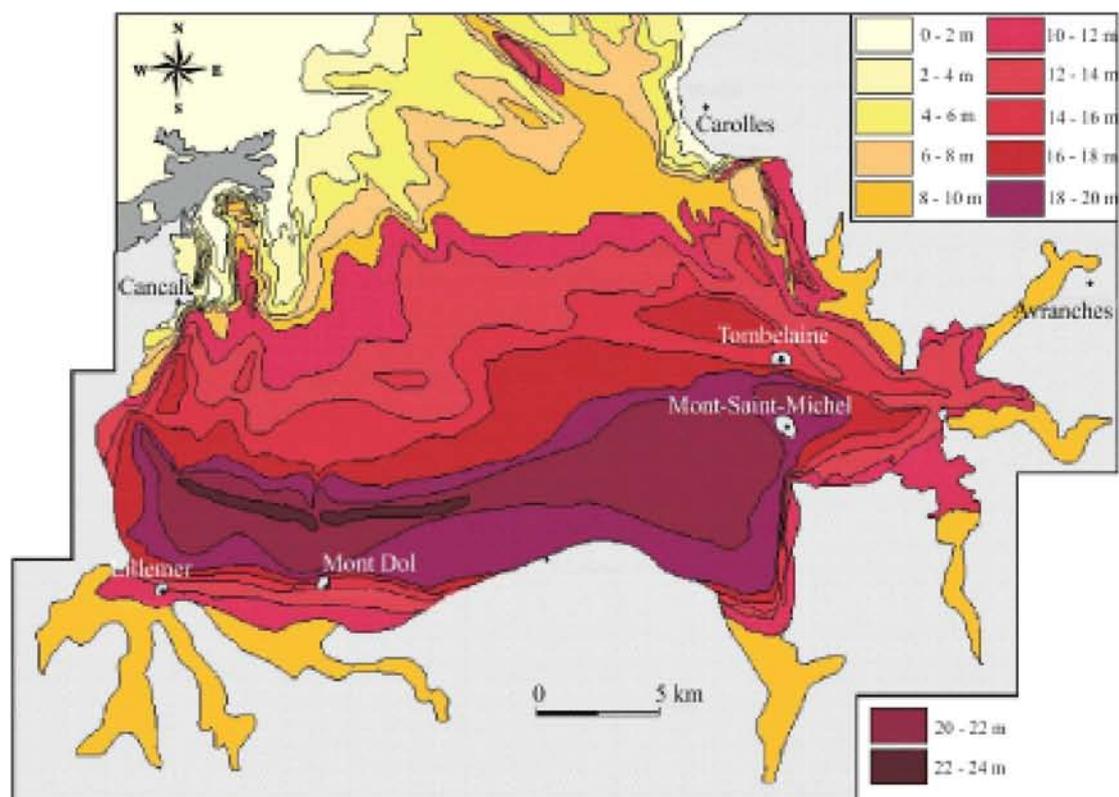


Le 5 juillet 1999

DYNAMIQUE DE COMBLEMENT D'UN BASSIN SEDIMENTAIRE SOU MIS A UN REGIME MEGATIDAL : EXEMPLE DE LA BAIE DU MONT-SAINT-MICHEL

Devant le jury composé de :

Directeur : M. C. LARSONNEUR, Professeur à l'Université de Caen.
Rapporteurs : MM. H. CHAMLEY, Professeur à l'Université de Lille.
L.R. LAFOND, Professeur à l'Université d'Orsay
Examineurs : MM. J.P. AUFFRET, Maître de Conférence à l'Université de Caen.
S. BERNÉ, Ingénieur de Recherches à L'IFREMER
T. GARLAN, Ingénieur d'Etudes à L'EPSHOM



Epaisseur du prisme sédimentaire intertidal et sous-marin
(modifié d'après Auffret in Larsonneur, 1989)





THESE

PRESENTEE A



L'UNIVERSITE DE CAEN

Par Axel EHRHOLD

pour obtenir le grade de

DOCTEUR

SPECIALITE : TERRE ENVELOPPE FLUIDE

DYNAMIQUE DE COMBLEMENT D'UN BASSIN SEDIMENTAIRE SOUMIS A UN REGIME MEGATIDAL :

Exemple de la Baie du Mont-Saint-Michel

Soutenue le 5 juillet 1999

Après avis de MM. les Professeurs

H. Chamley
L.R. Lafond

Rapporteurs

Devant la commission d'examen formée de :

M.	C. Larssonneur	Professeur à l'Université de Caen	Directeur de thèse
MM.	H. Chamley	Professeur à l'Université de Lille 1	Rapporteur
	L.R. Lafond	Professeur à l'Université de Paris-Sud	Rapporteur
	J.P. Auffret	Maître de Conférence à l'Université de Caen	Examineur
	S. Berné	Ingénieur à l'IFREMER	Examineur
	T. Garlan	Ingénieur à l'EPSHOM	Examineur

ATTENTION : Cette thèse a été remise en forme pour s'adapter au format pdf. La référence officielle à ces travaux demeure la suivante : Axel Ehrhold (1999). Dynamique de comblement d'un bassin sédimentaire soumis à un régime mégatidal : exemple de la baie du Mont Saint-Michel. Thèse 3^{ème} cycle, Université de Caen, 294 p. et annexes 33 p.

RÉSUMÉ :

Les recherches effectuées s'inscrivent dans une convention DRET/CNRS relative aux problèmes de dynamique sédimentaire dans la baie du Mont-Saint-Michel dominée par les courants de marée. Cette étude combine l'analyse descriptive des unités morphosédimentaires à la modélisation des phénomènes à la surface du fond. Située au Sud du Golfe normand-breton, cette baie est réputée pour ses marnages exceptionnels. Elle communique avec le large par deux larges passes de part et d'autre de l'archipel de Chausey.

Une approche pluridisciplinaire mettant en œuvre des techniques complémentaires (sonar latéral, prélèvements, carottages, mesures courantologiques, ...) a permis d'analyser les ensembles sédimentaires dans la baie et dresser une carte précise des directions de transport sédimentaire résiduel. La détermination des transports sédimentaires résiduels est basée sur le dépouillement des sonogrammes et sur l'utilisation de la méthode, qualitative et quantitative, à partir des filiations intergranulaires entre les prélèvements (méthode de Gao et Collins), de la couleur des sédiments et de la combinaison d'un modèle horizontal 2D à la formule de transport solide de Bagnold. Les courants tidaux, temporairement contrariés ou renforcés par les houles, demeurent les principaux moteurs de la construction du prisme sédimentaire holocène. Les figures sédimentaires, nombreuses et réparties sur l'ensemble du domaine d'étude, s'enchaînent du large vers l'estran selon une séquence d'apports sédimentaires modérés (Belderson et al. 1982) en suivant le gradient d'intensité des courants de marée, modifié localement par la présence de caps rocheux.

Sur la couverture sédimentaire grossière composée d'éléments de socle affleurant, de cailloutis et de graviers qui occupe la partie centrale de la baie, la dynamique sédimentaire superficielle est organisée sous la forme d'un réseau chevelu de rubans sableux rectilignes, pluri-kilométriques, orchestrés dans de larges couloirs de transit des sédiments. Ces apports en sables coquilliers sont stockés temporairement dans des corps sédimentaires isolés (grandes dunes tidales des "Petits Bancs", de la "Basse Parisienne") et viennent alimenter les bancs côtiers de la baie maritime, les champs de dunes au large de Granville et le delta de marée.

Les bancs côtiers de la baie maritime sont connectés au prisme littoral. Leur morphologie comme celle des dunes tidales associées est contrôlée par les courants de marée chenalisés entre les dépressions creusées autour de la pointe du Grouin. Ce cap rocheux induit un mouvement résiduel tourbillonnaire de grande envergure qui réfracte vers Cancale, les directions de transport sédimentaire jusqu'à 7 km à l'Est. Le Massif des Hermelles constitue la limite orientale de ce vortex qui sépare l'environnement maritime à l'Ouest du delta de marée à l'Est. Cette limite hydrodynamique majeure est imperméable aux transferts E-W.

Le prisme sableux qui s'appuie entre Granville et la pointe de Champeaux est également modelé de bancs et de grandes dunes tidales. Plus ouvert vers l'Ouest, il est également davantage soumis à l'action des houles océaniques. Les conditions de faible bathymétrie et l'agitation du plan d'eau déstabilisent la morphologie de ces structures. En fonction des conditions météorologiques, leurs déplacements peuvent être inverse à celui enregistré par la marée.

La région du delta de marée est une zone instable à fort bilan sédimentaire, alimentée latéralement lors des grandes marées par les sédiments du large et pendant les tempêtes par les sables des fonds proches remis en suspension. Le volume de sable calculé par le code numérique et pénétrant dans le système pré-estuarien pour des marées de grandes vives-eaux, a été évalué à 500 000 m³/an, le volume des suspensions traversant la Champeaux-Hermelles à 900 000 m³/an. Ces valeurs ont été calculées dans des conditions d'agitation et sont probablement minorées.

La prolifération de la crépidule depuis 30 ans est un élément nouveau et important dans la répartition des faciès sédimentaires. La biomasse vivante et morte est estimée à 214 000 t. entre 0 et 10 m de profondeur. La production de bioagrégats (environ 332 000 t/an) et leur piégeage dans les colonies favorisent l'installation de vasières dans des milieux jusqu'alors peu favorables aux dépôts des vases et

à leur stabilisation.

Mots clés : Golfe normand-breton, prisme sédimentaire, courants de marée, houle, rubans sableux, dunes tidales, bancs côtiers, crépidule, couleur des sédiments, code numérique, transport solide.

This work presents the results of a study relating to the problems of present sedimentary dynamic in a bay dominated by tidal currents. This study has been performed in a DRET/CNRS convention. It combines the descriptive study of the morphosedimentary units with the modeling of bedload process. Located at the south of normand-breton Gulf, the Mont-Saint-Michel bay is recognized for his exceptional tidal range. She extends as a whole, between the archipelago of the Chausey Islands at North and armorican coast made up of brioerian cliffs in the south. The rivers which are flowed into the bay, have low discharge compared to the oscillating tidal volume which penetrates and get out every twelve hours. Tidal currents remain the principal engines of the Holocene sedimentary prism construction and are temporarily opposed or strengthened by swell currents. Analysis of sets and sedimentary bodies is based on a groundwork grab sedimentary sampling, corings subsurface, prospection by side scan, sonic delph finder, video and laying hydrologic and courantologic stations. The coarse sedimentary sediments made up of bedrock elements pebbles and gravels cover the central part of the bay. This gravel lag is not very mobile but is the seat of a strong superficial sedimentary dynamic. She takes the form of a hairy network of rectilinear sandy ribbons. The sandy prism limits begin around 10 m of depth. He communicates with the subtidal coarse sea floor by three broad sandy corridors off tide delta composed of moving fine-grained sand. The coastal banks of maritime bay are connected to the littoral prism. Their morphology as that of the associated tidal sand dunes is controlled by tide currents chenalized between hollows dug around Grouin headland. The sandy prism between Granville and Champeaux headland is also shaped by banks and very large subaqueous dunes. More open towards the West, it is also more subjected to the action of oceanic swells. The weak bathymetry conditions and the agitation of the water level destabilize the morphology of these structures. In this environment, the proliferation of crepidule for 30 years be a new significant element in the sedimentary facies distribution. The alive and dead biomass are estimated at 214 000 T. between 0 and 10 meters of depth. The production of fecal pellets and their trapping in the colonies support the expansion of mud flats in bathymetric environments unfavorable to the deposit and stabilization of mud. On bay scale, sedimentary dynamic follows swinging conveyor sediment since the broad to foreshore. In front of tide delta, some areas are potentially eroded. The volume of bedload sand transport calculated by the numerical model and penetrating into the deltaic system, have been estimated at 500000 m³/year and the suspended deposit volume at 900000 m³/year across the Champeaux-Hermelle section. These computed values have been determined under zero wind conditions and are therefore underestimated. But they lay stress on the part of hydrodynamic processes controlled by tide currents in this bay and for the whole little estuaries on the Manche-Altantic coast.

Key-words : Norman-breton gulf, sedimentary units, bedforms, tide delta, crepidule, hydrodynamic modeling, sand reflectance.

Cette première page est dédiée à toutes les personnes qui ont contribué à un moment de mon travail, au bon déroulement, à l'achèvement et à la publication finale de ce mémoire. En espérant ne pas en avoir oublié, qu'ils soient tous ici chaleureusement remercier :

Tout d'abord, au Professeur C. Larsonneur, d'avoir suivi ce travail depuis 1994. Ses conseils et ses observations pertinentes

Monsieur le Professeur H. Chamley, de m'avoir fait bénéficier de sa lecture attentive du manuscrit et de ses nombreux encouragements au cours de la dernière ligne droite. Vous aviez déjà porté un intérêt tout particulier à mon mémoire de DEA et à l'époque, donner les thèses de 3 jeunes thésards lillois qui furent les catalyseurs de mon intérêt croissant pour la dynamique côtière. Je profite de ces quelques lignes pour vous témoigner toute ma gratitude.

Je remercie le Professeur L.R. Lafond d'avoir bien voulu examiner ce mémoire. Je lui suis très reconnaissant pour le travail de rapporteur qu'il a bien voulu prendre en charge.

Je remercie également le Docteur S. Berné, d'avoir pu trouvé le temps d'examiner ce travail et de m'avoir toujours proposé son aide malgré ses nombreuses occupations actuelles. Sa présence dans ce jury témoigne d'une grande gentillesse.

À Jean-Paul Auffret (Maître de Conférence à l'Université de Caen), qui depuis longtemps guide mes pas de jeune sédimentologue. Il fut à chaque fois le premier à s'investir dans mes projets et à me donner les moyens de les concrétiser. Je voudrai ici le remercier tout particulièrement pour ses conseils prodigués depuis longtemps, sa clairvoyance, son amabilité et pour tous les bons moment passés et avenir. Il sait toute l'estime que je lui porte.

À Thierry Garlan (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine), qui m'a toujours soutenu, conseillé et vivement encouragé avec la bonne humeur qui le caractérise . Il m'a donné le temps de finir le manuscrit. L'achèvement et la publication de cette thèse lui doivent beaucoup. A l'époque de ma première rencontre en juillet 1991 pour mon stage de maîtrise, personne n'aurait pu se douter que neuf ans plus tard, je travaillerai à ses côtés. Qu'il reçoive ici le témoignage de toute mon amitié.

À Nicole Poupinet (laboratoire de Morphodynamique Continentale et Côtière), m'a conseillère de tous les instants auquel je porte une affection toute particulière. Complice de tous les jours, elle m'encouragea plus que mille fois dans l'amélioration du mémoire, participa assidûment à la correction et à la relecture de ces pages. Je la remercie vivement d'avoir consacré tout ce temps à examiner ce travail et pour tous ces moments de bonne humeur autour d'une tasse de café.

À Michel Blanchard (laboratoire d'écologie d'IFREMER) qui m'a appris tous les secrets de la crépidule et même les plus indiscrets ... Travailler quelques temps à ses côtés m'aura enrichi de sa vision de biologiste reconnu. J'espère que m'a soudaine passion pour ce gastéropode peu séduisant nous conduira vers de nouveaux projets. Je le remercie chaleureusement.

À Sylvain Guillou (laboratoire de mécanique des fluides de l'Univserité de Caen), qui me consacra beaucoup de son temps sur la modélisation des flux. L'amitié et la complicité qui se sont sont nouées au cours de notre étude en commun, font qu'il est pour moi bien plus qu'un collègue de travail.

À Mr Rétière d'avoir mis à ma disposition le navire du muséum de Dinard et son équipage durant le mois de décembre 1994; mission qui malheureusement se limita pour des raisons météorologiques à la

visite du Muséum et de cette belle région.

À Alain L'Homer, avec qui les discussions sur la dynamique sédimentaire en baie du Mont-Saint-Michel qu'il connaît si bien, furent très enrichissantes.

À Mme Chantal Bonnot-Courtois de m'avoir ouvert la riche bibliothèque du centre de Géomorphologie de Dinard où j'ai pu consulter les travaux les plus récents sur la baie.

À Mr Jadot, responsable du service audio-visuel à l'Université de Caen, qui par ses précieux conseils et son soutien technique m'a donné les moyens techniques de travailler sur l'analyse numérique de la couleur des sables. Je le remercie d'avoir mis ses compétences à mon service.

À Mr Romano et sa femme, qui par leur gentillesse ont osé me suivre dans cette folle aventure d'échantillonnage dans le delta de marée en aéroglisseur, projet ambitieux qui malgré plusieurs tentatives chavira dans les tangues de la baie. Je n'oublierai jamais leur soutien spontané et d'avoir bien voulu croire à ce projet périlleux.

À Patrick Guyomard, Patrick Lesueur, Guy Boisard, Cendric, Damien, Guillaume, Sylvain, Cyril et Évrard, d'avoir apporter leur concours quelques jours lors des missions en mer. Leur aide fut précieuse lors de ses longues journées d'acquisition. Qu'ils reçoivent ici toute ma sympathie.

À Messieurs Sauvage, Zahn, Kerjean, Le Gouic et Le Visage qui ont permis l'impression de la thèse par le Service Hydrographique de la Marine et auxquels j'exprime toute ma gratitude.

À toute l'équipe des sablo-graveleux, Patrick, Jacques, Isabelle et les nombreux appelés qui ont participé de près ou de loin à ce projet.

Aux marins des bateaux de la flotte de l'INSU pour leur convivialité, leur disponibilité et leur efficacité.

Enfin à mes Parents, pour leur soutien et leurs encouragements sans failles.

Je n'oublierai pas ma femme qui a bien voulu supporter l'effort de ces cinq années.

Je sais que l'achèvement de ce mémoire est une joie pour eux tous.

TABLE DES MATIERES

Résumés

Avant propos

Table des Matières

INTRODUCTION..... 1

Chapitre 1 : CADRE GEOGRAPHIQUE ET HYDRODYNAMIQUE

1 - Cadre géomorphologique.....	2
2 - Le contexte géologique	4
2.1 - Structure et évolution géologique anté-quaternaire	4
2.1.1 - <u>L'histoire cadomienne</u>	4
2.1.2 - <u>L'histoire hercynienne ou varisque</u>	6
2.2 - Histoire quaternaire de la baie du Mont-Saint-Michel	7
2.3 - Conclusion	11
3 - Les agents météorologiques et marins	11
3.1 - Le régime des vents	11
3.1.1 - <u>La côte Ouest Cotentin dans le secteur de Granville</u>	11
3.1.2 - <u>Les enregistrements au sémaphore de la pointe du Grouin</u>	13
3.1.3 - <u>La fréquence des vents dans l'archipel de Chausey</u>	13
3.2 - Les houles	14
3.2.1 - <u>Propagation des houles océaniques</u>	14
3.2.2 - <u>Caractéristiques de la houle côtière dans le secteur d'étude</u>	14
3.2.2.1 - <u>Amplitude</u>	15
3.2.2.2 - <u>Direction</u>	16
3.2.2.3 - <u>Périodes</u>	17
3.2.3 - <u>Actions des vagues dans la baie</u>	17
3.3 - La marée	18
3.3.1 - <u>Généralités</u>	19
3.3.1.1 - <u>Origine et périodicité</u>	18
3.3.1.2 - <u>Le marnage et les courants de marée</u>	19
3.3.1.3 - <u>Les coefficients de marée</u>	20
3.3.2 - <u>La marée à l'échelle du Golfe normand-breton</u>	21
3.3.3 - <u>Caractéristiques générales des courants de marée dans la zone d'étude</u>	21
3.3.3.1 - <u>Les courants giratoires</u>	22
3.3.3.2 - <u>Les courants alternatifs</u>	24
3.4 - Conclusion	25

Chapitre 2 : CARACTERISTIQUES MORPHOSEDIMENTAIRES DE LA ZONE DETUDE

1 - Résultats antérieurs.....	26
2 - Nature de la couverture sédimentaire superficielle.....	26
2.1 - Caractéristiques générales.....	26
2.1.1 - <u>Répartition des faciès sédimentaires selon la classification de Larssonneur (1977)</u>	26
2.1.2 - <u>La fraction organogène des sédiments</u>	31
2.1.2.1 - <i>Distribution des carbonates dans le spectre granulométrique</i>	32
2.1.2.2 - <i>Répartition des carbonates dans le domaine d'étude</i>	32
a/ La frange littorale et le fond de baie.....	34
b/ Le domaine subtidal entre les Iles Chausey et la pointe du Grouin.....	34
c/ La zone pré-littorale à forte concentration organogène.....	35
2.1.2.3 - <i>Influence de la contamination actuelle des fonds par la crépidule</i>	37
a/ Description morphologique.....	37
b/ Répartition géographique.....	38
b.1 / Les secteurs encore faiblement colonisés.....	40
b.2 / Les zones à populations bien établies et à répartition hétérogène.....	40
b.3 / Les zones à fortes densités recouvertes d'un tapis dense et épais.....	41
c/ Biosédimentologie.....	42
d/ Impact biosédimentaire de l'activité de la crépidule.....	43
2.1.2.4 - <i>Développement de vasières offshore depuis l'apparition de la crépidule</i>	48
2.1.2.5 - <i>Conclusion</i>	48
2.2 - Les fonds grossiers entre l'archipel des Iles Chausey et la côte bretonne.....	48
2.2.1 - <u>Les domaines rocheux</u>	48
2.2.1.1 - <i>Le prolongement sous-marin de la pointe du Grouin</i>	48
2.2.1.2 - <i>Les champs de blocs erratiques au Sud de Chausey</i>	49
2.2.2 - <u>La nappe à cailloutis et à graviers</u>	52
2.2.3 - <u>Les couloirs à sédimentation sableuse sporadique</u>	56
2.2.3.1 - <i>Les faisceaux de rubans de sable fin</i>	56
2.2.3.2 - <i>La zone dite "des petits bancs" (48°48'20N et 1°47'00W)</i>	61
2.2.3.3 - <i>Domaine des rubans larges et des faisceaux fins isolés</i>	65
2.2.4 - <u>Conclusion</u>	67
2.3 - Le prisme côtier breton entre la pointe du Grouin et la chapelle St-Anne.....	68
2.3.1 - <u>Les banes sableux littoraux</u>	68
2.3.1.1 - <i>Le banc du Chatry</i>	68
2.3.1.2 - <i>Le banc des Corbières</i>	72
a/ Nature des faciès acoustiques relevés sur le banc.....	73
a.1 / Le faciès acoustique gris pâle.....	73
a.2 / Le faciès acoustique gris foncé hétérogène.....	73
a.3 / Le faciès acoustique gris foncé homogène.....	75
a.4 / Le faciès acoustique blanc absorbant.....	76
b/ Répartition de la moyenne granulométrique, de l'indice de dispersion et du taux en carbonates.....	76
b.1 / La moyenne granulométrique.....	76
b.2 / L'indice de dispersion.....	76
b.3 / Le taux en carbonates.....	76

2.3.2 - <u>Le champ de grandes dunes hydrauliques des Banchets à l'Est de Cancale</u>	77
2.3.2.1 - <i>Orientations et caractéristiques morphologiques des structures sédimentaires transversales</i>	77
2.3.2.2 - <i>Les structures associées</i>	81
2.3.2.3 - <i>Caractéristiques granulométriques</i>	82
2.3.3 - <u>Les dépressions longitudinales</u>	84
2.3.3.1 - <i>La dépression du Chatry</i>	84
2.3.3.2 - <i>La grande rade de Cancale</i>	86
2.3.3.3 - <i>Le chenal du Guyoult</i>	88
2.3.4 - <u>Évolution de la sédimentation depuis 1913 en baie de Cancale</u>	92
2.3.5 - <u>La zone infra-littorale entre la baie maritime et la zone estuarienne</u>	93
2.4 - Le prisme côtier normand entre Saint-Martin de Bréhal et le Couesnon (fig. II-56)	97
2.4.1 - <u>Le delta de marée entre la pointe de Champeaux et le banc des Hermelles</u>	100
2.4.1.1 - <i>L'éventail pré-estuarien</i>	100
2.4.1.2 - <i>Les couloirs grossiers bio-lithoclastiques et bioclastiques</i>	101
2.4.2 - <u>Les vasières côtières</u>	104
2.4.2.1 - <i>Les vasières infra-littorales</i>	104
2.4.2.2 - <i>Les vasières subtidales</i>	107
2.4.3 - <u>Le champ de grandes dunes hydrauliques au large de Granville</u>	107
2.4.3.1 - <i>Orientations et caractéristiques morphologiques des structures sédimentaires transversales</i>	107
2.4.3.2 - <i>Les structures associées</i>	113
2.4.3.3 - <i>Caractéristiques acoustiques</i>	113
a/ <i>Le faciès acoustique gris sombre</i>	114
b/ <i>Le faciès acoustique gris foncé</i>	114
c/ <i>Le faciès acoustique gris moyen</i>	114
d/ <i>Le faciès acoustique gris pâle</i>	116
2.4.4 - <u>Résumé</u>	118
3 - Synthèse.....	118
3.1 - Méthodologie	118
3.2 - Les figures sédimentaires	119
3.3 - La répartition des sédiments	121

Chapitre 3 : DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE ET MODELES SEDIMENTOLOGIQUES

1 - Schéma global de circulation des sédiments du domaine d'étude par l'interprétation morphologique des figures sédimentaires.....	124
1.1 - Le domaine ouvert du large	126
1.1.1 - <u>Le couloir morphologique au Sud de Chausey</u>	126
1.1.2 - <u>Le couloir principal entre Chausey et la pointe du Grouin</u>	129
1.1.2.1 - <i>La zone dite "des petits bancs"</i>	130
1.1.2.2 - <i>La Basse Parisienne et sa connexion au banc de Rondehaie</i>	130
1.2 - Dynamique sédimentaire à la périphérie de la pointe du Grouin et dans la baie maritime	131

1.2.1 - <u>La dynamique dans les dépressions du Guyoult et de la grande rade de Cancale</u>	133
1.2.1.1 - <u>La dépression du Guyoult</u>	133
1.2.1.2 - <u>La grande rade de Cancale</u>	133
1.2.2 - <u>Les bancs sableux</u>	133
1.2.2.1 - <u>Le banc du Chatry</u>	133
1.2.2.2 - <u>Le complexe Corbières-Banchets</u>	134
1.2.2.3 - <u>Nature des processus à l'origine de la construction de ces deux bancs</u>	135
1.3 - Dynamique sédimentaire à l'embouchure du delta de marée	137
1.4 - Dynamique de la passe entre l'archipel des Iles Chausey et la pointe du Roc	138
1.4.1 - <u>Le domaine pré-littoral</u>	138
1.4.2 - <u>Le champ de grandes dunes hydrauliques de Granville</u>	139
1.4.2.1 - <u>Polarité des crêtes</u>	139
1.4.2.2 - <u>Évolution annuelle des crêtes</u>	141
1.5 - Bilan de la circulation des sédiments sur la base des données de terrain	145
2 - Suivi des transits sédimentaires résiduels par l'analyse spatiale des variations granulométriques : Modèle de Gao et Collins (1991).....	146
2.1 - Introduction	146
2.1.1 - <u>Fondements de la méthode</u>	147
2.1.2 - <u>Protocole de traitement des données</u>	149
2.1.3 - <u>Domaines d'application de la méthode</u>	149
2.1.4 - <u>Évaluation du modèle</u>	151
2.2 - Confrontation des hypothèses sur le domaine de référence (Ehrhold et Auffret, 1996)	152
2.2.1 - <u>Fréquence d'apparition des cas</u>	152
2.2.2 - <u>Comparaison avec les directions et les sens de transport déduits des figures sédimentaires</u>	154
2.2.3 - <u>Premières conclusions</u>	157
2.3 - Détermination des transits sédimentaires à l'échelle de la baie	157
2.3.1 - <u>Évaluation de la répartition des trois indices granulométriques</u>	157
2.3.2 - <u>Modèles de transports sédimentaires potentiels</u>	158
2.3.3 - <u>Analyse statistique des cas traités</u>	161
2.3.4 - <u>Les points nodaux de convergence</u>	164
2.4 - Conclusions et limites de la méthode	164
3 - Nature des processus sédimentaires examinés dans la baie interne par analyse numérique de la couleur des sables.....	166
3.1 - Introduction	166
3.2 - Nature du matériel sédimentaire examiné	167
3.3 - Caractéristiques chromatiques des échantillons analysés	168
3.4 - Relation couleur et teneur en carbonates	171
3.5 - Relation couleur et indice de dispersion	174
3.5.1 - <u>Famille des sables jaune-orangé à roux</u>	175
3.5.1.1 - <u>Classe J₁</u>	175
3.5.1.2 - <u>Classe J₂</u>	176
3.5.2 - <u>Famille des sables beiges</u>	176
3.5.2.1 - <u>Classe B₁</u>	176
3.5.2.2 - <u>Classe B₂</u>	178

3.5.2.3 - Classe B_3	178
3.5.3 - Famille des sables gris-beiges.....	179
3.5.3.1 - Classe GB_1	179
3.5.3.2 - Classe GB_2	179
3.5.3.3 - Les classes GB_3 et GB_4	179
3.5.4 - Les sédiments pré-estuariens.....	179
3.6 - Nature des séquences types.....	180
3.7 - Conclusions.....	181
4 - Synthèse.....	183

Chapitre 4 : MESURES ET CALCULS DES FLUX PARTICULAIRES EN SUSPENSION ET EN CHARRIAGE EN BAIE DU MONT-SAINT-MICHEL

1 - Rappels sur les bilans sédimentaires.....	185
2 - Les flux particuliers en suspension.....	186
2.1 - Nature minéralogique des MES.....	186
2.2 - Analyse des conditions climatiques précédent les de missions de prélèvements.....	189
2.3 - Les mesures en points fixes.....	190
2.3.1 - Site 1 au large des Hermelles.....	190
2.3.2 - Site 2 au pied Sud du banc de Rondehaie.....	191
2.3.3 - Site 5 à l'embouchure de l'éventail pré-estuarien.....	193
2.3.4 - Site 3 au pied Nord du banc de Rondehaie.....	193
2.3.5 - Site 4 au large de Granville.....	194
2.4 - Calculs des flux instantanés à l'échelle de la marée.....	195
2.4.1 - En surface.....	196
2.4.2 - À mi-profondeur.....	196
2.4.3 - À 1 m au-dessus du fond.....	196
2.5 - Essai d'intégration vers un bilan massique annuel.....	198
3 - Calculs des flux particuliers en charriage dans la baie du Mont-Saint-Michel.....	201
3.1 - Introduction.....	201
3.2 - Modélisation des écoulements de marée et calcul de la vitesse à 1 m au-dessus du fond.....	203
3.3 - Équation de transport et calibration des paramètres morpho-sédimentaires.....	204
3.3.1 - La formule de Bagnold modifiée par Gadd et al. (1978).....	204
3.3.2 - La rugosité z_0 , la vitesse critique darrachement à 1 m au-dessus du fond et le mode granulométrique.....	206
3.3.2.1 - La rugosité z_0	206
3.3.2.2 - la vitesse critique darrachement à 1 m au dessus du fond $U_{100(e)}$	208
3.3.2.3 - Le mode granulométrique.....	210
3.4 - Résultats des simulations réalisées pour une marée de coefficient 70 et 103 couvrant toute la zone des petits fonds et lestran compris.....	210
3.4.1 - Représentativité des résultats.....	210

3.4.2 - <u>Comparaisons des directions calculées et observées à partir des autres méthodes de prospection</u>	211
3.4.3 - <u>Prévision des flux sédimentaires (ordre de grandeur)</u>	215
4. Conclusions.....	218
CONCLUSIONS GENERALES.....	220
BIBLIOGRAPHIE.....	232
LISTE DES FIGURES.....	246
LISTE DES TABLEAUX.....	253
ANNEXES.....	
AN - 1 : Outils et traitements méthodologiques.....	1 - 17
AN - 2 : Structures sédimentaires.....	18 - 31

INTRODUCTION

Une côte sableuse, bien que fréquemment en érosion aujourd'hui, est à l'origine, un complexe sédimentaire construit par la mer qui paradoxalement provoque ensuite son érosion. Les processus de transport sédimentaire conduisant à l'accrétion des dépôts sur une côte en régime hydrodynamique dominé par la marée et en l'absence d'apports provenant du continent restent encore mal connus sinon ignorés. Les petits estuaires, nombreux sur la façade Manche-Atlantique, sont caractérisés par un très faible débit fluvial excepté lors des pics de crue. Ils sont avant tout confrontés à des marnages importants. Bien souvent, en l'absence de documents anciens et en raison de leurs topographies se prêtant difficilement à l'investigation sous-marine, les processus sédimentaires responsables de leur comblement sont abordés par l'étude hydrologique. Il existe actuellement une importante lacune entre la connaissance de l'environnement intertidal et le domaine amont pouvant être considéré comme région source ou région de transport intense. Le secteur d'investigation est limité à la partie sud du Golfe normand-breton, entre l'archipel des îles Chausey au Nord (48°53'N/1°53'W) et le Mont-Saint-Michel au Sud (48°40'N/1°32'W). Le site de la baie du Mont-Saint-Michel est un véritable laboratoire naturel aux caractéristiques hydro-sédimentaires spécifiques ; marnage exceptionnel (jusqu'à 15 m en grande vive-eau) et extrême diversité des faciès sédimentaires. Les processus hydro-sédimentaires conduisent à son comblement progressif depuis le début de la transgression holocène. Outre son aspect physique, la baie du Mont-Saint-Michel est le siège d'une forte activité économique tournée vers la mer (pêche, ostréiculture et mytiliculture) et vers le tourisme du fait de l'importance culturelle de son abbaye et de la beauté de ses paysages entre terre et mer. Ce secteur de recherche se compose :

- d'une vaste baie (environ 600 km²) appelée parfois "Grande Baie", de faible profondeur, ouverte sur le Golfe normand-breton jusqu'à l'archipel des îles Chausey
- d'une zone interne limitée au Nord par la latitude de la pointe de Champeaux (48°44'N), exondable par le jeu des marées et connue pour l'importance des phénomènes de sédimentation au voisinage du Mont-Saint-Michel.

Les objectifs de ce travail sont multiples ; Il s'agissait d'une part de mieux cerner les relations sédimentaires entre la baie externe et le domaine intertidal, notamment en tentant de différencier les modes de transport et de sédimentation en domaine sous-marin, d'autre part, d'étudier le fonctionnement de ce vaste système dans son contexte plus global à l'échelle du Golfe.

La mise en oeuvre de techniques complémentaires (sonar à balayage latéral, échosondeur, carottages, prélèvements de sédiments à la benne, caméra vidéo sous-marine, mesure de courants et de particules en suspension) nous a permis d'aboutir à une cartographie morphosédimentaire détaillée et actualisée de la région étudiée et de définir les relations entre la dynamique des corps sableux et l'hydrodynamisme marin. Outre l'utilisation des outils océanographiques traditionnels, nous avons abordé ce travail en traitant l'information sédimentaire sous un nouvel aspect, par la mise au point de nouveaux outils de traitements numériques de la dynamique sédimentaire (méthode de Gao et Collins, analyse colorimétrique des sables). Enfin nous avons estimé les flux sédimentaires en suspension et en traction à l'embouchure de la zone estuarienne, véritable piège hydraulique actuel.

Cette étude comprend 4 chapitres :

- 1 - Présentation de la géographie et des caractéristiques hydrodynamiques.
- 2 - Découpage morphologique et sédimentaire du domaine étudié.
- 3 - Dynamique sédimentaire à partir des figures sédimentaires et comparaison avec les modèles d'interprétation indirecte des transits sédimentaires.
- 4 - Mesures et calculs des flux particuliers en suspension et en charriage.

Chapitre 1

CADRE GEOGRAPHIQUE ET HYDRODYNAMIQUE

I - Cadre géomorphologique :

La baie du Mont-Saint-Michel caractérisée par ses immenses grèves qui découvrent à l'infini à marée basse constitue une cuvette très évasée qui communique avec la Manche par deux passes séparées par le petit archipel des Iles Chausey. Ce golfe d'une superficie de 600 km², régulièrement incliné vers le Nord-Ouest atteint la profondeur de 25 m, possède une morphologie très diversifiée (**fig. I-1**). La physiographie monotone du fond de baie caractérisée au Sud par de larges estrans plats, contraste, au Nord, avec la côte normande, sableuse et rectiligne, prolongée par un large talus littoral, et à l'Ouest avec la côte bretonne rocheuse et découpée.

L'éperon résistant du cap de Granville, encore nommé pointe du Roc et composé de turbidites et de conglomérats briovériens, domine du haut de ses 40 mètres un littoral sableux bordé par un long cordon dunaire. Au Nord de celui-ci, le havre de la Vanlée fortement colonisé par la végétation halophyte est alimenté par une longue flèche littorale sableuse ancrée sur la pointe du Roc. Au Sud du cap de Granville, l'estran devient plus étroit et laisse apparaître en de nombreux endroits le platier rocheux arasé et fortement diaclasé ainsi que des tangles anciennes mises à l'affleurement par la dynamique littorale (Elhaï, 1963). Le talus littoral très étroit au large de la pointe de Champeaux s'évase progressivement en direction du NNW jusqu'à relier l'archipel des îles Chausey avec la côte est du Cotentin. Le pied de ce talus se situe au niveau du resserrement des isobathes 4, 5, et 6 m. Cette portion du littoral se termine au Sud par les falaises massives de Carolles.

La baie interne est composée d'un large estran qui découvre sur plus de 10 km au moment des plus grandes marées de vive-eau. Les fonds monotones faiblement inclinés vers le Nord-Ouest s'ouvrent sur un plateau uniforme ponctué localement de structures sédimentaires de petites dimensions (zone dite des petits bancs, banc de la Renardière) et s'abaissent progressivement jusqu'à atteindre 25 m au droit de la pointe du Grouin. Il n'existe pas véritablement de hauts reliefs déconnectés du prisme littoral. Les principales structures sédimentaires constituent des appendices du prisme sableux, leurs orientations étant contrôlées par la géométrie côtière (**fig. I-2**). On distingue au débouché de l'éventail estuarien à 4 km de la côte de Champeaux, le banc de Rondehaie dont la morphologie rappelle celle du banc de Seine (**fig. I-1**) ; il s'effile vers le Nord-Ouest en direction de la Basse Parisienne. Le talus littoral présente, dans son ensemble, peu de relief du fait de l'action d'aplanissement par les houles de tempête ; il se termine au Nord-Est par un petit champ de grandes dunes hydrauliques bordé de part et d'autre par deux couloirs canalisant l'onde de marée.

À l'extrémité occidentale de la baie, se développent de la même manière le banc du Chatry ancré sur les schistes briovériens et le banc des Corbières soudé dans sa partie septentrionale à un petit champ de grandes dunes hydrauliques appelé "les Banchets". Dans l'ensemble, ces reliefs modestes de 5 à 10 m d'amplitude, sont mis en valeur par la présence de petites fosses, comme celle de la grande rade de Cancale, essentiellement localisées autour des promontoires rocheux (les pointes du Roc, de Champeaux et du Grouin) qui tirent leur origine de l'accélération locale de la vitesse des courants de marée (**fig. I-2**).

Il existe d'autres zones surcreusées, héritées des phases de continentalisation quaternaire qui dépriment faiblement de quelques mètres le fond marin à la limite sud de l'archipel de Chausey et à 5 km au Nord-Ouest de la pointe du Grouin.



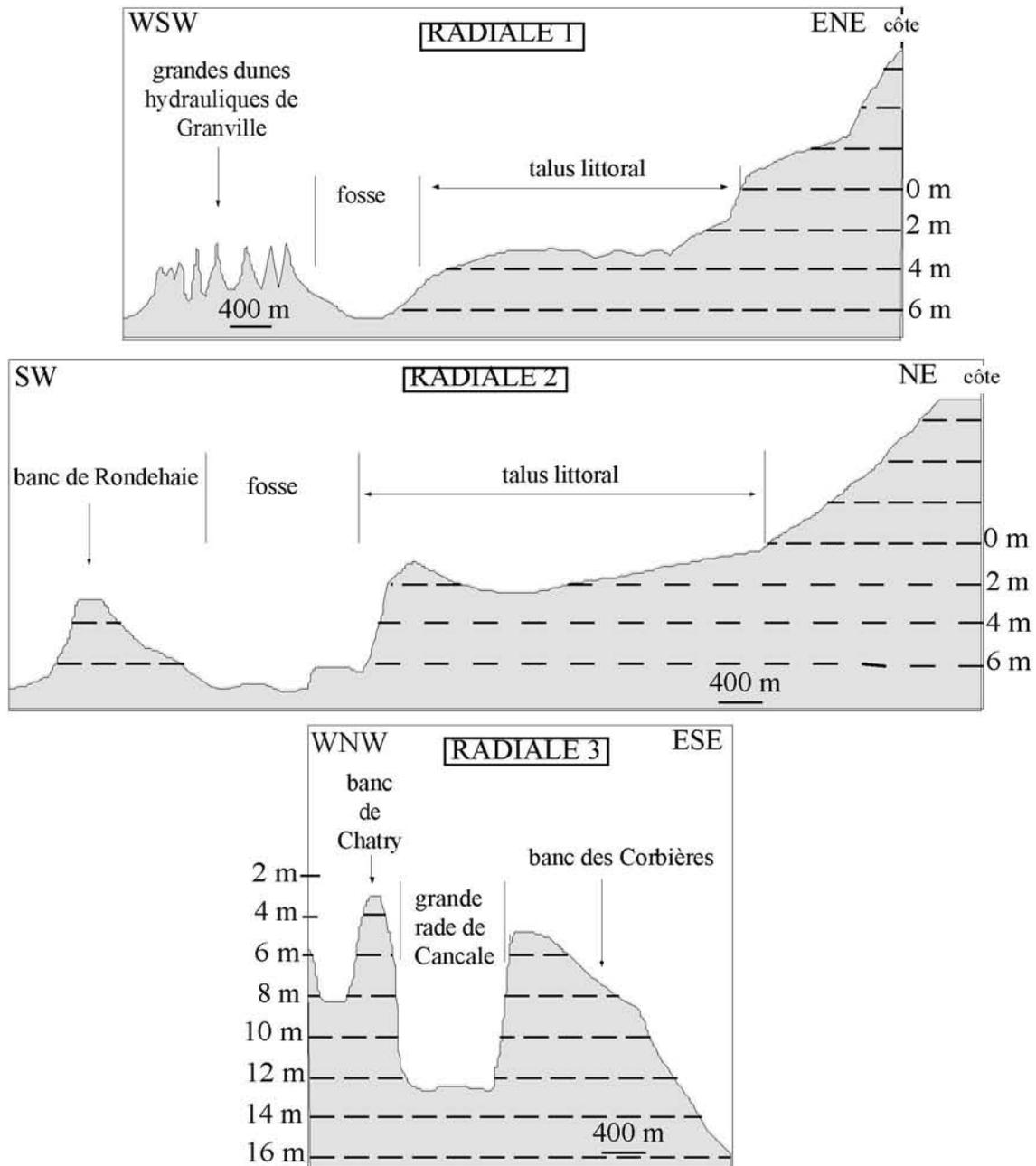


Fig. I-2 : Profils bathymétriques recoupant les reliefs sédimentaires à la côte
(positions sur la **fig. I-1**)

2 - Le contexte géologique :

2.1 - Structure et évolution géologique anté-quaternaire :

La géologie de la baie du Mont-Saint-Michel (**fig. I-3**) est au carrefour de trois domaines morpho-structuraux complexes : la Domnonia, la Mancellia et la Normannia. La rapide synthèse effectuée ici a pour unique objet la représentation schématique de ces grands ensembles et des terrains qui les composent. Elle ne rend compte que très partiellement de l'histoire géologique de cette région septentrionale du Massif armoricain. Celle-ci se résume en deux principales périodes (Doré et al., 1988) :

2.1.1 : L'histoire cadomienne :

Elle se déroule au Précambrien supérieur entre 660 et 540 Ma. Elle a fait l'objet de nombreux travaux

(Garlan, 1985; Dissler, 1987; Gresselin, 1990) et de nombreuses synthèses (Dissler et al., 1988; Dupret et al., 1990). Il s'agit d'un épisode géologique majeur dans la structuration du sous-sol de la partie nord du Massif armoricain lié à la fermeture de l'océan celtique engagé dans plusieurs plans de subduction d'âge protérozoïque supérieur. Les dépôts les plus anciens appartiennent au groupe inférieur du Briovérien. Ils sont composés d'une alternance de silt et grès fin grauwaqueux sous une forme rubanée telle que la formation de St-Pair où plus gréseuse pour la formation d'Hacqueville (Dupret, 1974). Le groupe supérieur correspond davantage à un flysch gréseux (Garlan, 1985) résultant du démantèlement de l'arc constantien situé au Nord de la région étudiée (**fig. I-4**). En effet, l'intrusion de la diorite quartzitique de Coutances vers 585 Ma et son érosion par la suite, sont à l'origine d'une sédimentation rythmique de type flysch dans laquelle s'intercalent des épisodes conglomératiques sous forme de coulées (tilloïdes) décrites par Garlan (1985) et Doré et al. (1985) au pied des falaises du cap de Granville.

La phase de plissement de la chaîne cadomienne s'est accompagnée de la mise en place de déformations intenses dans les terrains sédimentaires (schistosité N70) et d'intrusions granitiques. Deux grands ensembles cristallophylliens ayant la même origine magmatique sont représentés sur la carte (**fig. I-3**) :

- Les granodiorites à cordiérite de la *Mancellia* (540 ± 10 U/Pb) sont regroupées en une vaste ellipse de grand axe Est-Ouest (**fig. I-4**) et recourent à l'emporte-pièce les schistes briovériens et s'entourent d'une auréole de recristallisation (Le Gall, 1993). Les principaux granitoïdes de la région sont ceux de Chausey, St-Broladre, Bonnemain, Carolles et Avranches. Ils constituent un épisode magmatique typiquement crustal fini-cadomien et intrusif dans le Briovérien supérieur.

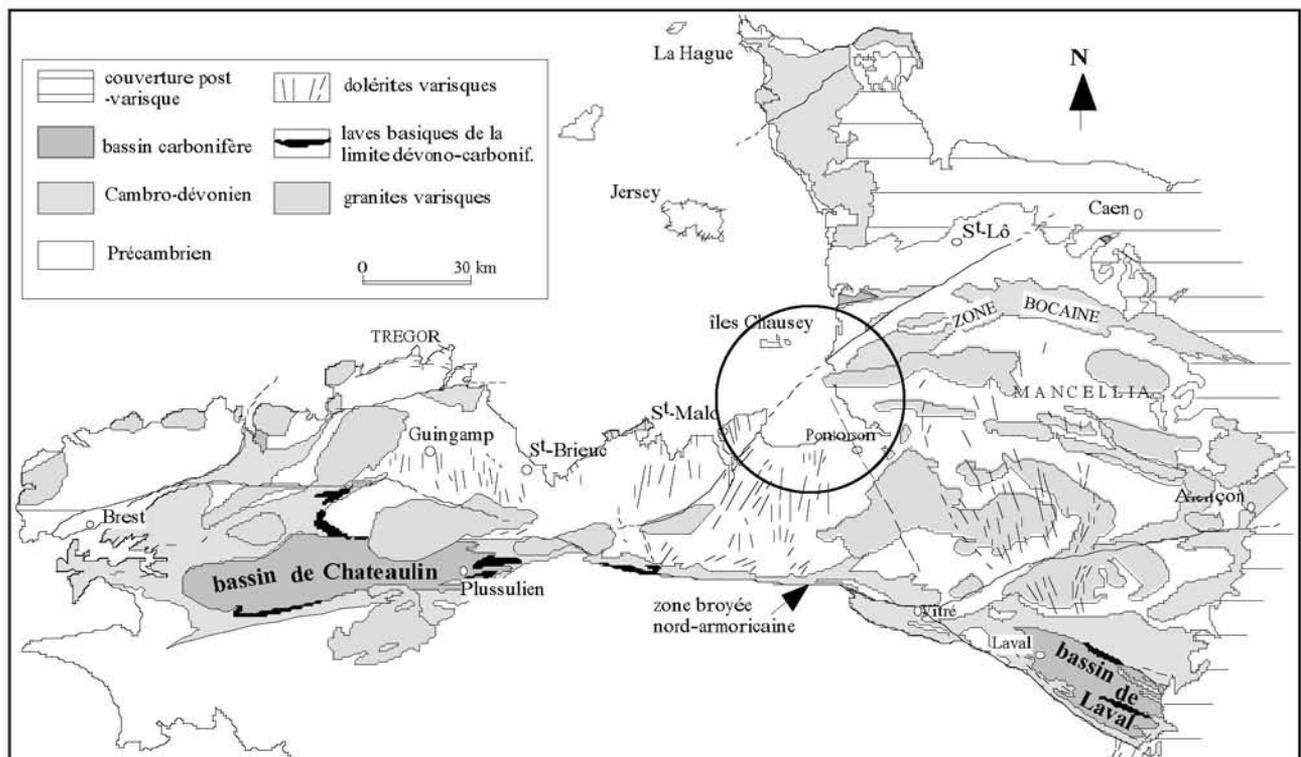


Fig. I-3 : Carte Géologique de la Normandie occidentale et de la Bretagne orientale
(d'après Doré et al., 1988)

- L'ensemble du dôme gneissique de Saint-Malo (540 ± 10 Ma) orienté N60 correspondant aux derniers bains anatectiques injectés dans la croûte. Jeannette (1971) le décrit comme une série poly-structurée à vergence vers le Nord-Ouest. Brun (1975) y reconnaît du Sud vers le Nord

trois formations : les micaschistes et gneiss de Langrolay, les paragneiss sombres à grains fins parfois affectés d'un début de fusion partielle du Minihic enfin les migmatites de St-Malo composées de gneiss d'injection, de gneiss rubanés veinés et de gneiss granitoïdes.

Les schistes du Briovérien ont été reconnus dans la baie par Dangeard (1928), Graindor et Roblot (1976) et Lefort (1978).

2.1.2 - L'histoire hercynienne ou varisque :

La formation de la chaîne hercynienne résulte de la fermeture de l'Océan Rhéique au Nord et de la collision entre deux grands blocs continentaux (au Nord la Laurasia et au Sud le Gondwana) effectuée du Silurien (400 Ma) jusqu'au Permien (250 Ma). Sur la péninsule post-cadomienne, se sont déposées les séries sédimentaires du Paléozoïque dont il ne reste que très peu de vestiges sur le pourtour de la baie. La sédimentation a été pendant cette période variée mais c'est surtout la remobilisation du socle cadomien par l'orogénèse hercynienne qui retiendra mon attention puisqu'elle va marquer la topographie actuelle.

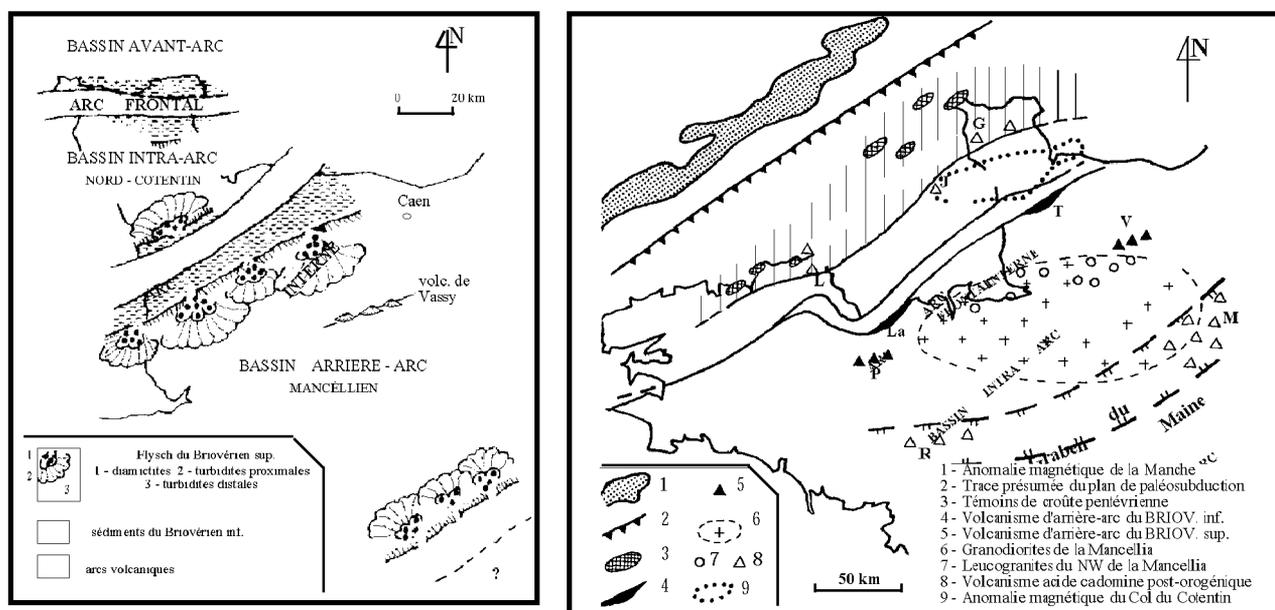


Fig. I-4 : Modèle sédimentaire et géodynamique au Cadomien entre Normandie et Bretagne (d'après Dissler et al., 1988)

La seconde phase pllicative s'accompagne de la mise en place d'un magmatisme tholéitique "distensif" guidée par le jeu conjugué de grands accidents dextro-inverses tel que celui de Pontorson-Vitré (N150) à l'Est et le décrochement senestre N20 entre le granite de Bonnemain et les gneiss de Dinan (Gresselin, 1990). L'essaim filonien doléritique nord-armoricain de Bonnemain se compose de filons de plusieurs km de longueur, larges de 1 à 10 m. Cette bande de dykes basaltiques de 40 km de largeur, recoupe tous les terrains anté-carbonifères y compris les massifs granulitiques de la zone broyée nord-armoricaine (ZBNA). Ils seraient les témoins des cheminées d'une vaste chambre magmatique résiduelle située à 2,5 km de profondeur (Lefort et Aïfa, 1996). Tout comme le champ magmatique doléritique de Guingamp, ils se sont mis en place au Dinantien (330 ± 10 Ma K/Arg) à la limite dévono-carbonifère.

Deux grands accidents guident la topographie sous-marine de la baie. Il s'agit d'un linéament senestre WSW-ENE (N60) de grande importance reliant Cancale à Granville. Il limite à l'Ouest le massif

migmatitique de St-Malo des schistes briovériens à l'Est. En mer, les missions au sonar à balayage latéral nous ont permis de le suivre jusqu'à 10 km au SSW de Granville (à la latitude 48°47'80N). Il met à l'affleurement le bord sud de l'échine rocheuse sous-marine prolongeant la pointe du Grouin vers le Nord-Est. Cet accident crustal majeur de 80 km traverse le Golfe normand-breton (cf § **fig. I-3**). Son fonctionnement aurait été initié au cours de l'orogénèse cadomienne (Dissler et al., 1988). Le second accident est celui de Pontorson-Vitré DCPC (N150) dont la mise en place serait contemporaine de la phase Dvc3 de l'histoire varisque selon Gresselin (1990). Il s'agit d'un cisaillement dextre entraînant un décrochement de 15 km. Le cours inférieur du Couesnon empreinte sa direction. Reconnu en mer par prospection géophysique (Graindor et Roblot, 1976), il constitue une rupture de pente marquée dans la morphologie sous-marine à quelques encablures du littoral cotentin à l'Est de laquelle, le prisme d'âge holocène s'est largement développé (cf § **fig. I-2**).

2.2 - Histoire quaternaire de la baie du Mont-Saint-Michel :

L'évolution géologique de la baie du Pléistocène à l'Holocène a été abondamment décrite à partir de la compilation de nombreux travaux (Larsonneur et Doré, 1975; Lautridou et Morzadec, in Larsonneur, 1989a); aussi je ne retracerai dans ce chapitre, que les grandes lignes de cette histoire. La succession des étapes de la transgression est reportée sur la figure I-5. La mer atteint dès le Boréal (8000 B.P.) les reliefs internes de la partie occidentale de la baie, topographiquement plus basse (Morzadec-Kerfourn, 1975; Clet-Pellerin et al., 1981). Dès le début de l'Atlantique, le colmatage de la baie peut alors débiter, s'accélérant au moment des courtes périodes de ralentissement de la transgression par le grand développement de tourbes et de schorres (**fig. I-5**).

Les pulsations transgressives qui se sont succédées, vers 6000, 4500 et 3000 B.P., sont à l'origine de la sédimentation alternée de tourbes, sables et tangles. Le prisme holocène actuellement en accrétion, repose donc sur le Pléistocène. De l'époque saaliennne (entre 180 000 et 120 000 B.P.), il ne reste affleurant à Saint-Jean le Thomas, que des lambeaux de terrasses anciennes. Les séries weichséliennes reconnues par sondages dans le domaine oriental de la baie (Clet-Pellerin et al., 1981), constituent l'essentiel des formations sédimentaires inférieures non carbonatées. Les sédiments variés constitués de sables éoliens, cailloux anguleux, horizons humifères et graviers, recouvrent sur quelques mètres d'épaisseur un bed-rock généralement altéré. Les formations marines supérieures carbonatées d'âge holocène se présentent sous la forme de sables coquilliers et de sables fins limoneux (tangles) d'une puissance ne dépassant pas 17 m, dans lesquelles s'intercalent de nombreux niveaux de tourbes.

La construction du prisme sédimentaire holocène résulte de la superposition de quatre séquences régressives en relation avec l'élévation progressive du niveau marin (**fig. I-6**). Elles comportent à la base des dépôts marins (sables) et au sommet des dépôts continentaux (tourbes). Sous la conjonction de fortes marées et de houles de tempêtes, le passage du continental au marin fut brutal, provoquant l'invasion des marais. La couverture sédimentaire holocène s'épaissit vers la côte et s'accumule largement dans les domaines côtiers abrités où elle atteint fréquemment une quinzaine de mètres d'épaisseur. Dans le Golfe normand-breton (**fig. I-7**), elle s'amenuise rapidement au large, au-delà de 15 à 20 m de profondeur (30 m en baie de Saint-Brieuc) et disparaît totalement pour laisser place à un glaciais monotone, plat et régulier (Quesney, 1983). Les carottages réalisés entre Chausey et la pointe du Grouin dans le cadre des travaux du SEUM (Services d'Etudes de l'Usine Marémotrice de la Rance), montrent que les dépôts y dépassent rarement 1 m et sont le plus souvent inférieurs à 10 cm (Philipponneau, 1956; Bourcart et Boillot, 1960). Il existe localement dans cette passe, des accumulations sédimentaires déconnectées du prisme sableux côtier et d'épaisseur modeste (maximum 5 m), qui correspondent à l'édification par les courants de marée de quelques dunes tidales isolées (zone dite "des petits bancs" et dune de la Renardière).

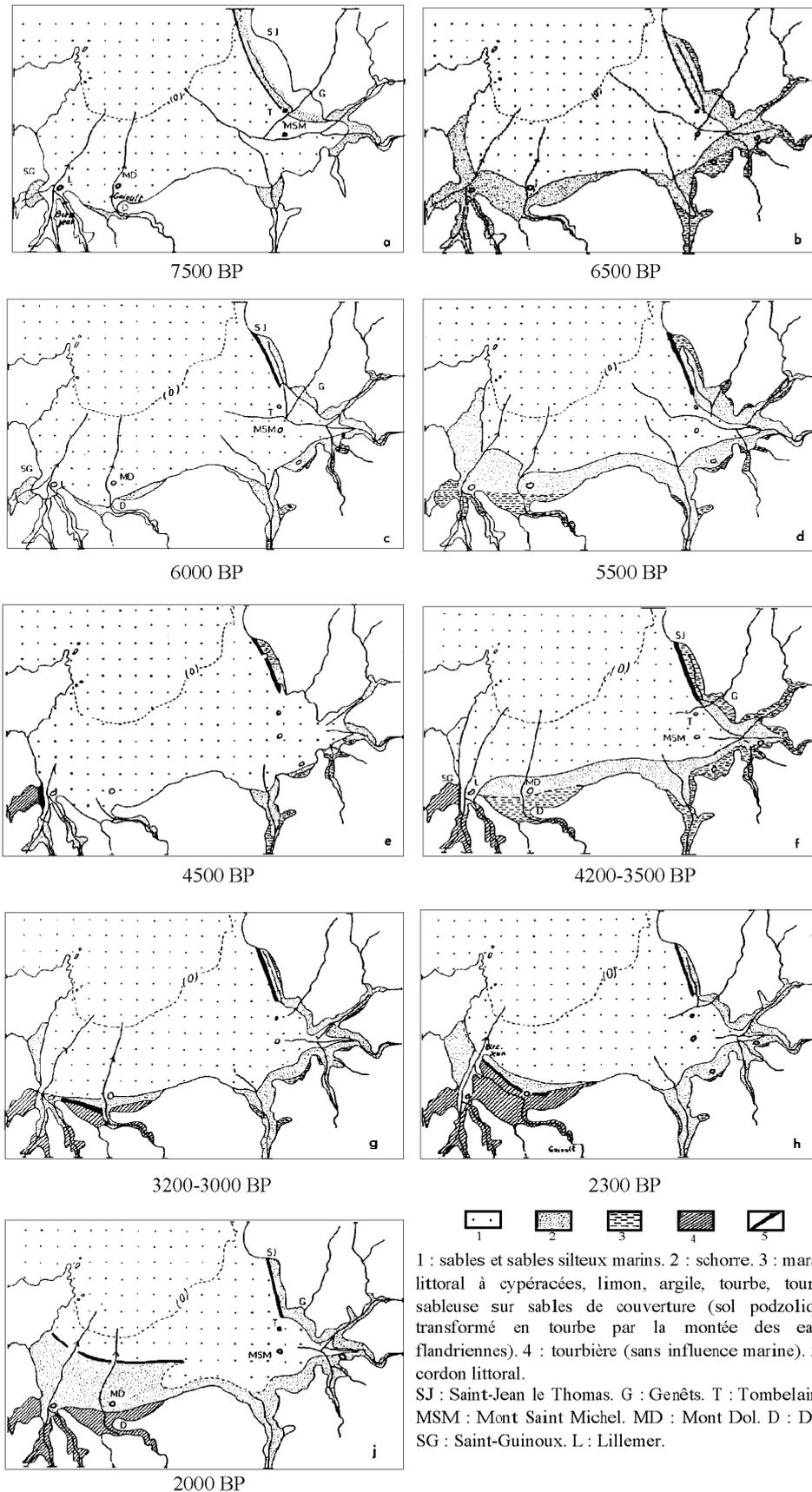


Fig. I- 5 : Étapes de la transgression holocène dans la baie entre 7500 et 2000 B.P.
 (d'après Lautridou et Morzadec, in Larssonneur, 1989a)

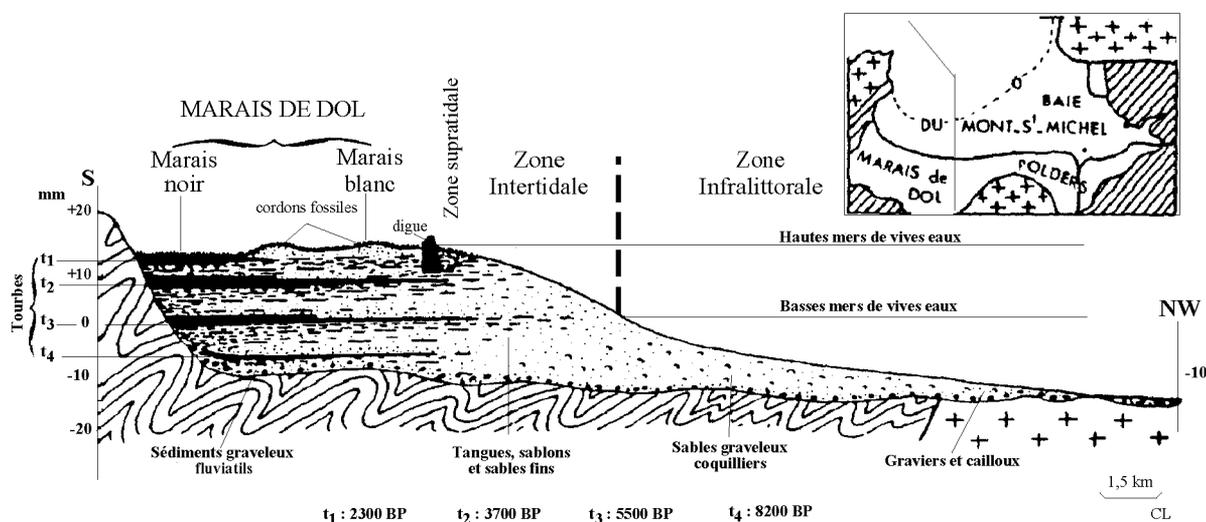


Fig. I-6 : Le prisme sédimentaire holocène en baie du Mont-Saint-Michel
(d'après Morzadec, 1974, in Larssonneur, 1989a)

En baie du Mont-Saint-Michel, le prisme littoral s'appuie sur les collines de schistes précambriens modelées au Quaternaire et sur les massifs granitiques de l'arrière pays : Saint-Broladre, Carolles, Avranches, et sur le complexe gneissique de Saint-Malo. Il repose sur une ancienne surface nivelée par érosion dans les séries briovériennes.

Cette accumulation constitue un complexe sédimentaire étroitement lié à la géométrie côtière (**fig. I-8**). Au Sud de la ligne Cancale-Carolles, l'épaisseur des dépôts flandriens est de l'ordre d'une dizaine de mètres en domaine intertidal (20 m à la limite actuelle des polders). Elle atteint 16 m dans les vasières de Cancale et dans le delta de la zone estuarienne (Auffret et al., 1982). La puissance des dépôts post-glaciaires du marais de Dol est de l'ordre d'une quinzaine de mètres (Morzadec, 1974).

Au Nord de cette même limite géographique, l'épaisseur devient irrégulière et le prisme s'effile en biseau. Le stock sédimentaire sableux est mobilisé sous la forme de petits bancs (Chatry, Corbières, Rondehaie) et de grandes dunes hydrauliques au droit de Cancale ou de Granville. Ces structures constituent des anomalies sédimentaires positives d'une épaisseur d'une dizaine de mètres. Le prolongement sous-marin de la pointe du Grouin orienté vers le Nord-Est et accidenté par de nombreux écueils, engendre localement une accélération des courants et par conséquent, produit un amincissement de la couverture sédimentaire vers le Nord.

Au niveau du banc des Corbières, les marqueurs internes dessinent des stratifications obliques suggérant un schéma de progradation de l'édifice vers la côte, avec à sa base un ensemble de réflecteurs chaotiques probablement graveleux (Auffret et al., 1982).

Dans les forages réalisés entre Chausey et Granville et dans ceux traversant les dépôts flandriens de l'anse Duguesclin à quelques kilomètres de Cancale, Debyser et Fondeur (1956), Bourcart et Boillot (1960) et Elhaï (1960) ont reconnu des sables marins au-dessus des sédiments d'origine continentale, entrecoupés de niveaux tourbeux. Le prisme sédimentaire adossé à la côte représente un modèle sédimentaire répondant au cadre morphologique et hydrodynamique actuel. L'accumulation de ce corps sédimentaire sableux dans les baies depuis le Pléistocène supérieur, résulte de longs mécanismes de transport des particules lithoclastiques depuis la plateforme vers la côte sous l'action des courants de marée.

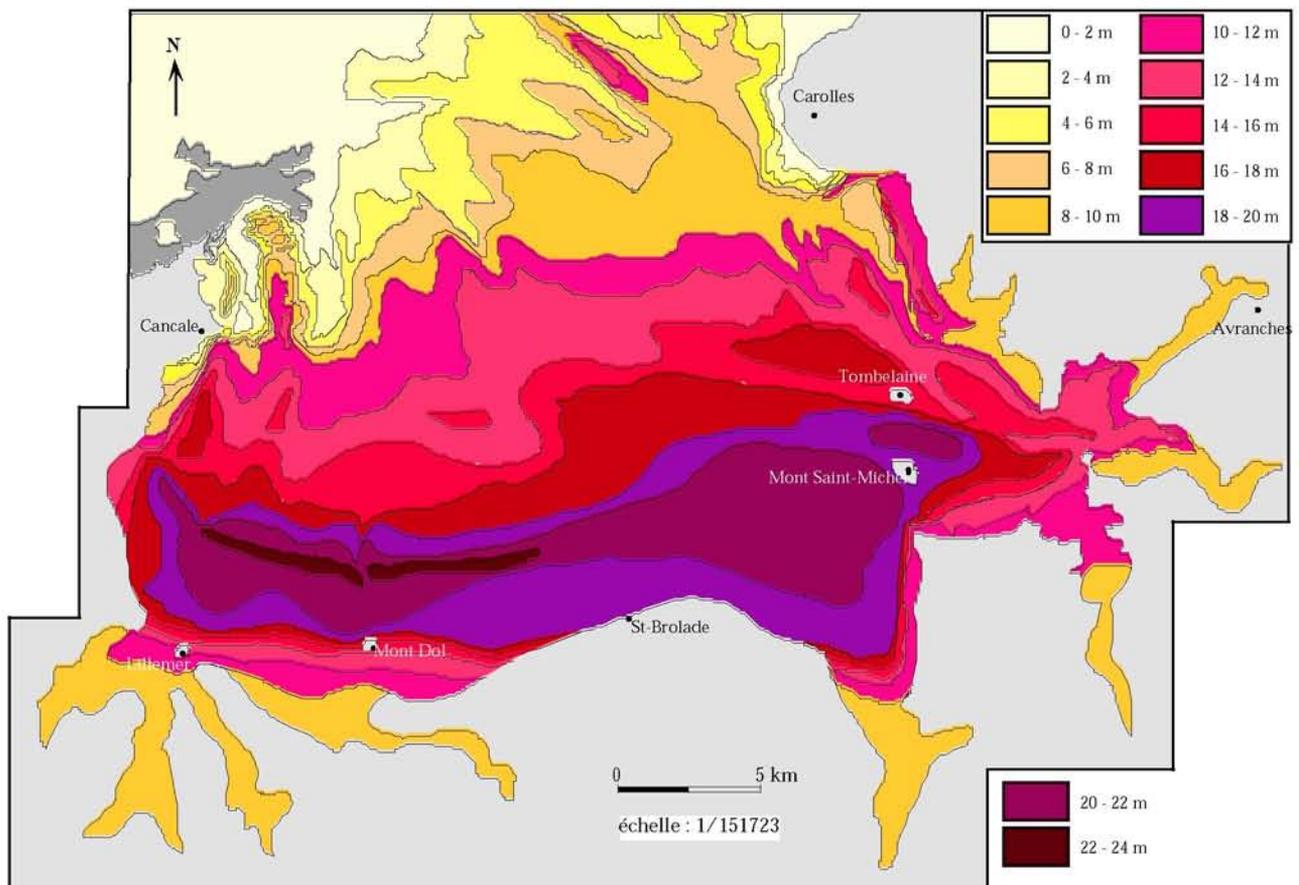
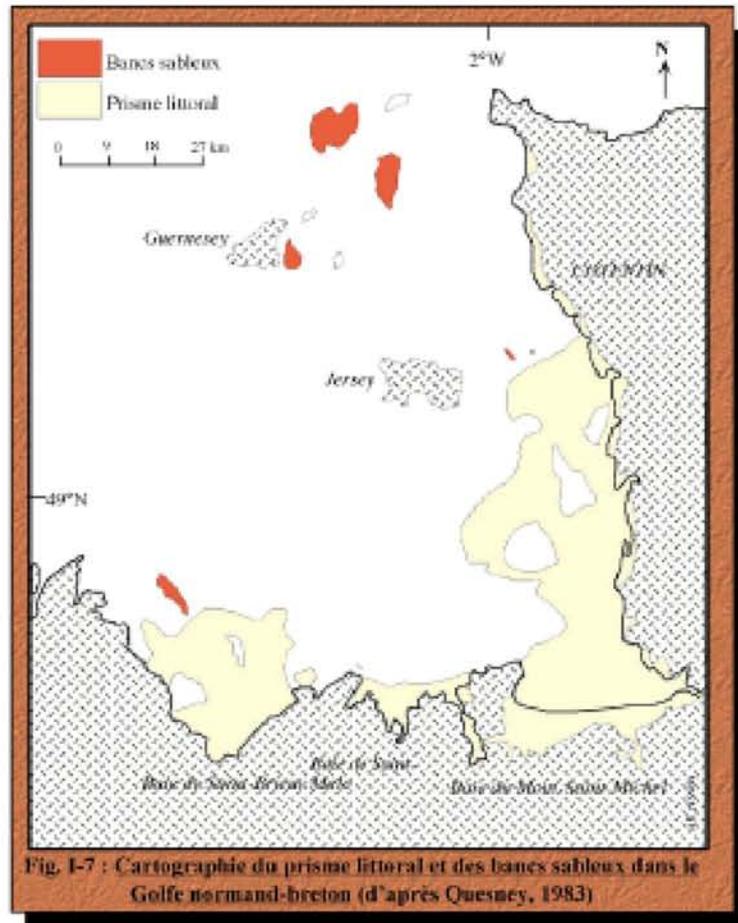


Fig. I-8 : Epaisseur de la couverture sédimentaire meuble dans le domaine intertidal et sous-marin (modifié d'après Auffret in Larssonneur, 1989)

2.3 - Conclusion :

Le secteur d'étude appartient à la partie nord du Massif Armoricain. La structuration du bâti géologique s'inscrit dans la succession de deux orogénèses au Protérozoïque supérieur et au Paléozoïque inférieur. Le substratum est essentiellement constitué par des formations sédimentaires briovériennes qui constituent les falaises de Granville et l'essentiel du bed-rock affleurant. Le flysch briovérien est percé par de nombreux granitoïdes intrusifs sur lesquels s'appuie le trait de côte actuel. Deux grands linéaments structuraux n'ont pas complètement été oblitérés par les érosions successives : celui de Granville qui semble faire obstacle aux transports sédimentaires vers le Sud-Est et l'accident de Pontorson sub-parallèle à la côte ouest du Cotentin sur lequel s'est édifié le prisme sableux littoral (cf § fig. I-3).

Le Mésozoïque et la plus grande partie du Tertiaire constituent une très longue période d'émersion et de stabilité continentale dont il ne reste que très peu de témoins sédimentaires. Il faut attendre le Quaternaire pour assister à un remaniement intense des formations en place. La succession des périodes glaciaires et interglaciaires a conduit au modelé actuel de la baie. Le prisme sédimentaire de la baie représente un vaste réservoir de sédiments accumulés en l'espace de quelques millénaires depuis le début de l'Atlantique.

3 - Les agents météorologiques et marins :

3.1 - Le régime des vents :

Les vents lorsqu'ils soufflent suffisamment forts et longtemps provoquent des houles lointaines et agissent directement sur les mouvements du plan d'eau et sur le modelé des paysages littoraux. L'estran de la baie du Mont-Saint-Michel constitue à marée basse une vaste surface plane qui peut atteindre jusqu'à 200 km² par grande vive-eau. Dans ses parties les plus hautes, là où le sable est sec, il est soumis à une importante déflation éolienne. Le vent remobilise la couche superficielle de sables fins et sablons puis met en suspension ce matériel sédimentaire sous la forme de nuages dont le volume global a pu être évalué à 50 000 m³/an (Laboratoire Central d'Hydraulique de France, 1977) .

3.1.1 - La côte ouest du Cotentin dans le secteur de Granville :

Les enregistrements du sémaphore de Granville montrent que pendant 6 mois de l'année (d'octobre à mars) les vents de secteurs sud à sud-Est sont dominants, surtout les vents d'intensité comprise entre 8 et 24 m/s (**fig. I-9**). Les vents d'Ouest et de Nord-Ouest, non négligeables durant cette période sont avant tout des vents de tempêtes : plus grande fréquence pour des vitesses de 18 m/s et plus : environ 3 % des vents en janvier. D'avril à septembre, pendant le printemps et l'été, les secteurs de provenance s'inversent puisque les vents de Nord et Nord-Ouest prennent le relais des vents de Sud et Sud-Est. Leurs fréquences augmentent régulièrement jusqu'à atteindre 50 % de la distribution des vents en août (**fig. I-9**).

De février à juin, un troisième secteur apparaît de manière plus modérée. Il s'agit des vents de Nord-Est dont la fréquence est maximale en avril (29 %). En cette période, les vents forts de Nord-Est ne sont pas rares et donnent des vagues courtes, violentes et rapprochées, efficaces en baie de Cancale (Philipponneau, 1956). Ainsi la rose annuelle de fréquence des vents dans ce secteur illustre bien cette variabilité (cf § **fig. I-10**).

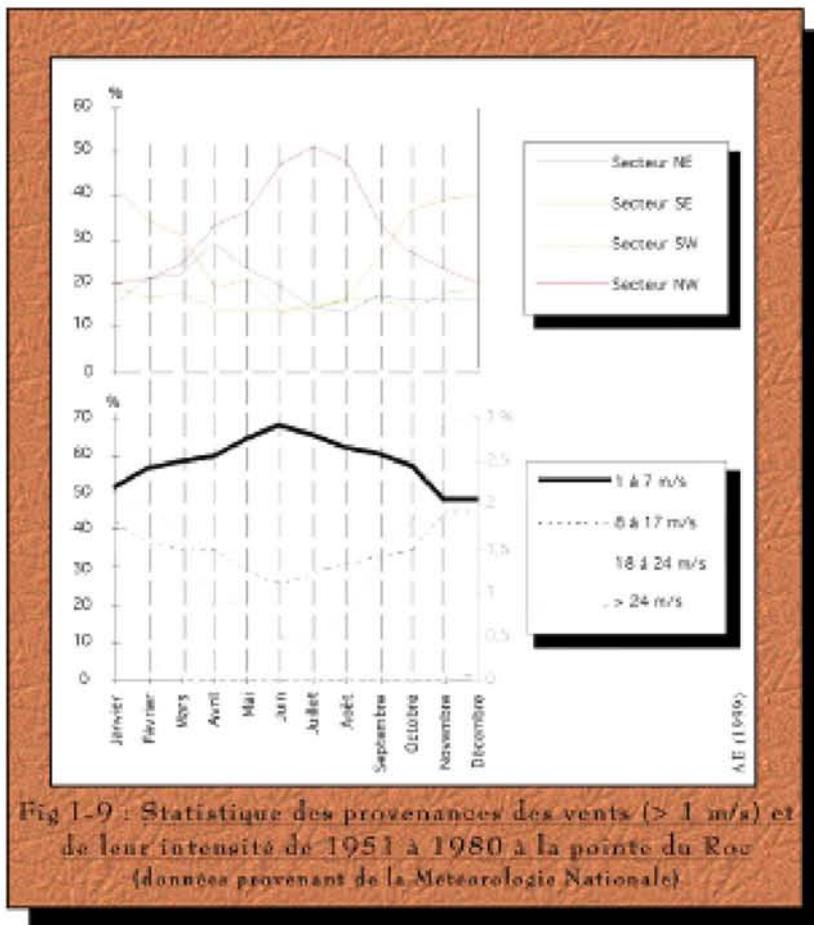


Fig 1-9 : Statistique des provenances des vents (> 1 m/s) et de leur intensité de 1951 à 1980 à la pointe du Roc (données provenant de la Météorologie Nationale).

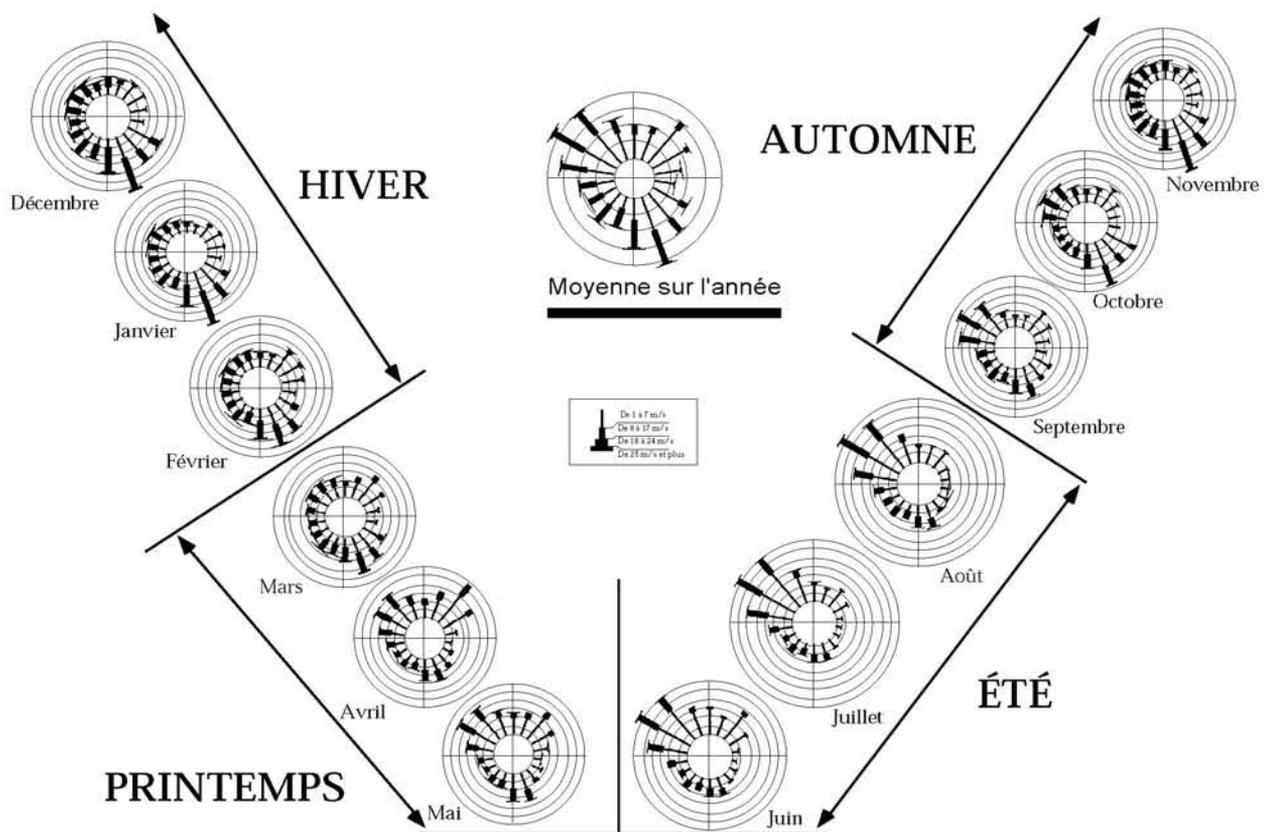
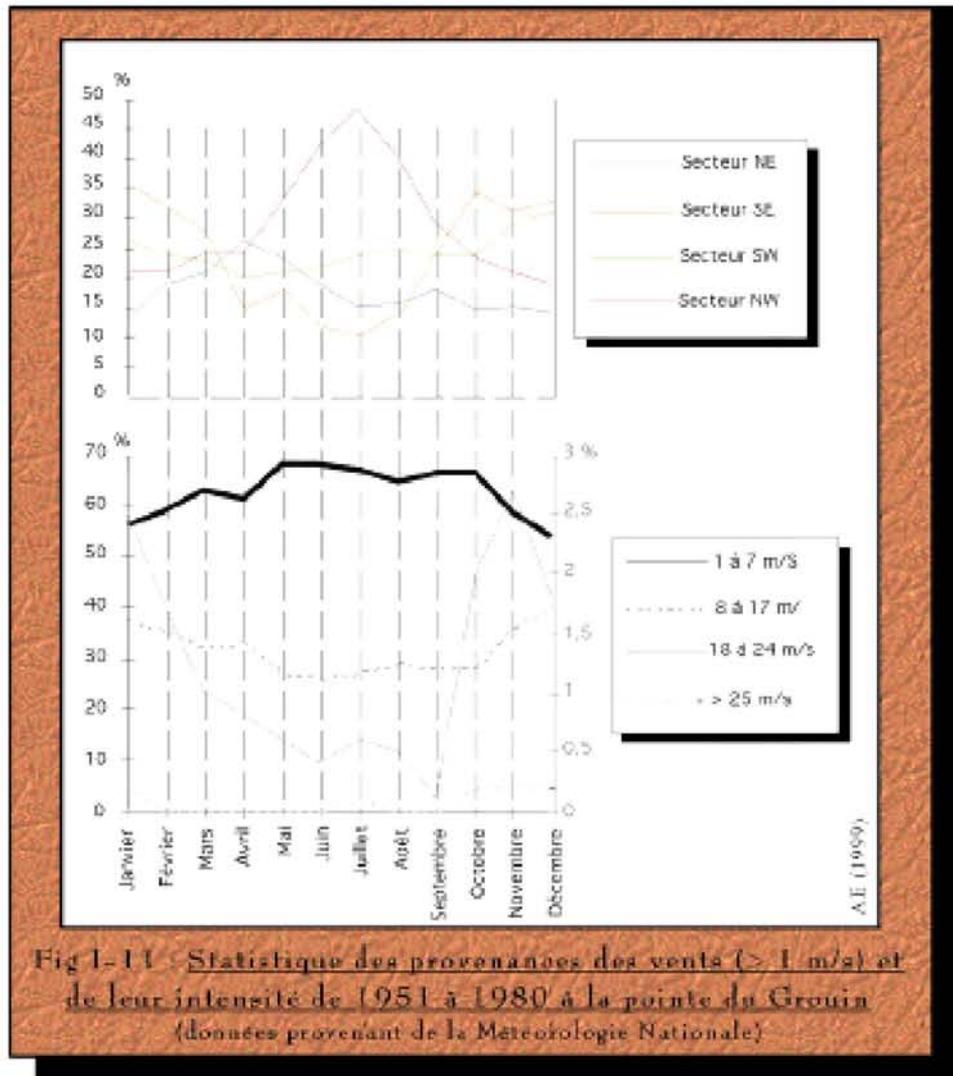


Fig. 1-10 : Roses mensuelles des fréquences de vent à la pointe du Roc (moyenne sur 29 ans)

3.1.2 - Les enregistrements au sémaphore de la pointe du Grouin :

Les vents d'Ouest soufflant avec régularité toute l'année, deviennent dominants pendant la période estivale. Ils représentent alors, comme au sommet de la pointe du Roc, jusqu'à 50 % du régime des vents en cette période (**fig. I-11**). Ils s'accompagnent des plus forts coups de vents. La fréquence des vents reste globalement identique, les vents de Sud et Sud-Est font place aux vents de mer au printemps et l'été.



Les deux secteurs se différencient par l'influence plus grande des vents d'WSW qui soufflent principalement l'hiver et l'automne (moyenne de 24 % contre 16 % dans le secteur de la pointe du Roc) (**fig. I-12**). Cette observation recoupe les travaux de Nikodic (1981) qui étudia la périodicité des vents de 1969 à 1978 en baie de Cancale. La mise en relation de l'intensité du vent avec l'état de la mer lui a permis de montrer que l'agitation des eaux se produit pour de faibles vitesses (8 m/s) en ce qui concerne les vents d'Ouest alors que les vents de secteur sud lèvent la mer très rapidement lorsqu'ils dépassent 3 m/s.

L'ouverture de la baie de Cancale, au Nord, favorise par conséquent la dégradation rapide de l'état de la mer pour les vents soufflant de secteur sud à sud-Est.

3.1.3 - La fréquence des vents dans l'archipel de Chausey :

La rose des vents annuelle enregistrée au phare de Chausey et dressée à la suite des études du LCHF (période 1951 à 1960) met en évidence des vents dominants de Nord-Ouest avec, dans une moindre importance, ceux de secteur sud-ouest (fig. I-13) : il s'agit de vents engendrant les plus fortes tempêtes de décembre à janvier.

En résumé, la partie la plus méridionale du Golfe normand-breton subit au cours d'une année les effets de vents antagonistes. Pendant l'automne et l'hiver les vents de secteur sud à sud-est sont dominants. Toutefois, malgré une fréquence plus faible, les vents d'Ouest caractérisent les périodes de tempêtes. En effet, durant cette période froide, on retrouve 62 % des vents forts et 79 % des tempêtes, les vents de ce cadran (NW, W et SW) constituant respectivement 56 et 67 %.

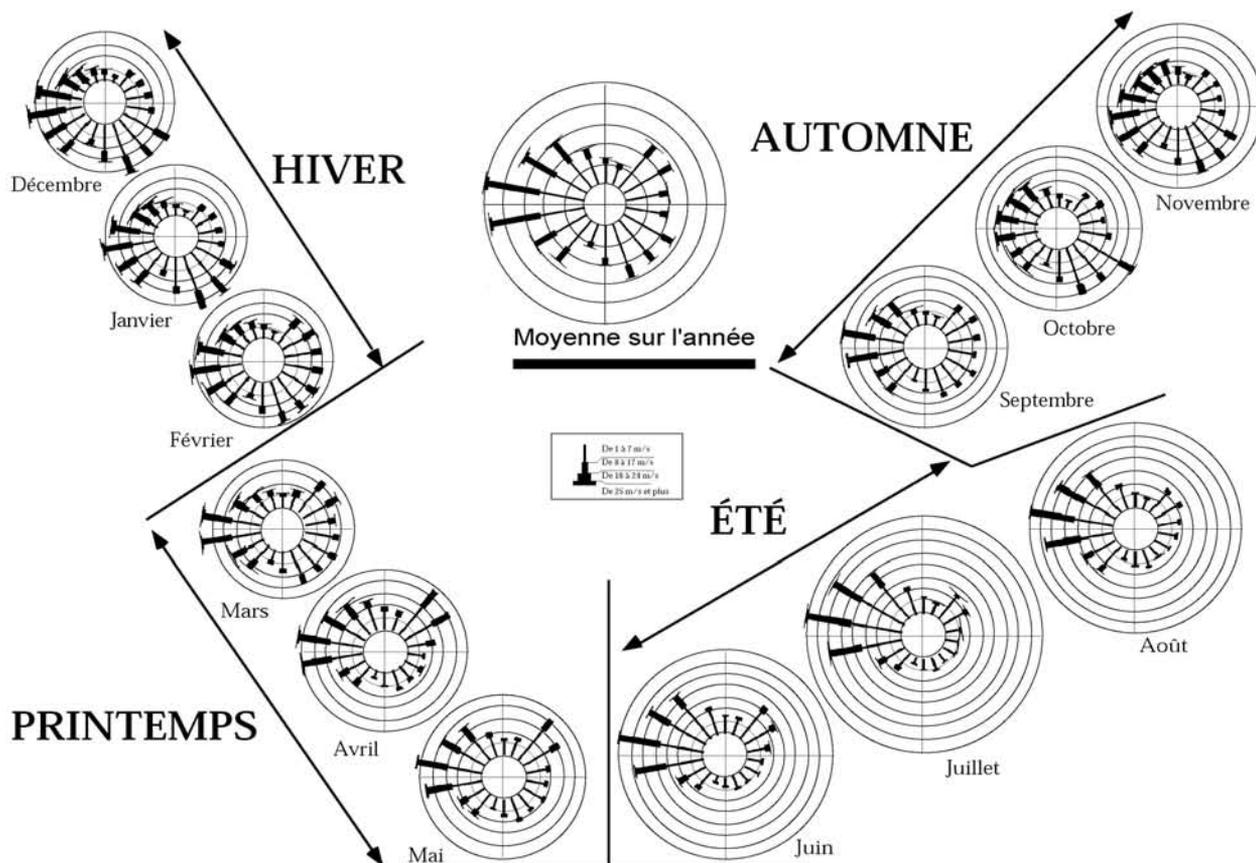


Fig. I-12 : Roses mensuelles des fréquences des vents à la pointe du Grouin (moyenne sur 29 ans)

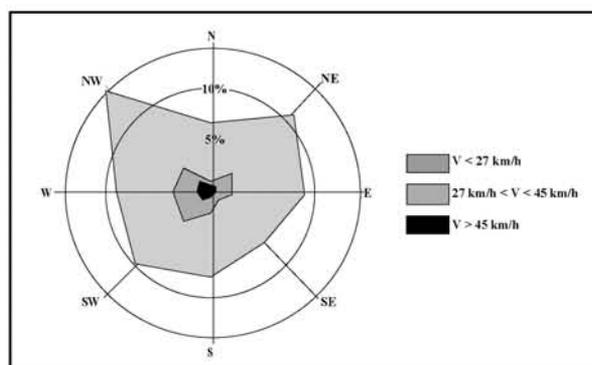


Fig. I-13 : Rose des vents annuelle à Chausey (période 1951 à 1960) (d'après Philipponneau, 1956)

Au printemps, même s'ils ne sont pas prépondérants, les vents de Nord-Est sont efficaces. Pendant la période estivale, les vents de mer, d'Ouest à Nord-Ouest soufflent principalement. Mais tous ces vents participent indirectement aux transports sédimentaires en domaine sous-marin.

3.2 - Les houles :

Les données relatives aux caractéristiques de la houle dans le secteur d'étude ont pour origine les travaux du SEUM (Philipponneau, 1956) dont les enregistrements ont été effectués à 2 km au Sud de Chausey et des données plus récentes (Levoy, 1994) positionnées au Videcoq au large de Granville. Levoy (1994) s'est particulièrement intéressé aux caractéristiques des houles aussi bien au large (plateau des Minquiers avant le passage des îles) qu'en arrière des Îles anglo-normandes et à l'impact de ces houles sur le fonctionnement hydrosédimentaire des plages de la côte ouest du Cotentin.

3.2.1 - Propagation des houles océaniques :

La façade ouest de la côte du Cotentin est principalement exposée aux houles océaniques. Les houles dominantes sont de secteur ouest à nord (les houles d'WNW à NNW étant les plus fréquentes). Levoy (1994) souligne la complexité de la propagation des houles du fait de la bathymétrie de l'avant côte et de la présence d'un nombre important de hauts fonds tel que l'archipel des îles Chausey, le plateau des Minquiers ou le massif de St-Malo. En effet, comme le montre les plans de vagues dressés par Doulier (1977), les hauts-fonds côtiers réfractent les houles d'Ouest et l'approche des petits fonds fait diverger ces mêmes orthogonales.

Contrairement au Nord du Golfe normand-breton où les houles sont très peu amorties et où les agitations sont fortes, les Îles anglo-normandes jouent le rôle d'écran de plus en plus efficace vers le Sud en direction de Granville. La comparaison des mesures aux Minquiers et celles obtenues à proximité de la côte, au Videcoq, montre une atténuation des hauteurs significatives moyennes de la houle de près de 69 % (Levoy, 1994). Ainsi les îles et les hauts fonds qui jalonnent les fonds du Golfe normand-breton tendent à déformer et canaliser par réfraction la propagation de la houle avant d'atteindre le littoral.

3.2.2 - Caractéristiques de la houle côtière dans le secteur d'étude :

3.2.2.1 - Amplitude :

Les enregistrements de la houle sur des périodes de deux ans (1956 à 1960) à 1 mille au Sud du phare de Chausey et par 20 m de profondeur (Philipponneau, 1956), montrent que l'amplitude moyenne est de l'ordre de 0,3 à 0,4 m. Les amplitudes supérieures à 2 m n'apparaissent que pour 2 % des jours de l'année et celles de 3 m et plus, uniquement à quelques reprises. A Port Marie, situé à 500 m au Sud de la plage de la Grande île, les valeurs sont diminuées de moitié. Les amplitudes moyennes sont les plus faibles de mai à juillet, alors que de novembre à avril, les amplitudes absolues sont les plus fortes. Cette étude souligne également l'influence des vents locaux sur l'agitation du plan d'eau par rapport à la houle lointaine qui a subi des phénomènes de réfraction et de diffraction. Les faibles profondeurs (inférieures à 20 m) limitent les fortes amplitudes supérieures à 4 m.

Les mesures de houle dans la région de Chausey sont effectuées en position abritée des vents de cadran NNW à la différence des autres sites d'enregistrements de la baie comme au large de Granville. Les données au Videcoq sur une période plus courte sont comparables (**fig. I-14**). Les périodes de calme

(< 0,1 m) représentent 4,1 % du temps sur une année. La classe dominante se situe entre 0,1 et 0,5 m. Les hauteurs maximales supérieures à 3 m sont très rares du fait d'un amortissement important causé par la remontée rapide des fonds à partir de 20 m. Les houles d'Ouest sont par conséquent très amorties sauf pour les courtes périodes moins sensibles à cette remontée accidentée de la topographie sous-marine.

3.2.2.2 - Directions :

Comme le montre la rose d'agitation (**fig. I-15**), les houles d'Ouest sont très largement majoritaires (75,7 %). Les agitations de secteur nord sont également fréquentes, mais caractérisées par de courtes périodes. Cette observation s'explique par la configuration de la baie. Elle est largement ouverte au Nord, mais les fonds de 3 à 5 m entre Chausey et Granville freinent efficacement les houles provenant de ce secteur, tout comme la protection exercée par le massif de St-Malo en réfléchissant les grandes houles d'Atlantique. Les houles de Sud-Ouest sont plus fréquentes que les houles de Nord-Ouest. Il existe une très bonne corrélation entre ces vents locaux et l'amplitude de la houle. Cela confirme l'influence de ces vents sur l'agitation de la mer, telle qu'avaient pu le mettre en évidence les travaux de Nikodic (1981) en baie de Cancale. La houle est souvent désordonnée et soulève ce qu'on appelle une mer de vent.

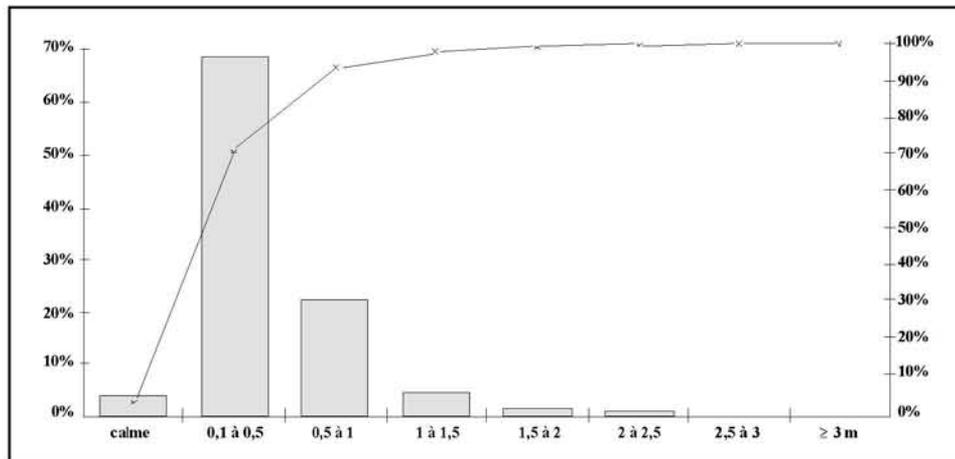


Fig. I-14 : Histogramme de fréquence des hauteurs significatives sur le site de Videcoq (Levoy, 1994)

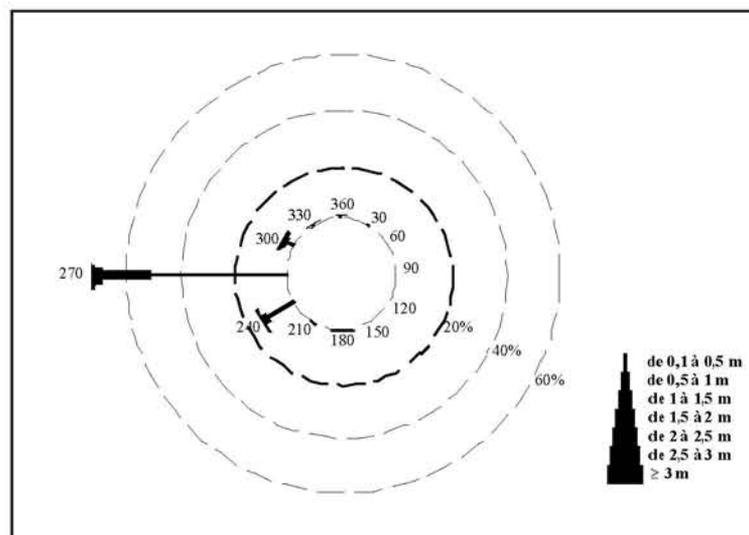


Fig. I-15 : Rose d'agitation pour le site du Videcoq (Levoy, 1994)

3.2.2.3 - Périodes :

L'histogramme des périodes (**fig. I-16**) suggère deux remarques importantes :

- a - Les houles d'Ouest sont longues avec des périodes comprises entre 11 et 12 s et sont majoritairement plus importantes que les agitations générées par les vents locaux.
- b - Les houles courtes (< 6 s) provenant de Sud-Ouest et d'Ouest induites par les vents locaux, sont secondaires mais engendrent les plus fortes hauteurs.

La signature bimodale des répartitions est renforcée par rapport aux études du SEUM où la distribution unimodal est centrée sur l'intervalle de période 7 à 11 s.

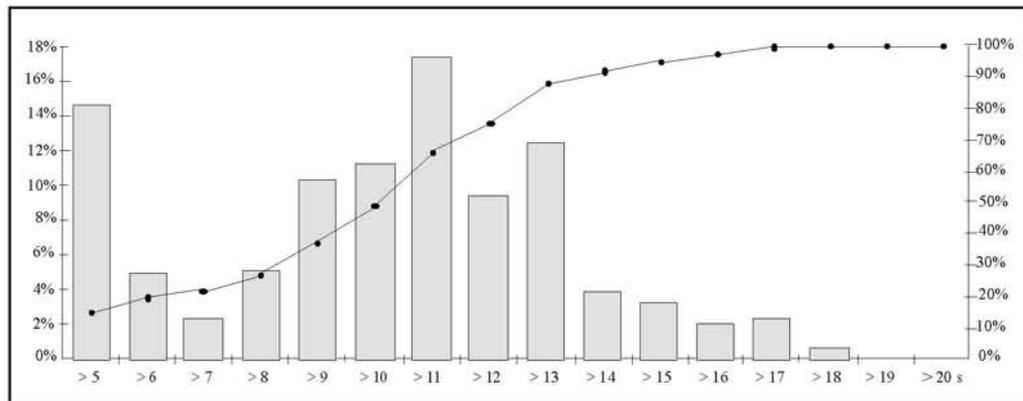


Fig I-16 : Distribution des périodes de pics au Videcoq (au large de Granville) (Levoy, 1994)

3.2.3 - Action des vagues dans la baie :

Les fortes houles sous faible tranche d'eau agissent sur l'état de la mer et sont également capables non seulement de remettre en suspension les sédiments les plus fins conditionnant ainsi le transport solide par les courants de marée, mais aussi de modifier profondément la morphologie du paysage sous-marin côtier lors de conditions dépressionnaires paroxysmales.

Dans le domaine marin franc, les effets du vent et de la propagation de la marée ne sont pas découplés. Les vents sont susceptibles de modifier le schéma de circulation générale avec d'autant plus d'efficacité que le coefficient de marée est faible. Entre Chausey et la côte, un vent de Nord entraîne un courant vers le Sud. Dans la baie interne, un vent d'Est génère un courant vers l'Ouest (Caillat et le Hir, 1985). La marée en fonction de la hauteur du plan d'eau module au cours de chaque cycle de marée les hauteurs de la houle et donc l'amortissement plus ou moins important de l'énergie mise en jeu. Ces mêmes auteurs considèrent également que les effets sédimentologiques des houles de longues périodes sont beaucoup plus importants que ceux des mers de vents. Ainsi, ces auteurs pensent que dans le fond du Golfe, on doit s'attendre à un transport sédimentaire par la houle nettement plus faible qu'entre Carteret et le cap de la Hague situés plus au Nord.

Dans le domaine de balancement des marées, la configuration du trait de côte sépare 3 régions :

La partie la plus occidentale de la baie est abritée des houles dominantes d'Ouest par la presqu'île du Grouin. La géométrie de la côte et la présence des parcs ostréicoles favorisent grandement la décantation des particules fines. La baie de Cancale est connue depuis longtemps comme lieu de mouillage sûr lorsque soufflent les tempêtes d'Ouest. Les houles océaniques sont diffractées autour de la pointe du

Grouin et de son prolongement en mer par une série de petites îles et de hauts fonds, puis se dissipent au fur et à mesure qu'elles progressent sur le prisme sableux côtier. Les houles d'Est et de Sud sont modérées du fait de la faible surface, surtout à marée basse, exposée aux vents. Toutefois les fortes agitations engendrées au printemps par les vents forts de Nord-Est, sous la forme d'un clapot, ne sont pas rares et sont capables de remettre en suspension des quantités importantes de sédiments (Nikodic, 1981). Ces tempêtes de Nord-Est sont à l'origine de la disparition en 1922 du polder des Nielles qui s'étendait depuis Saint-Benoît-des-Ondes jusqu'à Château-Richeux.

Le fond de baie, à partir du Vivier-sur-Mer vers l'Est, est un domaine largement ouvert aux houles d'WNW et NNW, au sein duquel l'énergie des vagues est en grande partie absorbée par frottements prolongés sur le fond. Néanmoins, par marée haute et à la faveur d'une pente plus forte (3 à 4‰ entre le Vivier et Cherrueux au-dessus du zéro des cartes marines), les vagues qui déferlent, sont à l'origine de la construction de cordons coquilliers progradants vers les herbues (Larsonneur, 1989a et 1989b; Bonnot-Courtois, 1994).

La côte ouest du Cotentin est particulièrement exposée aux tempêtes de secteur WNW. Les houles de Nord-Ouest sont diffractées autour du musoir du port de Granville et contribuent à la progression d'une flèche sableuse dans l'avant-port. Parallèlement l'obliquité des plus fortes houles de Nord-Ouest est à l'origine du recul important du cordon littoral entre Saint-Jean-le-Thomas et le bec d'Andaine. Elles mettent à l'affleurement sur l'estran des niveaux de tangues anciennes et sont responsables de la construction plus au Sud de flèches sableuses au droit du bec d'Andaine (Compain et al., 1988). Ces tempêtes d'Ouest conjuguées parfois avec de grandes marées sont à l'origine dans la zone estuarienne de modifications importantes dans l'orientation des chenaux de marée et dans le modelé des barres estuariennes. Elles favorisent la remise en suspension des sédiments.

3.3 - Les marées :

3.3.1 - Généralités :

La marée est une onde oscillatoire périodique du niveau de la mer due aux effets conjugués de l'attraction de la Lune et du Soleil sur les particules liquides des océans. Les forces d'attraction entre ces différents astres constituent la force génératrice des marées. Les mouvements du plan d'eau à l'échelle océanique se propagent et s'amplifient dans les zones côtières et tout particulièrement en Manche. Ces phénomènes sont particulièrement bien décrits dans le guide du SHOM (Simon, 1997), dans la thèse de Tessier (1990) et les travaux de Guilcher (1979). Je ne présenterai donc que les principales caractéristiques et renvoie vers ces auteurs pour davantage de précisions.

3.3.1.1 - Origine et périodicité :

L'équilibre entre les forces gravitationnelles et la force centrifuge permet de maintenir la Terre et la Lune à une distance constante sur une orbite circulaire autour d'un axe commun. Un léger déséquilibre à la surface de la Terre où l'emportent soit la force gravitationnelle au zénith, soit la force rotationnelle au nadir, est à l'origine de la force génératrice des marées. Il se produit deux gonflements opposés qui sont à la base de la formation des ondes de marée.

Seul le Soleil et la Lune exercent une attraction notable sur la Terre, les autres astres étant trop petits ou trop éloignés. Le caractère périodique de la marée est lié aux interactions entre ces différents astres. Il a pour composante principale :

a - un cycle de pleine mer / basse mer : Il s'agit du cycle semi-diurne d'une période de 12h25 mn. Ce

cycle est lié à la rotation de la Terre sur elle-même par rapport à l'attraction lunaire. Il y a aura donc par jour 2 pleines mers (attraction maximale) et deux basses mers (attraction minimale). Au régime tidal semi-diurne qui se rencontre sur la plupart des côtes atlantiques et notamment en France, s'ajoute le régime tidal diurne peu répandu (1 PM et BM par jour) et le régime tidal mixte à inégalité diurne importante (sur les côtes du Pacifique).

- b - un cycle mensuel ou semi-lunaire : Il s'agit du cycle vive-eau/morte-eau qui résulte de l'interaction entre le Soleil, la Terre et la Lune. Lorsque les trois astres sont alignés, les forces d'attractions se conjuguent et l'amplitude est alors maximale (vive-eau ou VE). Lorsqu'ils sont en quadrature, les forces se retranchent et l'amplitude est minimale (morte-eau ou ME). La durée du cycle est de 28 jours, 14 jours séparant chaque vive-eau et chaque morte-eau.
- c - un cycle annuel : Il s'agit du cycle solstice/équinoxe lié à la variation de la distance de la Terre au Soleil et de la déclinaison de ce dernier. C'est au printemps et à l'automne que la distance est la plus courte (amplitude forte aux équinoxes de mars et septembre). Inversement pendant l'hiver et l'été, la Terre et le Soleil sont davantage éloignés (amplitudes plus faibles aux solstices de juin et décembre).

3.3.1.2 - Le marnage et les courants de marée :

Le marnage est une variation sinusoïdale du niveau de l'eau au cours d'un cycle de marée. Il se traduit par la hauteur entre une pleine mer et une basse mer successive, repérée par rapport à un niveau de référence (zéro des cartes marines correspondant au plus bas niveau atteint par la marée d'équinoxe à Brest). Cette amplitude dépend non seulement de l'attraction entre les astres mais aussi du degré de résonance du bassin océanique. Lorsque les marnages dépassent 4 m, on parle de régime macrotidal. La **figure I-17** présente les zones côtières où le marnage est supérieur à 5 m en marée de VE moyenne (coef. 95) dans le monde.



Fig. I-17 : Régions du monde où le marnage dépasse 5 m par coefficient 95 (in Stride, 1982)

Les variations de niveaux du plan d'eau sont liés à des mouvements horizontaux des masses d'eau. Ces déplacements engendrent des courants généralement renforcés par la présence d'îles, de hauts fonds et de caps qui accélèrent les flux à leur proximité. Un cycle de pleine mer-basse mer est composé, lors de la phase du montant, par les courants de flot et au moment du perdant par les courants de jusant. À l'approche des côtes, l'onde de marée se déforme et devient dissymétrique du fait de l'accentuation des frottements sur le fond.

Dans les estuaires, la durée du flot est plus courte que celle du jusant, mais son intensité y est plus forte (**fig. I-18**). L'inégalité des intensités maximales du flot et du jusant joue un rôle déterminant et

contrôle la direction résiduelle des transports sédimentaires (débit sédimentaire).

3.3.1.3 - Les coefficients de marée :

Ces coefficients rendent compte facilement mais avec approximation du marnage à Brest. L'amplitude entre une pleine mer et une basse mer successive intervient directement sur l'intensité des courants de marée. Fortin (1972) a montré au Sud de Chausey, pour deux points fixes, que l'augmentation du coefficient entraîne un accroissement presque linéaire de la vitesse maximale des courants (coefficient de corrélation proche de 1,5).

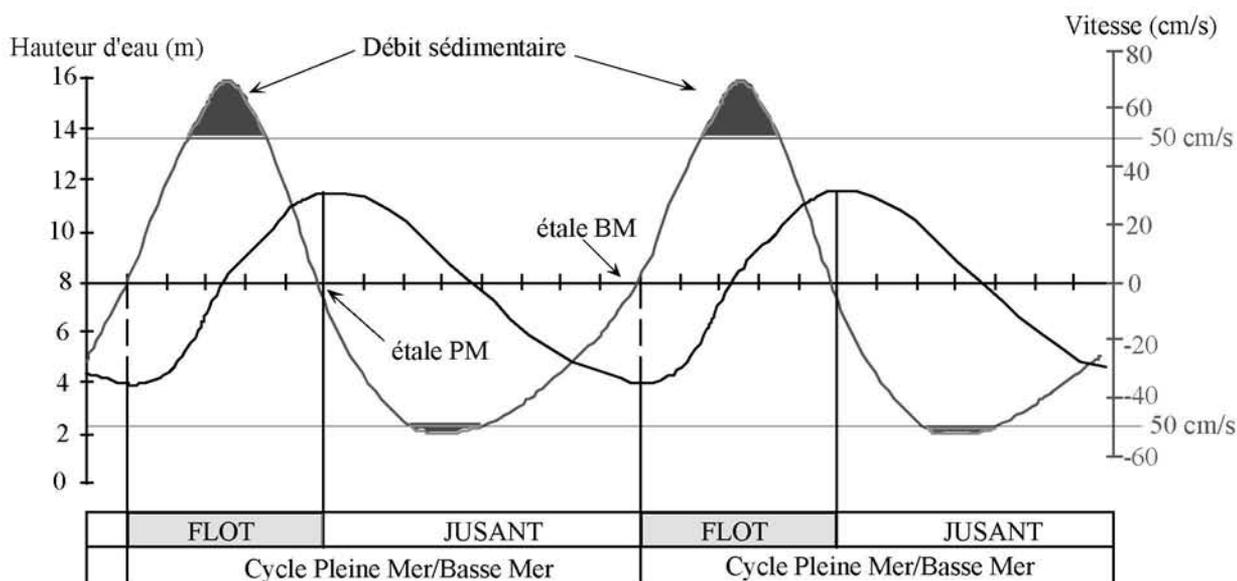


Fig. I-18 : Allure du flot et du jusant dans le cas d'une marée asymétrique (cas d'un flot plus intense et plus court que le jusant) modifié d'après Dewez (1988)

Les coefficients de marée sont des coefficients astronomiques exprimant la grandeur de la marée. Ils caractérisent essentiellement la marée semi-diurne du port de Brest. Connaissant la marée à Brest et le rapport entre les amplitudes des marées du port concerné et celle de Brest, on peut déterminer les marées de tous les ports français. L'échelle des coefficients est la suivante :

Marée extraordinaire de vive-eau d'équinoxe :	coef. 120
Vive-eau moyenne d'équinoxe :	coef. 100
Vive-eau moyenne :	coef. 95
Marée moyenne :	coef. 70
Morte-eau moyenne :	coef. 45
Morte-eau minimum :	coef. 20

Gougenheim (1953) et Le Rhun (1982) ont porté une attention toute particulière aux fréquences et aux périodicités des coefficients de marée depuis un demi-siècle. Leurs résultats font apparaître une fréquence périodique pour chacun des types de marée au cours d'une année :

- Pour les marées moyennes et de grandes morte-eau ($50 < \text{coef. ME} < 80$), le nombre de marées augmente lors des solstices d'été et d'hiver avec une amplitude de variation importante.
- Pour les ME et les grandes vives-eaux ($20 < \text{coef. ME} < 50$ et $80 < \text{coef. VE} < 120$), le phénomène est inverse. Le nombre le plus élevé se concentre autour des équinoxes de mars et septembre. L'amplitude de variation est alors plus faible en raison de leur rareté.

Ils observent sur des périodes différentes (1916 à 1953 pour Gougenheim et de 1927 à 1980 pour Le Rhun) les mêmes fréquences moyennes d'apparition des coefficients (**Tab. I-1**).

coefficient	1927 à 1980
20 - 49	18%
50 - 69	30%
70 - 99	44%
100 - 120	8%
Nb de marées	38110

Tableau I-1 : Fréquences moyennes d'apparition des marées sur une année (d'après Le Rhun, 1982)

Les marées de coefficient 50 à 99 sont les plus nombreuses (74 %) et leur nombre varie assez peu d'une année à l'autre. Par contre les ME moyennes et les grandes VE ont des variations plus grandes. Les auteurs ont fait apparaître une périodicité de 18 ans et 11 jours pour laquelle on retrouve dans le cas de marées moyennes et de ME à peu près les mêmes hauteurs de PM. Cette période appelée "Saros" correspond au moment où les trois astres (Terre, Lune, Soleil) reprennent exactement la même position les uns par rapport aux autres. Pour les grandes VE, l'intervalle de temps est de 4 ans et demi.

3.3.2 - La marée à l'échelle du Golfe normand-breton :

La marée est le phénomène physique le plus spectaculaire dans le Golfe normand-breton. Lorsque l'onde de marée pénètre dans la Manche, elle s'enfle progressivement vers l'Est et se réfléchit sur la presqu'île du Cotentin qui s'apparente à une véritable barrière. Cette réflexion de l'onde constitue une amphidromie : c'est à dire qu'elle induit un état stationnaire qui accroît considérablement l'amplitude de la marée. La baie du Mont-Saint-Michel, comme celle de Fundy au Canada sont connues pour leurs marées d'une amplitude extrême : 12,6 m en VE moyenne, pouvant atteindre 16 m aux équinoxes.

Rétière (1979) a réalisé une synthèse des vitesses maximales atteintes pour un coefficient de 95. Il met en évidence dans les zones où les masses d'eau s'écoulent librement, que la vitesse des courants en surface est de l'ordre de 2 à 3 noeuds. Elle s'accroît en présence d'obstacles : 4 noeuds entre le plateau de Barnouic et les roches Douvres, autour des caps : 3 à 4 noeuds devant Fréhel et le Grouin, et s'accélère également dans les couloirs étroits comme au passage du Raz Blanchard : 10 noeuds.

Les simulations numériques ont permis de visualiser les tourbillons résiduels générés par les îles et les caps (Fornerino, 1982 ; Orbi, 1986). Les principaux résultats de ces études montrent que le schéma de circulation des masses d'eau est dominé par les structures résiduelles lagrangiennes de marée (**fig. I-19**). Il est caractérisé par des circulations intenses en cellules cycloniques autour des îles anglo-normandes et de Chausey. Les masses d'eau peuvent alors tourbillonner ou séjourner longtemps dans le Golfe.

3.3.3 - Caractéristiques générales des courants de marée dans la zone d'étude :

J'ai reporté sur la **figure I-20** la synthèse des informations courantologiques obtenues à partir de nombreux travaux (LCHF, 1977 et 1978; LGMN, 1980-81; Fetter-Turtaud, 1981), et notamment ceux entrant dans le cadre de l'étude d'un avant-projet d'usine marémotrice dans la baie du Mont-Saint-Michel effectuée par EDF en 1953. Ces mesures ont été réalisées à proximité de la surface (maximum 2 m sous la surface) et pour des coefficients de marée de VE moyenne (72 à 84). La distribution et l'allure des roses de courants permettent de distinguer 4 secteurs où le régime tidal est soit alternatif soit

giratoire:

3.3.3.1 - Les courants giratoires :

Ces courants, dont les phénomènes physiques ont été décrits par Orbi (1986), s'observent essentiellement à proximité du cap de Granville et de la pointe du Grouin. Au droit du cap de Granville, on assiste à une rotation du courant de jusant du Nord-Ouest à PM+1h50 vers le Sud-Est à PM+ 6h00.

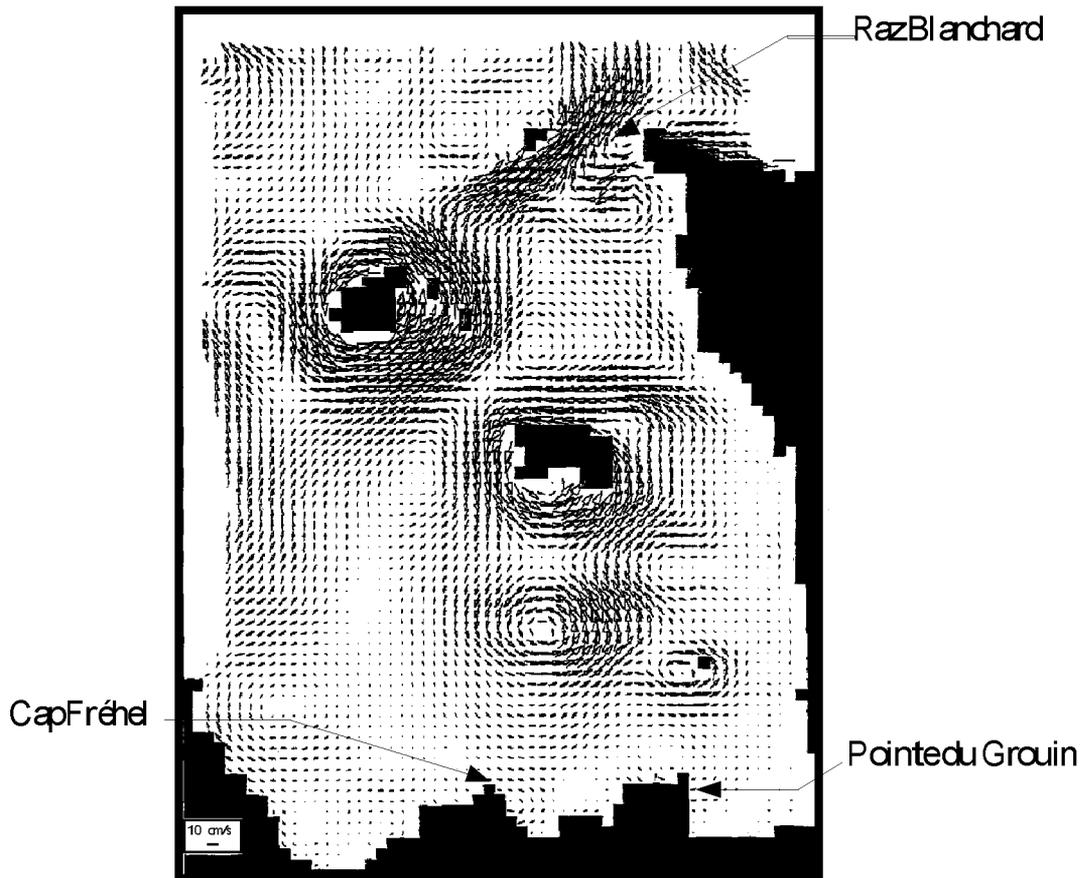


Fig. I-19 : Modélisation numérique de la circulation résiduelle lagrangienne (VE moyenne)
(d'après Orbi, 1986)

Cette rotation s'accompagne des vitesses maximales au moment de la PM et de la BM, les courants orientés vers le NNW étant les plus violents. Les lâchés de flotteurs ont confirmé la forte interaction des platiers rocheux qui prolongent la pointe du Roc sur la courantologie (Lafond et Le Rhun, 1987). Ils montrent également l'existence d'un "courant de retour" aux abords immédiats du port alors que plus au large, le courant porte vers le Nord-Ouest pendant la même période du cycle de marée.

La pointe du Grouin se prolonge en mer vers le Nord-Est par un relief constitué d'un chapelet de petites îles (l'Herpin, la Fille) qui génère un important tourbillon résiduel latéral à l'Est de la pointe et entraîne la séparation des lignes de courants entre flot et jusant. Les vitesses résiduelles calculées sont de l'ordre de 4 km/jour en direction de Cancale, et se rapprochent des observations faites sur le terrain (Nikodic, 1981). En effet, à l'Ouest du chenal du Guyoult, les courants de marée sont giratoires. Les vitesses enregistrées diminuent vers la côte.

Le flot est orienté au SSW puis dans la partie plus interne vers l'WSW (sites M et J sur la **fig. I-20**). Au pied du flanc long du banc des Corbières (Site D), les vitesses du flot dépassent 1 m/s puis diminuent à partir de la latitude des Rimains (0,6 m/s en vive-eau moyenne). Les expériences de lâché de flotteurs montrent un déplacement résiduel des masses d'eau de 1 à 3 km vers l'Ouest au cours d'un cycle de marée (Nikodic, 1981). Ici la vidange de la baie au jusant est davantage contrôlée par la

morphologie côtière et sous-marine.

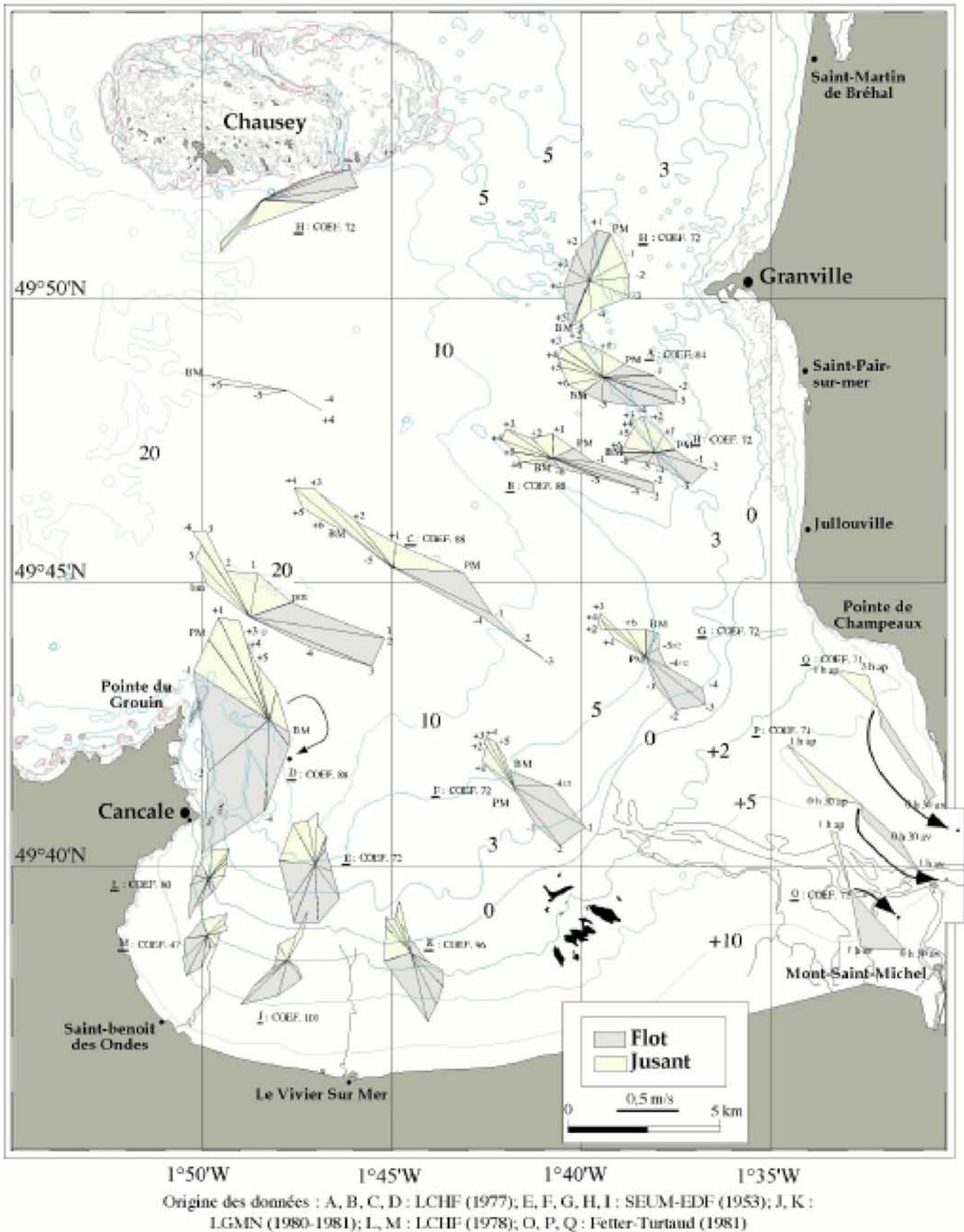


Fig. I-20 : Roses de courants dans le domaine d'étude

Si l'intensité des courants du perçant est plus faible pour tous les sites, le couloir de la grande rade

de Cancale canalise ces eaux et accélère leurs vitesses (4 à 5 noeuds par grandes VE). Le jusant est alors dominant en durée sur le flot à la côte. La configuration escarpée de la côte occidentale et la présence de nombreux écueils (l'Herpin, la Fille, la Cormorandière, le Châtellier...) renforcent localement comme dans le chenal de la Vieille Rivière entre l'île des Landes et la pointe du Grouin la vitesse des courants de marée où le flot y atteint 6 noeuds en grandes VE.

3.3.3.2 - Les courants alternatifs :

La masse d'eau remplissant la baie vient essentiellement de l'Ouest et du Nord-Ouest. Cinq milliards de m³ d'eau franchissent la ligne Grouin-Chausey au cours d'une marée de coefficient moyen (Lang et al., 1973). Le champ de courant se sépare en deux en relation avec la géométrie côtière et l'influence de l'archipel des Iles Chausey. Au Sud de Chausey, le flot comme le jusant contourne l'archipel respectivement vers l'Est et le Nord-Est ou vers le Sud-Ouest (Site H). La dissymétrie des vitesses en faveur du flot (0,8 m/s pour une marée moyenne) indique une résultante des forces horizontales vers le Nord-Est.

Les chenaux à l'intérieur de l'archipel renforcent la vigueur des courants qui peuvent atteindre 7 à 8 noeuds comme dans la passe du petit Ruet (Fortin, 1972). Au site R, localisé dans le couloir qui borde par le Sud l'archipel, j'ai mesuré pendant un cycle de marée, à 1 m au-dessus du fond, des vitesses voisines de 70 cm/s à BM + 1h30 (coefficient de 66). Les courants de flot sont alors orientés ENE. Une deuxième phase un peu moins rapide (57 cm/s) a lieu à BM + 3h alors que le courant est dirigé vers le NNE. La renverse est moins brutale que pour le point H. Le caractère alternatif est déjà en partie masqué à l'approche de la zone de giration des courants entre Chausey et Granville.

À partir de Granville, la dissymétrie des phases entre flot et jusant s'accroît progressivement vers le Sud (site A, H puis B) ainsi que la direction d'écoulement qui s'approche de la composante principale observée dans l'axe de la baie. En effet, les courants de flot portent vers le Sud-Est et ceux de jusant vers le Nord-Ouest. Les étales de basse mer ont lieu généralement 4h30 avant la pleine mer à St-Malo et les vitesses maximales atteintes 2h après cette PM.

La renverse est rapide et le jusant acquiert son intensité maximale 4h après la PM. Les roses se resserrent dans la partie estuarienne (sites O, P et Q) où les vitesses peuvent atteindre sur les grèves plus de 70 cm/s pour une marée moyenne. Les vitesses atteintes sur l'estran sont élevées étant donné les fortes amplitudes des marées et la faible déclivité des grèves. Il n'est pas rare d'observer sur celles-ci, à marée montante, le phénomène de mascaret. Il s'agit d'une vague déferlante résultant de la progression très rapide et soudaine du niveau de l'eau sur un front de plusieurs dizaines de km. D'une dizaine de centimètres de hauteur, elle gonfle lorsqu'elle s'engage dans les chenaux jusqu'à atteindre une amplitude de 70 cm et une vitesse de propagation d'environ 2,5 m/s (Larsonneur, 1989a). Selon Tessier et Terwindt (1994), la forte contrainte à composante horizontale unidirectionnelle qu'elle engendre, est à l'origine des déformations sédimentaires (plis et blagues à tabacs) observées au sommet des berges des chenaux. Son rôle dans la remise en suspension des sédiments est également très appréciable.

Doulcier (1977) a calculé d'après les mesures du LCHF (1977) sur un alignement passant à 3 km environ au large du Mont-Saint-Michel, un volume d'eau oscillant de 100 millions de m³ pour une marée de coefficient 88. Si on assimile la largeur de l'estuaire à une section de 6 km, plus de 150 fois/an le débit de la masse d'eau dépasse 15 000 m³/s. Cela donne une idée de la puissance hydraulique développée dans la baie par les marées qui est donc considérable au regard du volume d'eau douce (en moyenne 172 000 m³/h) introduit par les trois principales rivières débouchant dans la baie (**tab. I-2**).

	Bassin versant (Km ²)	Débit moyen annuel (m ³ /s)	Crue (m ³ /s)/retour (10 ans)
Sée	472	8	40
Sélune	1014	12 à 20	35 à 80
Couesnon	1108	11 à 20	35 à 140
Marais de Dol	467	8	-

Tableau I-2 : Régime des rivières en baie du Mont-Saint-Michel (Kuzucuoglu, 1985a)

3.4 - Conclusion :

Pour résumer, si les variations annuelles des débits fluviaux peuvent modifier le modelé de l'estran (divagation, lessivage des fines), elles restent néanmoins subordonnées en intensité à celles des eaux marines soumises au balancement continu des marées dans les chenaux et sur les grèves. Le suivi des flotteurs dérivant par le LCHF en 1977 (in Larsonneur, 1989a) montre dans les conditions d'expérimentation que les trajectoires ne sortent pas de la zone estuarienne au cours d'une marée, confirmant la vocation au comblement de cette partie interne de la baie. C'est donc le jeu des marées qui contrôle l'essentiel de la dynamique sédimentaire. 52 % de ces marées dans l'année ont un coefficient supérieur à 70. Les vitesses des courants obtenues par diverses études et les mesures réalisées in situ (cf Chap. 4) permettent d'affirmer que les agents tidaux demeurent les principaux moteurs de la construction et de l'agradation du prisme sédimentaire holocène depuis Granville jusqu'à Cancale.

Les houles océaniques pénètrent difficilement dans le Golfe normand-breton. Elles sont guidées et amorties lors de la remontée accidentée des fonds à l'approche de la côte. Les houles dominantes dans notre secteur d'étude sont celles du cadran ouest (Sud-Ouest à Nord-Ouest), et les houles les plus efficaces sont celles dont les périodes sont les plus courtes (5 à 6 s) : c'est-à-dire les houles qui sont le plus souvent générées par les vents locaux. Les orthogonales sont en général largement déformées du fait de la configuration de la côte et de la présence de l'archipel des Iles Chausey donnant l'aspect d'une houle désordonnée. Les exemples d'influence de la houle sur le littoral sont nombreux mais les interactions entre les courants de marée et les houles de courtes périodes sont moins bien connues par petit fond. Dans quelle mesure le schéma de circulation résiduelle de marée bien établi et responsable du modelé et de la construction du prisme sableux côtier se trouve modifié au moment des conditions de tempêtes ? Le couplage des courants de houle aux courants de marée de vive-eau peut conduire à des conditions hydrodynamiques telles que les conséquences provoquent des changements radicaux et à très courte échelle dans les directions de transit sédimentaire lié à la marée et dans le modelé du fond sous-marin.

Chapitre 2

CARACTERISTIQUES MORPHOSEDIMENTAIRES DE LA ZONE D'ETUDE

I - Résultats antérieurs :

À l'image des nombreuses baies du plateau continental français (Auffret et Larsonneur, 1975; Auffret et al., 1975; Aloisi et al., 1977), la répartition des sédiments de la baie du Mont-Saint-Michel est un modèle de distribution granulométrique des particules terrigènes et carbonatées sur la plateforme interne. Selon ces auteurs, elle est contrôlée par la vitesse décroissante des courants de marée à l'approche des côtes à l'origine d'une sédimentation variée. Elle se caractérise par une production organogène plus importante et donc par des séquences bio-lithoclastiques complètes dans l'axe de la baie ou tronquées à proximité des dunes de sable et des irrégularités littorales.

Les principales études ayant eu pour but de définir la nature des fonds de la région étudiée sont nombreuses : Gruvel et Fisher-Piette (1939), Bourcart et Boillot (1960), Mathieu (1966), Dolet et al. (1965), Ruellan et al. (1967), Giresse et Hommeril (1969), Fortin (1972) et Lang et al. (1973). Mais les modes de prélèvement et de classification des sédiments adoptés dans chacun de ces travaux sont différents de ceux utilisés dans le cadre de cette étude. Les plus vieux documents précisant la nature des sédiments dans la baie sont les cartes publiées par Thoulet (1922) dans l'atlas des côtes de France au début de ce siècle, sur la base des observations recueillies par la méthode du plomb suiffé par les hydrographes de la Marine.

2 - Nature de la couverture sédimentaire superficielle :

2.1 - Caractéristiques générales :

2.1.1 . Répartition des faciès sédimentaires selon la classification de Larsonneur (1977)

La typologie des sédiments utilisée emprunte exactement la classification de la carte des sédiments superficiels de la Manche représentant la synthèse de 12000 échantillons récoltés par une dizaine de laboratoires (Vaslet et al., 1978). Cette classification objective et rationnelle consiste à représenter chaque prélèvement étudié par un type défini selon des critères granulométriques et sa teneur en carbonates (Larsonneur, 1977). Elle se présente sous la forme d'un tableau à double entrée comportant 12 colonnes verticales granulométriques et quatre coupures horizontales carbonatées (**fig. II-1**). Son principal intérêt est qu'elle donne une importance privilégiée au matériel fin (lutites) et au matériel grossier, ces fractions jouant un rôle déterminant sur les propriétés physiques et chimiques des dépôts (Hommeril, 1971).

Sur les 48 types de la grille de différenciation (**fig. II-1**), 39 classes ont été déterminés à partir de l'analyse granulométrique des 583 prélèvements effectués dans le cadre de nos travaux (**Fig. II-2**). Mais 28% de ces classes sont largement sous représentées puisqu'elles représentent moins d'un pourcent de l'ensemble des catégories (**fig. II-3**). C'est le cas pour les trois classes appartenant aux cailloutis [CL1a, CL1b et CL2b], pour les graviers bioclastiques [GB2b], les sables lithoclastiques [SL1a, SL1b, SL1e] et litho-bioclastiques grossiers [SL2c], ainsi que les sédiments vaseux silto-argileux [VL1a], les marnes sableuses [VL2b, VL2c] et les boues calcaires [VB2b]. Malgré des profondeurs modestes jamais en deçà de 25 m, la baie est avant tout composée de sédiments graveleux (39%) et sableux (51%).

Cette dualité dans la distribution des faciès sédimentaires n'est pas une originalité propre aux fonds de la baie du Mont-Saint-Michel mais s'observe également dans de nombreuses baies de la Manche occidentale (Hommeril, 1967; Larsonneur, 1971; Rué, 1988).

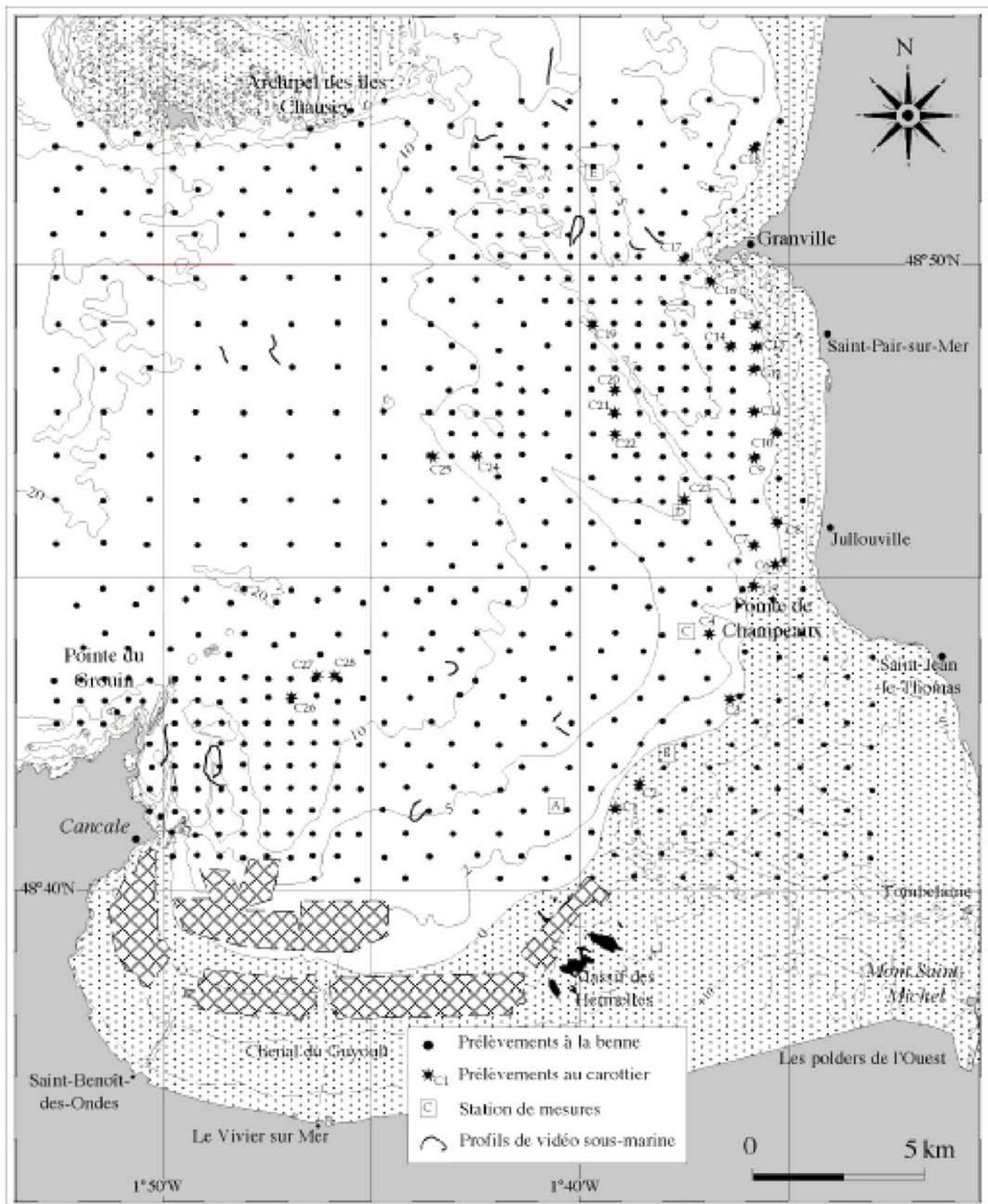


Fig. II-2 : Positions des prélèvements ponctuels, des stations de mesures courantologiques et des traits de vidéo sous-marine

Trois classes occupent 33% de l'échantillonnage et résument bien cette bivalence des dépôts sédimentaires. Il s'agit des graviers litho-bioclásticos [GL2b], des graviers bioclásticos coquilliers [GB2a] et des sables bioclásticos coquilliers [SB2a]. Comme nous le développerons dans les pages

suivantes, l'importante variabilité du contenu bioclastique des sédiments engendre une grande diversité de dépôts clairement différenciés par la méthode de classification.

Pour les raisons évoquées au début de ce chapitre, les limites sédimentaires proposées par les auteurs précédemment cités ne sont pas au premier abord comparables. Cependant, les grandes tendances sédimentaires observées par ces derniers restent vraies. Mais la complémentarité des données "sonar" et la densité de prélèvements de notre maille d'échantillonnage ont permis d'atteindre un degré supplémentaire de résolution.

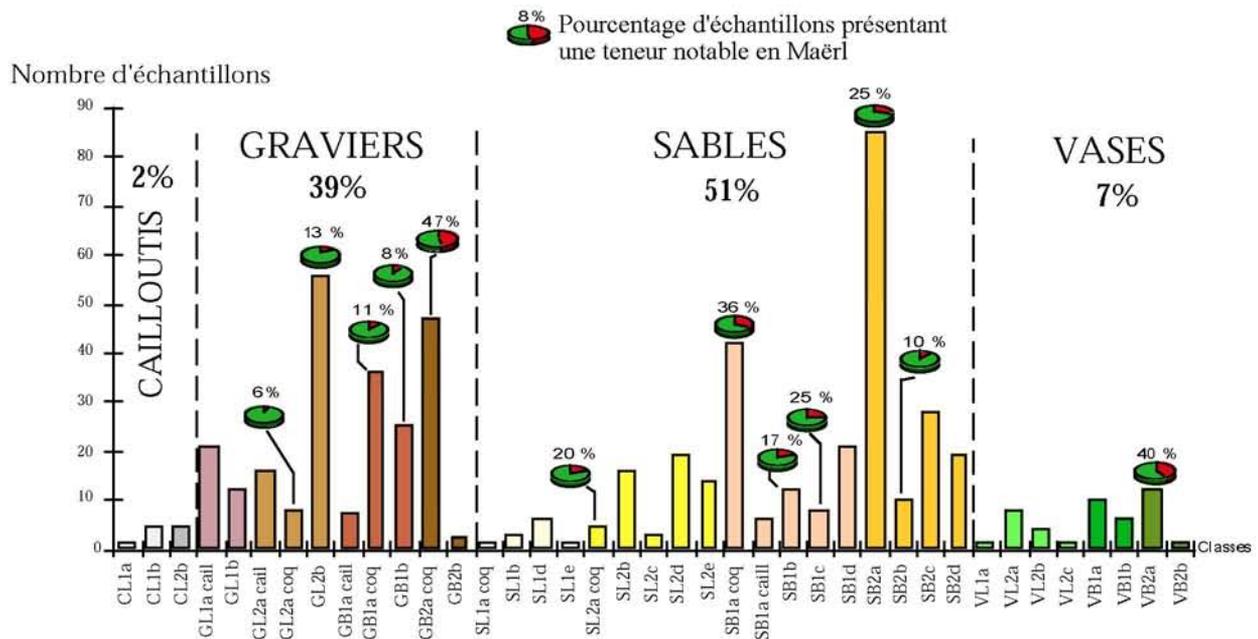


Fig. II-3 : Histogramme de répartition des classes granulométriques des sédiments prélevés dans la baie à la benne Shipeck et Smith (cf § A1-1.1.2).

La synthèse cartographique de ces informations (**fig. II-4**) montre que les séquences sédimentaires s'enchaînent suivant une grande variabilité spatiale, présentant de nombreuses anomalies granulométriques liées à des interférences d'ordre biologique (biocénoses à maërl et à crépidules), d'ordre physique (accélération des courants autour des promontoires du Grouin, de Granville et de Chausey) soit à l'empilement de séquences sédimentaires verticales de faible épaisseur en zone littorale.

Cette carte de répartition des faciès sédimentaires prolongée dans la zone intertidale par la cartographie de Larsonneur (in Larsonneur, 1989a) et celle de Guillaumont et al. (1987) permet de dégager trois ensembles morphosédimentaires aux caractéristiques dynamiques propres témoignant de la grande diversité des processus hydrosédimentaires qui régissent la répartition des sédiments à l'échelle de toute la baie (**fig. II-4**). Ces trois domaines sont séparés par d'étroits couloirs de graviers litho-bioclastiques [GL2b], bio-lithoclastiques [GB1a coq., GB1b] et bioclastiques [GB2a] pénétrant profondément dans le prisme sédimentaire côtier. Ceux-ci distinguent successivement :

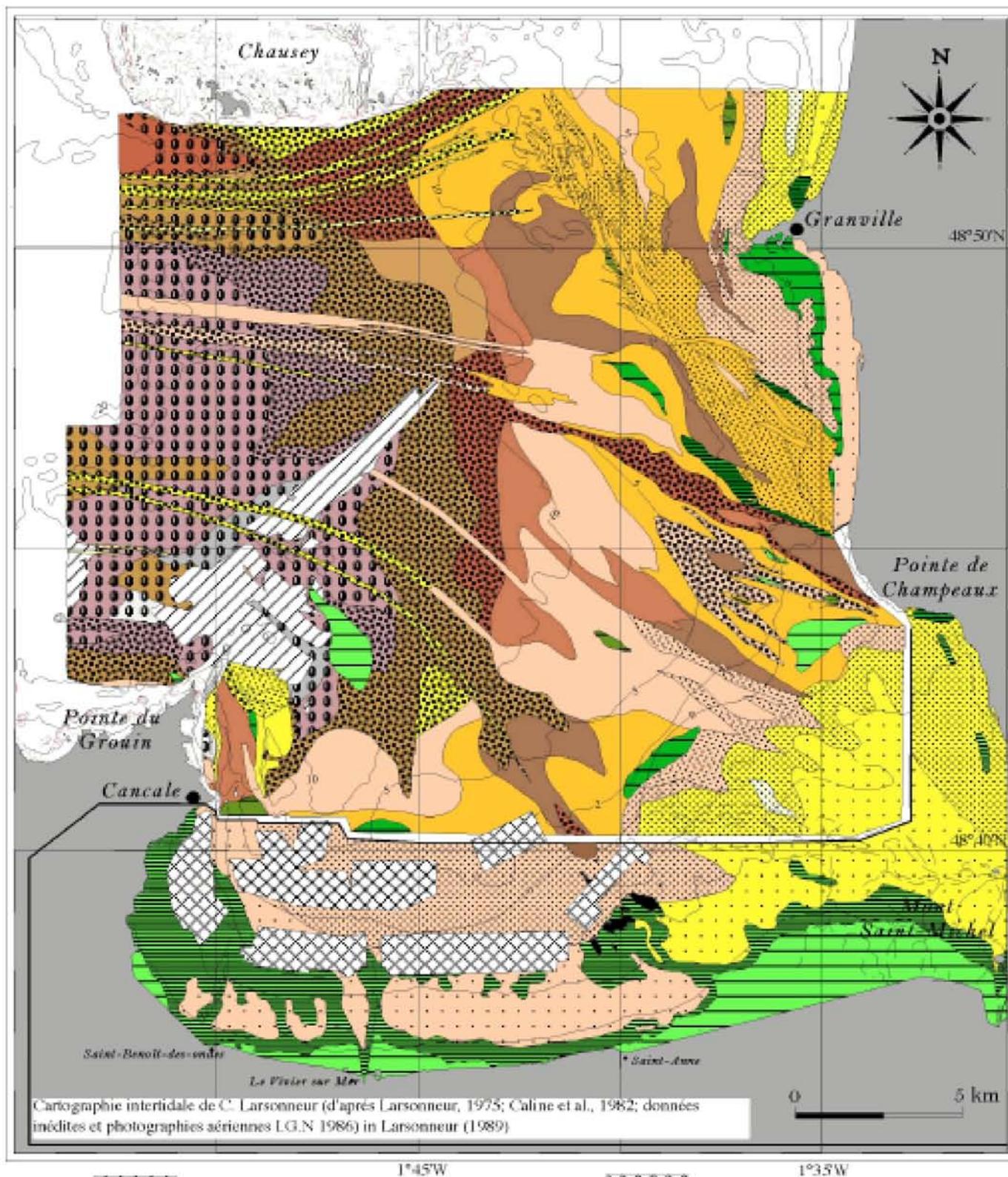


Fig. II-4 : Carte de répartition des faciès sédimentaires selon la nomenclature de Vaslet et al. (1978)

- Les fonds grossiers hétéroclites entre la côte bretonne et l'archipel des Iles Chausey, constitués d'un pavage de faible épaisseur de cailloutis et de graviers. Ce reg marin ou "gravel lag" dans la littérature anglo-saxonne représente la terminaison orientale de la nappe à cailloutis qui s'étend à

l'Ouest du méridien de Fréhel jusqu'aux abords méridionaux du plateau des Minquiers (Ruellan et Beigbeider, 1971). Les graviers et cailloutis sont en rapport direct avec la nature du substratum rocheux et les nappes alluviales anciennes. Sur ces fonds monotones parfois jonchés de blocs erratiques, la dynamique superficielle des sables coquilliers s'avère particulièrement active. L'éperon rocheux sous-marin de la pointe du Grouin se dresse vers le Nord-Est en direction de Granville, telle une barrière voulant limiter les échanges sédimentaires entre le domaine de plateforme externe et la baie interne.

- La zone pré-littorale bretonne autour de la pointe du Grouin, accidentée et morcelée par de nombreux écueils rocheux, est limitée à l'Est par le massif des Hermelles au droit de la Chapelle St-Anne. Les variations brusques de la vitesse des courants engendrent des lacunes de dépôt et le passage sans transition d'une zone sédimentaire à l'autre.

L'enchaînement des faciès sédimentaires vers le fond de baie est donc incomplet. Les sédiments caillouteux et localement graveleux [CL2b, GL1a caillouteux, GL2b) passent sans discontinuité aux sables des corps sédimentaires [SL2a, SL2c] et des estrans enserrés entre les falaises rocheuses (anse de Port Pican et de Port Mer) ou aux sédiments vaseux de l'estran et des vasières subtidales locales.

- La zone pré-littorale normande a les teneurs en bioclastes les plus élevées. L'enchaînement des séquences est complet avec ponctuellement des anomalies dans la succession cohérente des dépôts liée à la présence de grandes dunes hydrauliques, de biocénoses spécifiques (maërl et crépidules) ou de vasières pré-littorales. Un couloir graveleux [GB1b] orienté Sud-Est/Nord-Ouest, ancré sur la pointe de Champeaux, sépare au Nord le talus littoral du Cotentin modelé de grandes dunes hydrauliques et au Sud, le domaine pré-estuarien et son prolongement vers le Nord-Ouest. La succession des dépôts présente clairement un affinement progressif doublé d'une évolution de la teneur en calcaire allant jusqu'aux sables bioclastiques [SB2a] au milieu de la série. La morphologie est complexe alternant relief (banc de Rondehaie), fosses et succession de couloirs sédimentaires.

Ce découpage morpho-sédimentaire en domaine subtidal lié à la forme et à l'orientation de la baie apparaît alors comme le prolongement de celui déterminé par Caline, Larsonneur et L'Homer (1982) au niveau de l'espace intertidal.

2.1.2 . La fraction organogène des sédiments :

Selon les travaux de Larsonneur (1971), l'origine du carbonate participant à la hauteur de 15 à 60% dans la composition des sédiments de la Manche centrale et de la baie de Seine est essentiellement organogène (zoogène plutôt que phycogène). Dans notre secteur d'étude où l'environnement géologique est à dominante siliceuse, 64 % des sédiments prélevés ont une teneur en carbonates supérieure à 50 % (**fig. II-5**). Ces sédiments peuvent donc être qualifiés de sédiments bioclastiques. Les teneurs peuvent atteindre localement des maxima de 90 à 99 % de calcaire (3 % des cas). Dans le détail la distribution de la teneur en débris biogènes est bimodale. La moyenne de la teneur en carbonates dans l'ensemble du domaine d'étude est de 57 %.

2.1.2.1 - *Distribution des carbonates dans le spectre granulométrique :*

De nombreuses études (Bourcart, 1950; Hommeril, 1958; Mathieu, 1966; Larsonneur, 1971) mettent en évidence l'augmentation de la concentration en coquilles dans les sédiments grossiers. De la même manière, Vicair (1991) souligne l'abondance relative de la fraction carbonatée parallèlement à la

teneur en sable grossier dans les sédiments de la Mer du Nord. En effet comme le montre la relation entre la médiane et la teneur en carbonates (**fig. II-5**), la courbe moyenne de distribution des sédiments prélevés est dissymétrique vers les particules grossières. Les concentrations importantes (> 60 %) se rencontrent pour les classes des sables moyens (16 %), des sables grossiers (29 %) et des granules (33 %). Ces fractions sont les constituants de la composition des sédiments sablo-graveleux qualifiés généralement de sédiments organogènes où les teneurs en carbonates atteignent parfois 90 %.

La teneur en calcaire des sédiments fins comme des sédiments très grossiers (graviers et cailloux) est en moyenne inférieure à 50 %. En baie du Mont-Saint-Michel, la tangué possède une teneur en carbonates homogène d'un échantillon à l'autre (de 25 à 35 % avec les trois quarts entre 30 et 35 %) (Larsonneur, 1971). Ce critère de faible dispersion est le principal argument de l'origine marine des carbonates quelque soit la nature globale de l'échantillon. Les dépôts grossiers caillouteux ou graveleux sont d'autant plus pauvres en carbonates qu'ils sont grossiers.

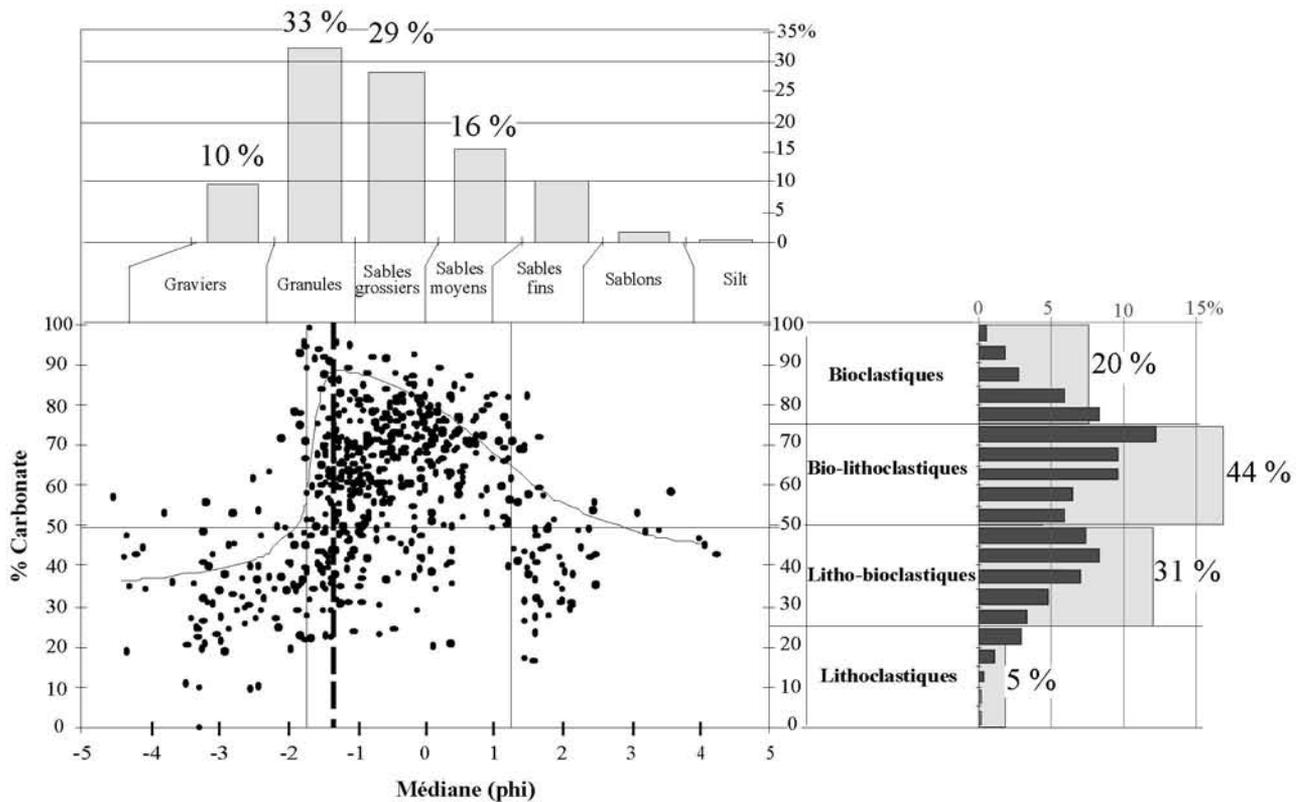


Fig II-5 : Relation entre la médiane et le taux de carbonates

2.1.2.2 - Répartition des carbonates dans le domaine d'étude :

La **figure II-6** représente la répartition du pourcentage en carbonates obtenu par décalcification des sédiments échantillonnés à la benne (cf § **A1-2.1.2**). Ces débris bioclastiques sont répartis soit dans les aires de développement des organismes marins (biocénoses) qui dépendent étroitement de la nature sédimentaire des fonds, de la turbulence du milieu et de la bathymétrie, soit dans les zones d'accumulation (thanathocénoses) après transport du matériel coquillier par les courants de marée.

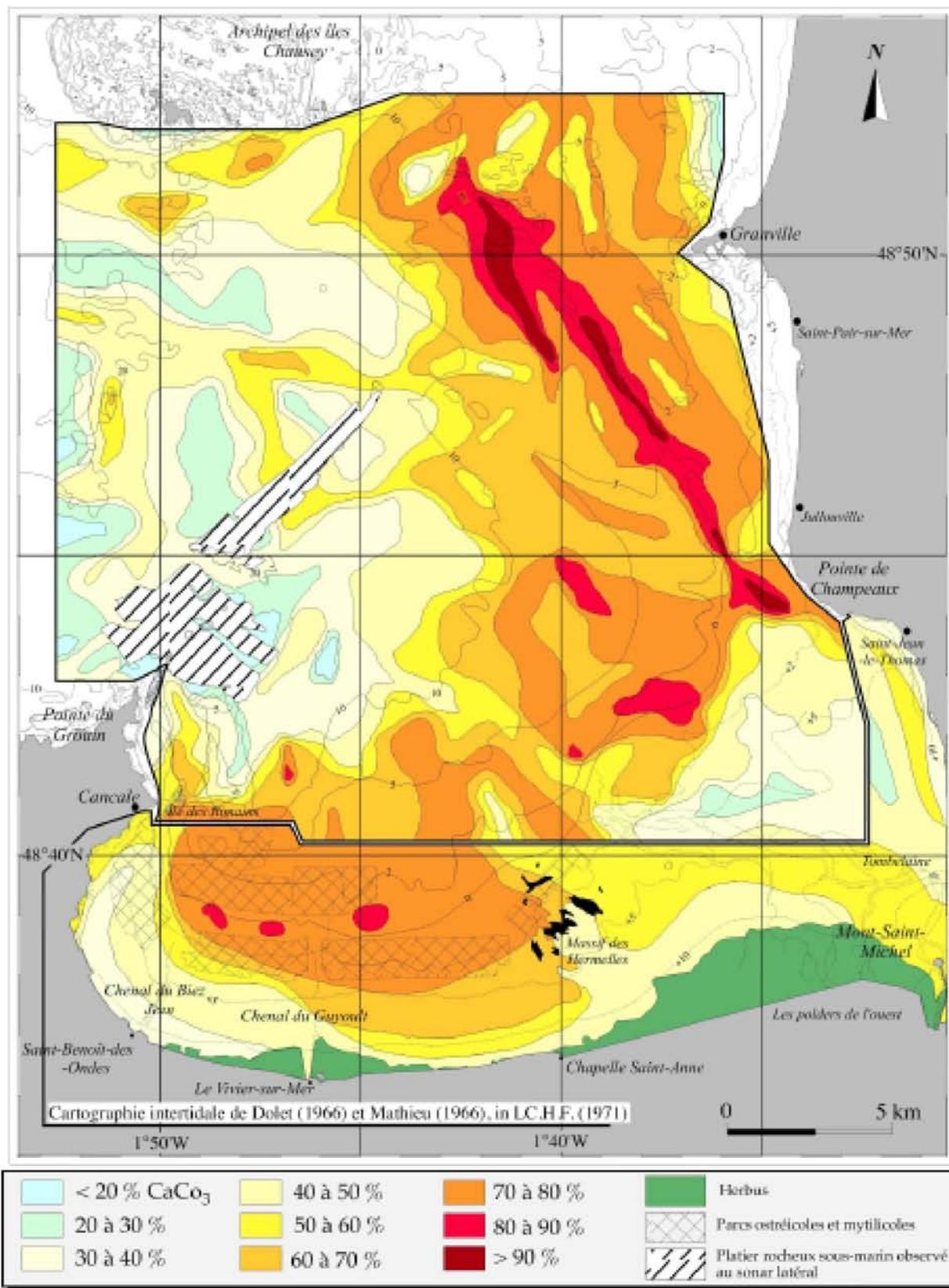


Fig. II-6 : Carte de répartition du carbonate

Elle fait apparaître un double gradient croissant depuis la zone intertidale et les zones profondes vers la frange côtière comprise entre 0 et -5 m de profondeur. Dolet (1966) et Mathieu (1966) avaient déjà souligné en baie du Mont-Saint-Michel la présence de ce gradient inverse.

Cette bande bioclastique d'une quinzaine de km de large mais parfois plus étroite, possède une concentration en carbonates supérieure à 70 %. Cette distribution est différente de celle observée en baie de Saint-Brieuc, où les plus fortes teneurs se rencontrent entre 15 et 30 m de profondeur (Rué, 1988) et correspondent ici très probablement à une activité phycogène.

a / La frange littorale et de fond de baie :

Les sédiments sableux (au minimum 70% de sables fins) du domaine littoral ont une teneur en débris bioclastiques généralement inférieure à 50 %. Ces secteurs sont des domaines de brassage importants des eaux marines. Ces valeurs sont voisines de celles des dépôts littoraux de la partie nord du Golfe normand-breton. En effet les sables d'estran possèdent environ 40 % de calcaire contre 20 % pour les sables des cordons, des plages et des dunes presque exclusivement siliceux (Hommeril, 1971). Les mesures de Dolet (1966), Mathieu (1966) et du LCHF (1971) en baie du Mont-Saint-Michel reportées sur la **figure II-6** montrent que :

- de St-Jean le Thomas au Bec d'Andaine, les sables renferment 25 à 45 % de calcaire,

- dans la zone estuarienne, domaine privilégié des tangues et des sablons, la teneur en calcaire varie de 40 % dans la fraction fine à 60 % dans la fraction grossière. Dans le détail, les études du LCHF (1971, 1977) et celle plus récente de Barth (1988) montrent que les teneurs les plus fortes (60 %) appartiennent au chenal médian entre le Grouin du Sud et la Roche Torin. Elles diminuent vers le haut estran où se dépose la tange (40 à 50 % de carbonates).

- de la Chapelle St-Anne au Vivier sur Mer, la proportion de calcaire est de 45 % dans les sédiments côtiers. Giresse et Hommeril (1969) pensent qu'il existe une barrière dynamique vers - 7 m qui expliquerait pourquoi les sables intertidaux ne sont pratiquement pas alimentés en débris bioclastiques; les bioclastes des cordons littoraux provenant de la partie inférieure de la zone intertidale. Ces coquilles produites en bas estran sont poussées par les houles vers les grèves sous la forme de cordons coquilliers fortement concentrés en carbonates et qui constituent une des originalité des modes de sédimentation dans cette partie de la baie (Philipponeau, 1956; Larssonneur, 1989b).

- Du Vivier sur Mer à Cancale, les sables fins au niveau du zéro de la carte marine contiennent 55 % puis 45% à 35% de débris biogènes vers le haut estran. Boillot (1961) observe le même phénomène en baie de Siec où la teneur moyenne des sables en-dessous du zéro des plus basses mers est de 27 %, c'est-à-dire bien supérieure aux pourcentages de la zone intertidale (10 à 15 %).

b / Le domaine subtidal entre les Iles Chausey et la pointe du Grouin :

C'est un secteur faiblement carbonaté (< 50 %) avec le plus souvent des sédiments contenant de 10 à 40 % de débris biogènes. La fraction détritique graveleuse domine la fraction organogène (**fig. II-22**). Sur ces fonds grossiers, stables et durs, fortement balayés par les courants de marée que l'on nomme encore "reg marin", s'épanouit l'épifaune fixée. Il s'y développe une vie intense car les fortes conditions hydrodynamiques empêchent non seulement les processus de sédimentation mais favorisent également la productivité par un apport soutenu et régulier des nutriments.

La plateforme à écueils constituant le prolongement vers le Nord-Est de la pointe du Grouin est entourée d'une couronne faiblement carbonatée (< à 30 %) mais où localement, dans les anfractuosités, se concentrent les coquilles mortes mélangées à des cailloutis.

c / La zone pré-littorale à forte concentration organogène :

Le gradient à double polarité observé par de nombreux auteurs dans le secteur de la baie du Mont-Saint-Michel se poursuit au large de la côte ouest du Cotentin le long d'un axe orienté NNW-SSE de même direction que les courants de marée. Les teneurs en carbonates sont supérieures à 70 %, voire 80

à 90% sur le rebord du plateau littoral (-5 m).

Cette zone à forte concentration est limitée au Nord par le champ de grandes dunes hydrauliques de Granville. Elle se connecte plus au Sud à une deuxième unité morphosédimentaire d'origine phycogène de 2 kilomètres de large et déjà bien différenciée sur la carte de répartition de la fraction grossière (**fig. II-22**). Il s'agit d'un petit banc de maërl cartographié par Thoulet en 1922 dans une position à l'époque légèrement plus occidentale puis par Rétière (1979). Il s'allonge dans la petite dépression à -8 m au pied du talus marqué par le rapprochement des isobathes 5, 6 et 7 m (**fig. II-7**).

Il représente le maillon le plus méridional d'une grande chaîne des biostromes phycogènes située au Nord des Iles Chausey appartenant au système de la Catheue (Hommeril, 1967). Boillot (1961) qualifie le maërl de "graviers d'algues vivantes ou mortes généralement non roulés auxquels se mêlent les coquilles". Les teneurs en carbonates sont supérieures à 80 % au centre de la zone. Les concentrations diminuent à la périphérie (< 50 %) et plus rapidement vers l'Ouest où il y a contamination des taches de maërl par les sables coquilliers graveleux. Le principal ennemi du maërl est l'ensablement, ce qui explique le brusque passage entre la zone à *Lithothamnium calcareum* et le prisme sableux.

Les études de Cabioch (1971), Gautier (1971) et Belsher (1980) montrent que les fonds à maërl constituent une véritable biocénose à caractère infralittoral en Manche dont la richesse biologique est bien supérieure à celle des autres fonds meubles de même granulométrie. Il s'agit donc d'une zone à forte production organogène. Or l'élongation de la langue bioclastique vers le Sud-Est en direction de la pointe de Champeaux (**fig. II-7**) semble montrer que cette zone est une source potentielle en débris coquilliers pour le domaine pré-estuarien, transportés par les courants de flot.

Cet résultat va dans le sens des hypothèses du LCHF (1977) qui suggère à partir des mesures de teneur en calcaire des sédiments estuariens une entrée de matériel organogène venant du Nord le long de la côte. Hommeril (in Doré et al., 1988) suggère également que l'accumulation qui enserre la partie orientale de Chausey et qui descend devant Saint-Pair est un banc de maërl entraîné par les courants vers le fond du Golfe.

Entre la pointe de Champeaux et Cancale, la frange bioclastique infratidale est coupée de couloirs faiblement carbonatés (< à 70%) de part et d'autre du banc de Rondehaie, au large du massif des Hermelles et au pied du flanc long du banc des Corbières. Ces couloirs comme nous l'avons montré dans l'étude de la répartition des fractions grossières sont à dominante graveleuse.

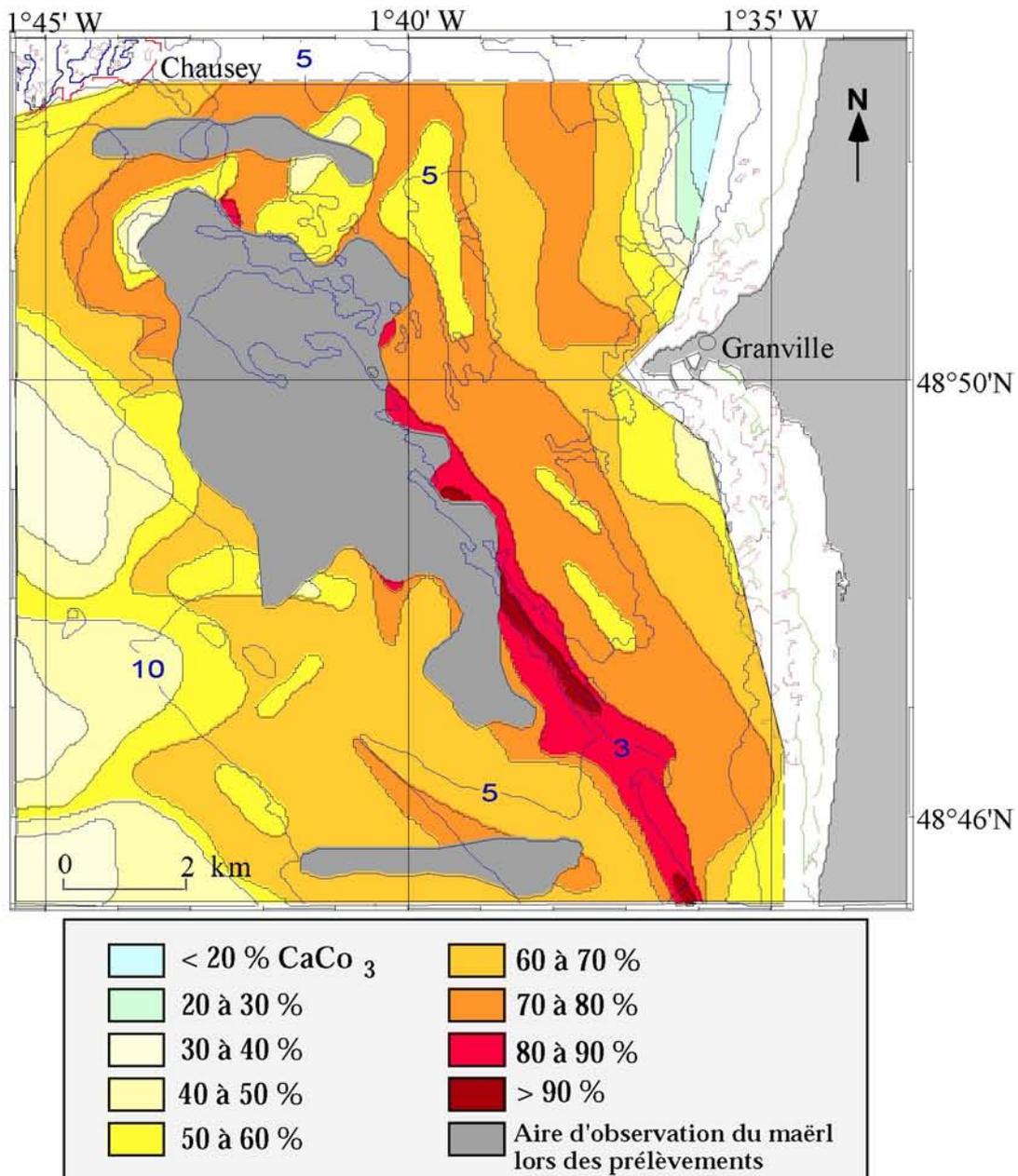


Fig. II-7 : Teneur en carbonates et répartition du maërl au Sud-Est des Iles Chausey

Au voisinage du zéro hydrographique, les plus fortes concentrations (> 80 %) sont constituées de débris coquilliers variés qui comportent localement de fortes densités en crépidules (mollusque gastéropode).

Les fortes teneurs en carbonates de la partie subtidale la plus méridionale du Golfe normand-breton s'expliquent par la richesse malacologique qui représente 50 à 90 % de la biomasse totale. Ces biocénoses actuelles sont alimentées par le brassage continu des courants de marée qui apportent depuis les zones humides du haut estran (slikke et schorre) les particules nutritives nécessaires à leur développement (Kuzucuoglu, 1985b). Les teneurs maximales ne se rencontrent pas comme en baie de Seine dans les sables graveleux mais dans les sables grossiers entre 0 et 5 m de profondeur. Les peuplements de ces sables renferment presque la moitié (44 %) de la biomasse totale présente sur les fonds du Golfe normand-breton.

Dans certains secteurs, la répartition du carbonate est le reflet de la production actuelle comme le banc de maërl entre Chausey et Granville où les zones à crépidules au large de Cancale. Mais le

plus souvent, à l'origine biologique locale, s'ajoute un flux général de transport des particules organogènes du domaine profond (platier sous-marin de la pointe du Grouin et nappe à cailloutis) vers la côte (par exemple les champs de grandes dunes hydrauliques de Granville et de Cancale) et un flux local par tri hydraulique du haut estran vers le niveau des plus basses mers (Auffret et Le Gall, 1972).

2.1.2.3 - Influence de la contamination actuelle des fonds par la crépidule :

a / Description morphologique :

La crépidule (*Crepidula fornicata*) est un gastéropode marin au pied aplati et possédant une branchie extérieure. Sa coquille asymétrique est formée d'une seule pièce. Ce mollusque benthique est un animal filtreur (suspensivore) qui se nourrit essentiellement de phytoplancton et de seston. Il est donc un compétiteur trophique des autres filtreurs. Un individu de 30 mm consomme 246 ml d'O₂/heure, c'est à dire 7 fois plus que les autres bivalves (Manac'h, 1995). L'organisme est capable de réaliser un tri du matériel filtré au niveau des palpes labiaux. Une grande part des matières minérales non utilisées est ainsi éliminée dans des pseudo-fécès. Manac'h (1995) a quantifié la biomasse totale de biodépôts rejetés (fécès et pseudo-fécès) à 1,6 mg/g de poids sec/h pour un individu moyen (taille de 3,44 cm pour un poids total de 5,79 g). Cette valeur mesurée en laboratoire est supérieure à celle des petits bivalves mais inférieure à celles obtenues sur les huîtres et les moules.

Les crépidules sont des hermaphrodites protandres, ce qui augmente leur potentiel de reproduction au cours de leur croissance. Du sommet à la base d'une association, on distingue successivement un ou plusieurs jeunes mâles, des individus indifférenciés ou hermaphrodites, puis des jeunes femelles et servant de support à tout l'édifice, une femelle âgée (**fig. II-8**).

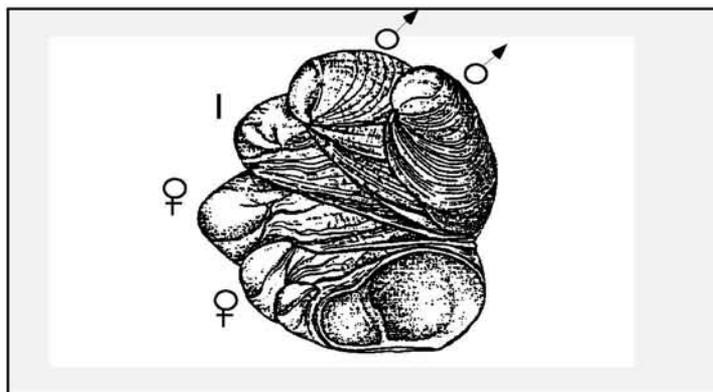


Fig. II-8 : Chaîne de crépidules en position de vie. (I = individu indifférencié)
(d'après Hoagland, 1979)

Cette espèce présente plusieurs spécificités : elle a des exigences écologiques faibles. elle est eurytherme (variations de la température d'une dizaine de degrés), eurybathe et euryhaline (jusqu'à des écarts de 15‰ en rade de Brest) et supporte des conditions d'hypoxie prolongée. Elle vit fixée à un support de nature diverse, qui est le plus souvent un autre individu de la même espèce. Les larves sont véhiculées par les courants puis se fixent sur un substrat dur et lisse pouvant être la roche ou des coquilles mortes pour ensuite s'associer activement en chaînes d'une dizaine d'individus. Dans les zones denses, ces chaînes sont elles-mêmes agglomérées. L'ensemble de ces particularités (vie en colonie, grande adaptabilité) ajoutées à une reproduction importante et à l'absence de prédateurs spécifiques ont permis à l'espèce de se développer et de proliférer à tel point que les populations deviennent envahissantes dans certaines régions.

b / Répartition géographique :

La crépidule est apparue dans les parcs ostréicoles du Golfe normand-breton à partir des années 1970. Desgué (1996) retrace les 3 étapes de la colonisation sur nos côtes de ce gastéropode :

1 - À la fin du 19^{ème} siècle, l'espèce est introduite en Europe par les ostréiculteurs anglais qui importent des huîtres nord-américaines.

2 - La crépidule débarque sur nos côtes en 1944 par le biais des navires et des pontons flottants construits dans les estuaires anglais.

3 - Dans les années 1970, l'ostréiculture joue une nouvelle fois le rôle de vecteur de colonisation. L'importation de l'huître japonaise dans les grands centres ostréicoles de France dont ceux de St-Brieuc et de Cancale coïncide avec l'apparition dans ces mêmes zones des premières populations de crépidules.

Ses exigences écologiques faibles, sa stratégie de reproduction efficace et l'action des engins de pêche comme des rejets de dragages ont été propices à la dispersion et à la prolifération de l'organisme à l'extérieur des baies, lui permettant de coloniser rapidement des surfaces importantes. Depuis un siècle, cet organisme s'est établi sur de nombreuses côtes européennes (Blanchard, 1995). En France tout particulièrement, d'importants gisements sont reconnus dans le Golfe normand-breton, dans les baies (de Seine, Cancale, Saint-Brieuc, rade de Brest, rade de Lorient, baie de Quiberon, bassin d'Arcachon, etc ...) et côte méditerranéenne. Dans la partie sud du Golfe normand-breton, Michard (1992) a estimé à 750 000 T la biomasse totale le long du Cotentin, soit 5 fois plus qu'en 1987 (Quiniou et Blanchard, 1987).

La densité de ce gastéropode en baie du Mont-Saint-Michel est un élément nouveau dans la répartition des biocénoses, intervenant directement sur la cartographie des faciès sédimentaires comme peuvent le faire les corallinacés. Dans la zone intertidale, les crépidules prolifèrent principalement en arrière des bouchots au droit de Lingreville, fixées en chaînes sur les platiers affleurant aux bas niveaux ou en nappes sur les sédiments vaseux (Guillaumont et al., 1987). L'étude des prélèvements sédimentaires, des bandes vidéo sous-marine et surtout des 850 km de profils au sonar latéral (**fig. II-9**) m'a permis de dresser une cartographie de la répartition de ce mollusque à l'échelle de la baie (**fig. II-10**). En fonction de l'importance des organismes dans le volume de sédiment prélevé à la benne Shipeck, j'ai adopté une classification simple, directement liée au taux de recouvrement du substrat et aux travaux effectués par Blanchard et Houlgate (1997) en baie de Cancale. La distribution de la crépidule peut être schématisée par 3 stades de colonisation sur les fonds de notre secteur d'étude. Fin juillet 1997, une mission océanographique en collaboration avec le département d'environnement littoral d'IFREMER, nous a permis au moyen de la benne de prélèvements Hamon, de déterminer la biomasse moyenne de crépidules par m² pour chacune de ces zones (Blanchard et Ehrhold, soumis).

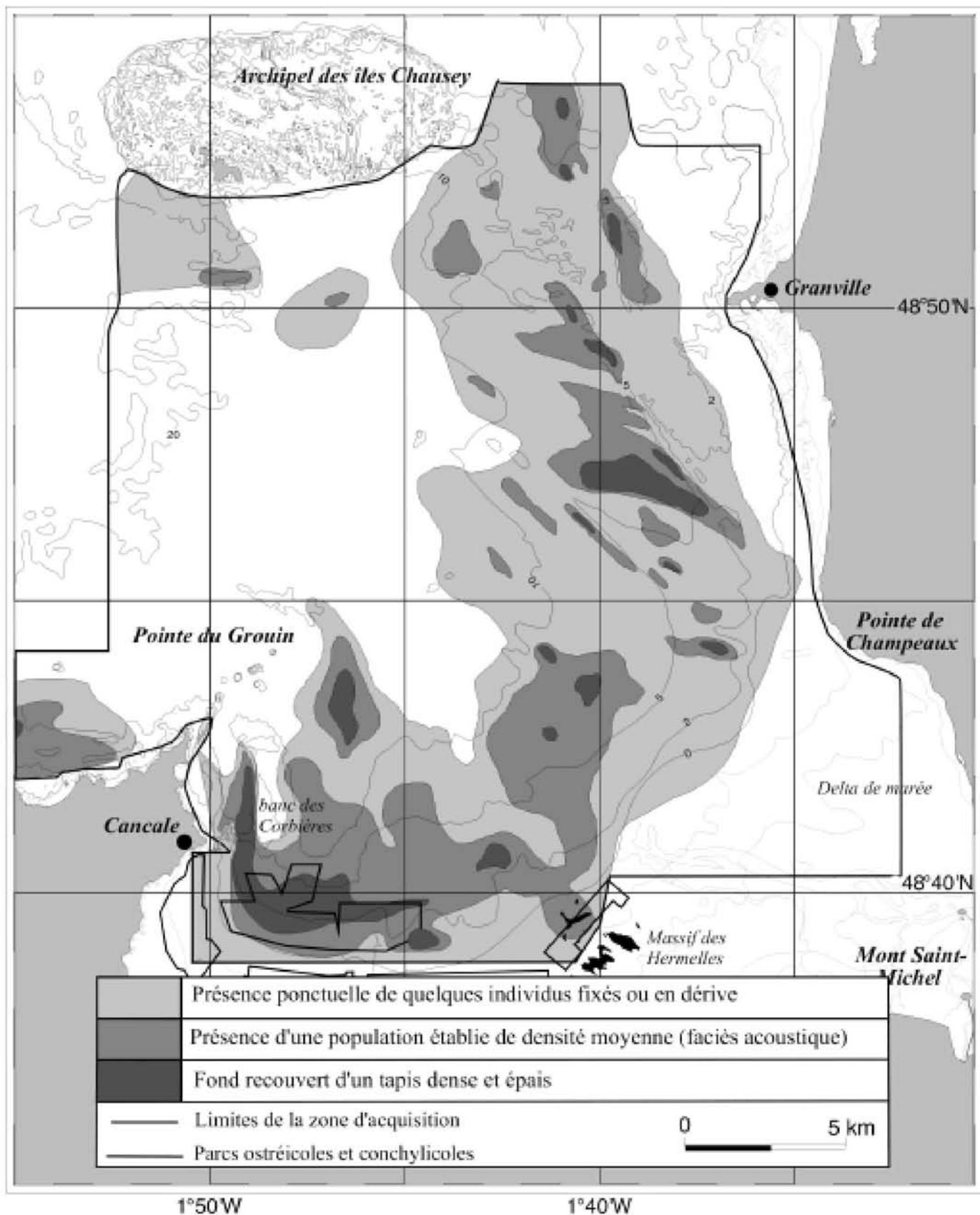


Fig. II-10 : Carte de répartition de la crépidule

b.1 / Les secteurs encore faiblement colonisés (zone 1) :

Je n'ai observé la présence ponctuelle de quelques chaînes éparses ou de quelques individus en

dérive qu'entre 0 et 10 m de profondeur, sauf localement au Sud de Chausey entre 15 et 20m de profondeur. Cette répartition témoigne du caractère côtier de l'espèce. La biomasse moyenne est de quelques grammes à une centaine de gramme par m². La superficie de cette zone est estimée à 286 km², c'est à dire 37% de la surface globale du domaine étudié.

b.2 / Les zones à populations bien établies et à répartition hétérogène (zone 2) :

Lorsque les crépidules sont organisées en une population de densité moyenne sur le fond, la surface de colonisation est assez grande pour être détectée au sonar latéral. La biomasse moyenne est de quelques centaines de grammes à 1 ou 2 kg par m². Le contraste entre les secteurs à densité moyenne et le substrat faiblement colonisé permet de cartographier les limites d'extension de cette zone (**fig. II-11**). Ces échos acoustiques particuliers peuvent troubler l'interprétation sédimentologique des sonogrammes. L'utilisation du sonar latéral comme instrument de cartographie des peuplements benthiques en zone côtière est une démarche courante (Guillaumont et al, 1990).

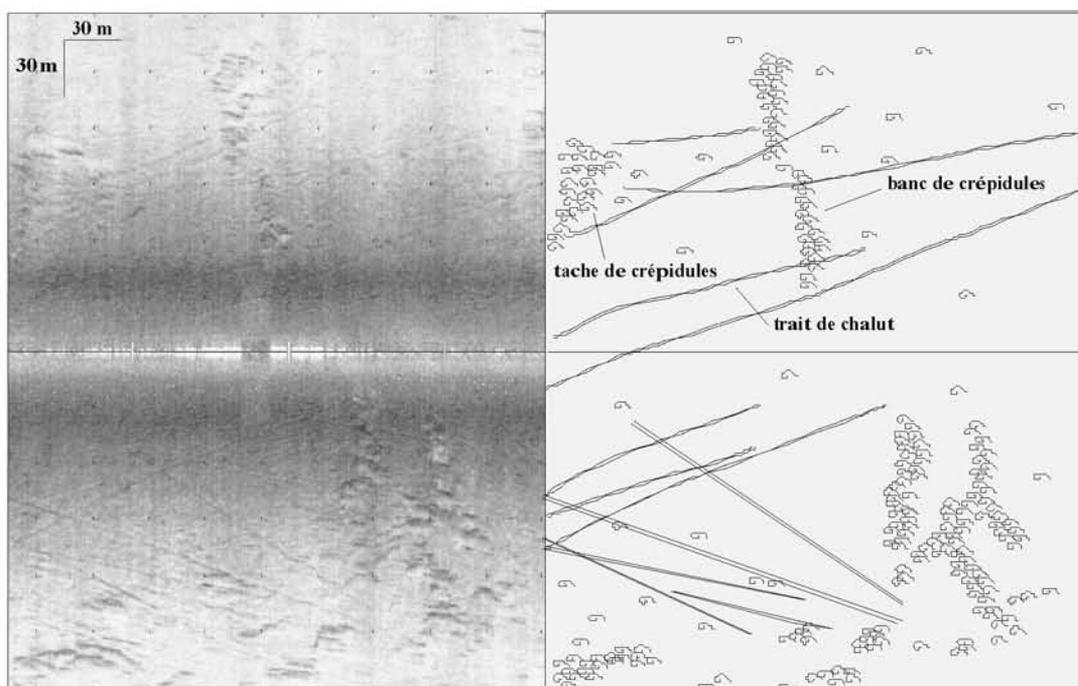


Fig. II-11 : Sonogramme obtenu sur un fond partiellement recouvert de crépidules (zone 2)

La colonisation des fonds par les peuplements d'Annélides polychètes qui forment des buttes (Auffret et al., 1985; Augris et al., 1993) parfois à l'aval des dunes hydrauliques (Berné, 1991), de la crépidule en baie de Saint-Brieuc (Hamon et Blanchard, 1994) et de Marennes-Oléron (Sauriau et al., 1998) ou de bancs d'algues calcaires comme les mélobésiées, sont des illustrations du fort potentiel de discrimination rapide des contrastes des natures de fond par l'imagerie acoustique. En baie du Mont-Saint-Michel, la répartition des crépidules est généralement inféodée aux zones dépressionnaires comme les couloirs de part et d'autre du banc des Corbières et de Rondehaie, au champ de grandes dunes hydrauliques de Granville ou stabilisées au pied du talus comme pour les populations au large de la côte ouest du Cotentin.

Elles reposent alors sur un substrat grossier souvent envasé (graviers, maërl, sables graveleux coquilliers). Ces éléments grossiers sont propices à la fixation initiale des larves et des adultes. Elles s'accumulent également en domaine ouvert dans l'axe de la baie au Sud de la latitude de la pointe de Champeaux sur un fond de sables coquilliers (cf § **fig. II-10**). L'imagerie acoustique montre qu'elles sont organisées en taches et en bancs orientés parallèlement à la direction des courants de marée (cf §

fig. II-11). Dans le détail, la vidéo sous-marine montre que ce type de colonisation débute par l'apparition sur un fond sableux riche en coquilles entières ayant pu constituer les supports nécessaires au recrutement larvaire de quelques chaînes isolées passant progressivement à des taches clairsemées. Les bandes discontinues sont étroites de l'ordre de quelques dizaines de cm à quelques m de large et semblent peu épaisses (maximum 10 cm). Ces surfaces discontinues de colonisation représentent 12% du secteur d'étude, c'est à dire une superficie de 80 km².

b.3 / Les zones à forte densité recouvertes d'un tapis continu et épais (zone 3) :

Actuellement au large de Cancale par exemple, elles peuvent former de véritables tapis continus constituant le stade ultime de la colonisation du fond (plusieurs milliers d'individus/m²). Le taux d'occupation du substrat sédimentaire est alors proche de 100% (**fig. II-12**).

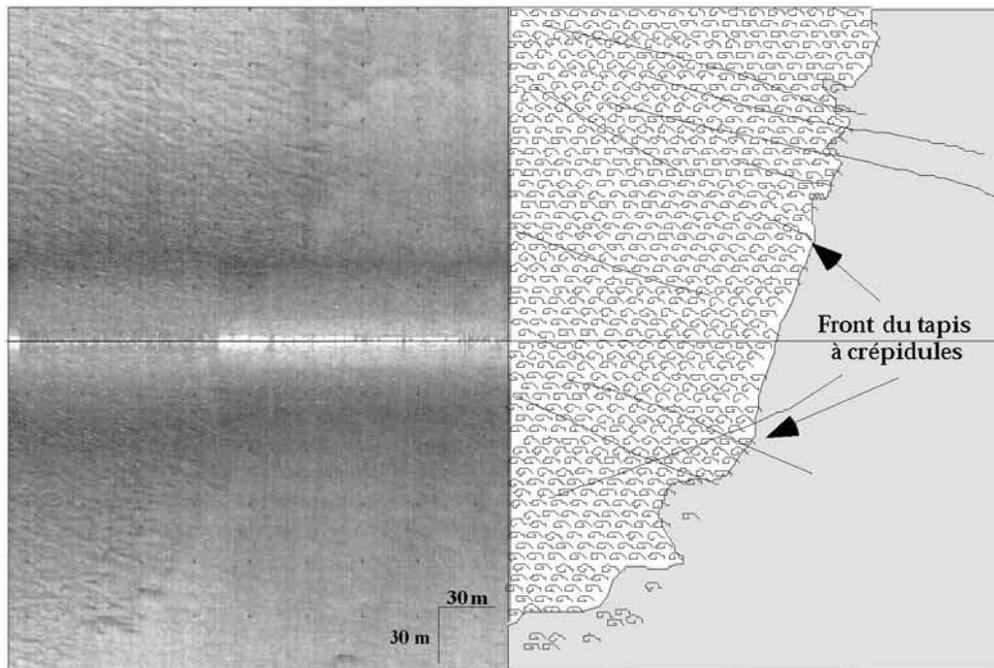


Fig. II-12 : Zone de contact entre un fond entièrement recouvert de crépidules (zone 3) et un sédiment sableux coquillier

Le nombre de crépidules peut atteindre dans certains secteurs du Golfe normand-breton comme au Nord de Chausey et pour un taux de recouvrement identique, 9000 individus au m² (Quiniou et Blanchard, 1987). La biomasse moyenne atteint plusieurs kg au m², jusqu'à 24 kg au large de Cancale (Blanchard et Ehrhold, soumis). En 1981, Aubin constate dans cette région, à partir d'une centaine de prélèvements effectués au cours de l'hiver 1978-79 la présence sporadique d'individus localisés au sommet du banc des Corbières et mélangés à des sables fins propres et coquilliers (anomie, pétoncle et couteau). Blanchard estime 15 ans plus tard (1995) une biomasse totale de l'ordre de 170 000 t et celle-ci semble maintenant supérieure. Le maximum de concentration d'individus est localisé sur les pourtours des parcs à huîtres (cf § **fig. II-10**). Il semble que depuis 20 ans de nombreux foyers à forte densité se soient développés parallèlement à l'extérieur de la baie de Cancale, notamment à l'embouchure de la zone estuarienne, au Nord du massif des Hermelles et au Sud de Chausey (cf § **fig. II-10**). La vidéo révèle dans ces champs de taille modeste un amoncellement d'organismes vivants et de coquilles vides. La somme de ces surfaces complètement colonisées ne représente que 2% (15 km²) de la baie.

c / Biosédimentologie (Ehrhold et al., 1998) :

La densité de ce gastéropode en baie du Mont-Saint-Michel est un élément nouveau dans la répartition des biocénoses, intervenant directement sur la cartographie des faciès sédimentaires comme peuvent le faire les corallinacés (Hommeril, 1967). Du point de vue granulométrique, la crépidule se comporte comme une espèce ubiquiste. Sa répartition est hétérogène puisque tous les substrats sont colonisés comme le montre l'histogramme de distribution (**fig. II-13**) déduit de l'analyse des 593 prélèvements effectués.

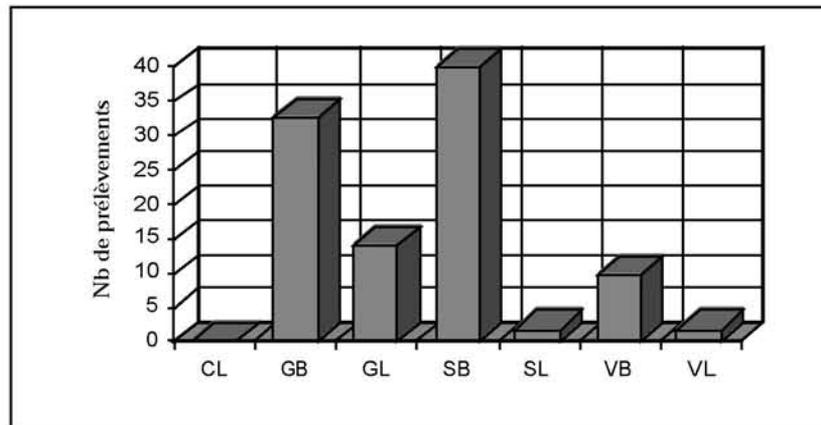


Fig II-13 : Distribution de la crépidule dans le spectre granulométrique (593 analyses)
(C : Cailloutis; G : Gravier; S : Sables; V : Vases; L : lithoclastiques et litho-bioclastiques; B : Bioclastiques et Bio-lithoclastiques)

Il existe cependant un certain préférendum sédimentaire au moment de la fixation de la larve. Celle-ci serait capable de choisir le substrat où elle se développera, en fonction de sa taille (Le Gall, 1980), et retarde sa métamorphose tant que le choix n'est pas définitif (Pechenick, 1986). En effet, l'installation de la larve de crépidule nécessite la présence d'un support pour la métamorphose, de taille suffisante pour la place d'un adulte et qui soit relativement protégé des courants pour pouvoir s'y maintenir. Peu de crépidules sont observées sur les fonds rocheux et caillouteux, à fort hydrodynamisme, comme c'est le cas autour de la pointe du Grouin (Blanchard et Houlgate, 1997). Quand les individus pionniers s'installent, c'est donc dans des zones de sédiments grossiers à composante de cailloutis et bien oxygénés. Ce type de sédiment est favorable à l'installation de nombreux mollusques. Il est bien représenté dans le Golfe normand-breton et au Sud de Chausey. Mais l'espèce est le plus souvent observée dans des zones d'accumulation de débris coquilliers (sillons d'engins de pêche, pieds de dunes sous-marines, aval d'ilôts rocheux...), car les larves en suspension trouvent là les conditions favorables de développement (supports, abris, piégeage de nourriture...). La probabilité pour que deux individus s'y rencontrent et se fécondent y est élevée; La reproduction est le début d'une colonie nouvelle. Par conséquent, de nombreux substrats grossiers en baie sont susceptibles de développer de vastes nurseries à caractère extensif. En fonction de la densité de la population, elles accentuent le caractère grossier (GB1b, GL2b) et coquillier (GB1a, GB2a) du sédiment.

Les petites chaînes se dispersent sous l'action des courants et transitent vers les fonds plus sableux (SB1a, SB2a et SB1c voir SB2d) où elles s'associent et se développent rapidement. Il n'est pas rare d'observer à partir de prises de vues sous-marines des individus seuls roulant sous l'action des courants de marée sur le flanc long de petites structures sableuses (par exemple dans le champ de mégarides au pied du banc du Chatry) et luttant pour éviter l'enfouissement en se concentrant dans les espaces inter-rides.

Enfin le développement de la colonie va voir en quelques années se multiplier le nombre de chaînes.

Lorsque la population est dense, de la même manière que dans les zones conchylicoles en baie de Cancale (Sornin, 1981), les secteurs les plus peuplés vont favoriser pour des raisons biologiques (par une production primaire de biodépôts) et pour des raisons physiques (diminution de l'énergie hydrodynamique en couche limite benthique), l'envasement du substrat (VB2a et VL2a). La production de biodépôts va accentuer cette sédimentation naturelle et augmenter la composante péritique du sédiment. Ces biodépôts, de consistance molle du fait du pourcentage important de mucus rendent difficile l'installation d'autres larves. La modification du sédiment (granulométrie, texture, stabilité, oxygénation) élimine progressivement d'autres espèces endogées ou épigées et favorise la crépidule elle-même et la petite faune fixée en général, puisque les animaux sont surélevés par rapport au fond. Ainsi on observe que la crépidule modifie le substrat de manière irréversible à son seul avantage. Il est donc important de souligner que les populations denses de crépidules n'apparaissent pas dans un substrat vaseux, mais qu'elles le créent ou le développent.

Noël et al. (1995) ont observé sur un échantillonnage intéressant l'ensemble du Golfe normand-breton ainsi que Loomis et Van Nieuwenhuyze (1985), cette corrélation positive entre l'envasement et les populations denses de crépidules sur des gisements dans l'état du Connecticut. Les courbes granulométriques des échantillons H3, D1 et E4 illustrent ce phénomène (**fig. II-14**). Il s'agit de sédiments dont la fraction grossière se compose essentiellement de grosses colonies de crépidules vivantes dans une gangue vaseuse noire et compacte.

Les crépidules comme nous l'avons exposé précédemment sont susceptibles d'être déplacées par les courants de marée ou de houle. Au Sud de la dépression de Granville, bordant à l'Est le champ de grandes dunes hydrauliques, des coquilles isolées, en partie réduites et remplies d'une vase noire, sont associées à des sables fins bien triés et lavés. Ces coquilles mortes imprégnées de sulfures noirs témoignent d'un séjour en milieu vaseux réducteur. Elles proviennent de l'érosion des biocénoses situées au Nord de cette même fosse. Les échantillons 428 et 424 appartiennent également à la zone 3 (cf § **fig. II-10**), où les colonies vivantes jonchent un substrat sableux plus grossier, coquillier et légèrement graveleux, correspondant à une phase de colonisation plus jeune. Les courbes des sédiments des zones de densité moyenne (échant. 312, 418 et 494) sont comme les précédentes, mal triées, hétérogènes, indiquant l'influence hydro-sédimentaire des crépidules sur leur substrat.

d / Impact biosédimentaire de l'activité de la crépidule :

Les concentrations importantes en mollusques suspensivores (suspended feeders) génèrent une production importante de rejets biologiques. La production de fécès (pelotes fécales) et pseudo-fécès (matière filtrée) enrichit le milieu ambiant en matière organique. Ces grains dont la dimension n'excède pas 1 mm pour les espèces les plus communes (huîtres, moules, crépidules, etc ...), s'agglomèrent et se décantent à proximité des gisements ou restent en suspension en fonction du degré d'agitation du milieu. Les études d'Haven et Morales (1968) montrent que les pelotes fécales peuvent représenter jusqu'à 25 % du poids du sédiment.

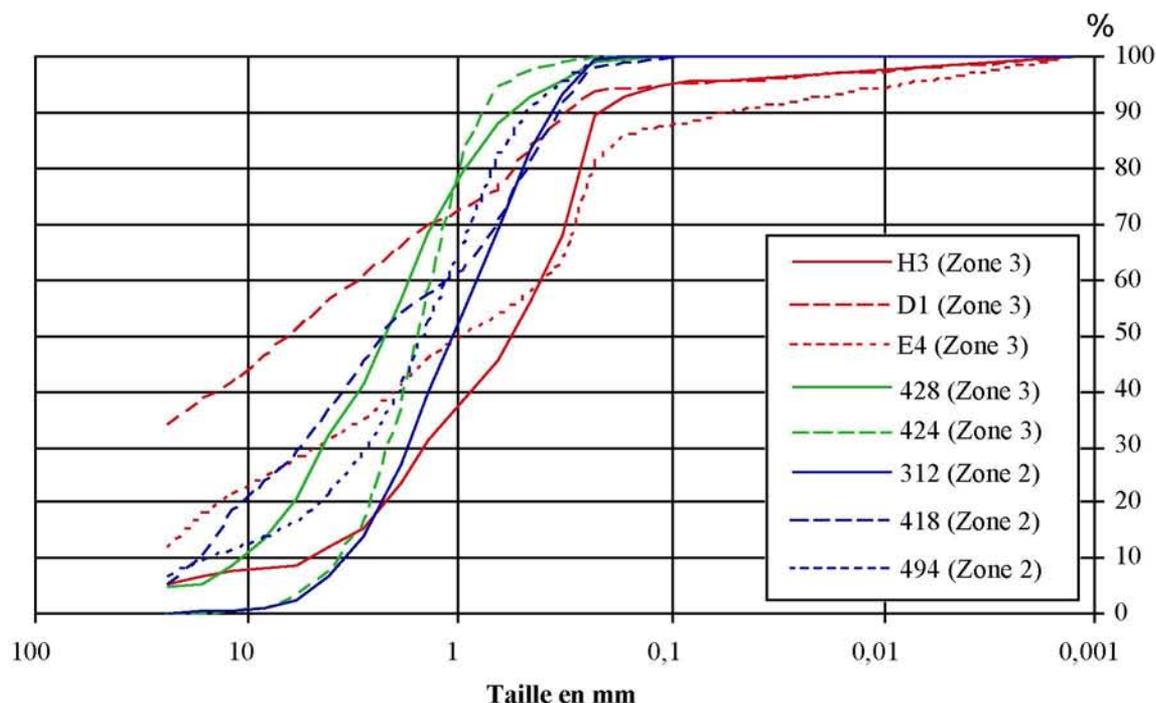


Fig. II-14 : Exemples de quelques courbes granulométriques des sédiments prélevés dans les secteurs à crépidules (échelle semi-log)

Les expériences de Manac'h (1995) sur des crépidules en laboratoire montrent qu'un individu dont la taille moyenne est de 3,44 cm pour un poids de 5,79 g, produit 1,6 mg/g de ps/h dans les conditions expérimentales. Cette valeur est inférieure aux moyennes mesurées pour les huîtres (188 mg/g de PS/h) ou les moules (281 mg/g de PS/h) mais supérieures aux taux de biodéposition d'autres bivalves rencontrés dans la baie telles que les palourdes, les praires, etc ... Il faut souligner que les valeurs de biodéposition obtenues en laboratoire sont sous-estimées, et qu'il faut les multiplier par 10 ou 15 pour obtenir les valeurs réelles (Sornin, 1981). Manac'h (1995) met en évidence tout comme Sornin (1981) sur les moules, une corrélation positive entre l'augmentation de la turbidité et la production de biodépôts (surtout des pseudo-fécès).

L'estimation de la production annuelle de biodépôts est toujours délicate, du fait des nombreux paramètres in-situ pouvant modifier le comportement des individus. Les données suivantes relatent quelques exemples de quantité annuelle de rejets produits par des macro-filtreurs communs à la baie :

- Aubin (1979) estime entre 4000 et 30000 t. (poids sec) de rejets par les moules en baie de Cancale. A l'époque, ce chiffre lui paraît trop faible pour intervenir dans les phénomènes d'envasements locaux, par rapport aux 60 000 t. de particules fines qui transitent à chaque marée entre Granville et la pointe du Grouin. Les huîtres en élevage sur table en baie de Cancale provoquent un exhaussement de 0,65 et 0,95 m/an, tandis que les moules sur bouchots seulement 0,12 m/an (Sornin, 1981). Manac'h (1995) souligne les résultats élevés obtenus sur la moule, la coque et l'huître, qui peuvent atteindre 0,2 g/g sec/heure pour chacune de ces espèces, en zones turbides. Lund (1957) a mesuré 7,58 t. (poids sec) de rejets pendant 11 jours sur une population d'huîtres recouvrant un demi-hectare.

- En supposant une biomasse totale de crépidules de l'ordre de 170 000 t. (Blanchard, 1995) accumulées au Nord des parcs à huîtres et des bouchots de la région de Cancale, on peut estimer la production annuelle en biodépôts à 411 000 t (poids sec), sachant qu'un individu moyen de 5,79 g rejette 1,6 mg/g de ps/h (Manac'h, 1995).

L'enrichissement en particules fines semble donc inéluctable dans les zones fortement colonisées. Ces rejets, comme le montre Sornin (1981) possèdent une vitesse de sédimentation supérieure à celle des MES. Les fécès et pseudo-fécès sédimentent 20 à 200 fois plus vite que les particules qui les composent lorsque celles-ci sont isolées (Haven et Morales-Alamo, 1968). A la différence des autres suspensivores benthiques communs à la baie ou de ceux dont l'élevage s'effectue au-dessus du fond sur des tables à huîtres ou des bouchots à moules (Sornin, 1981), l'empilement et l'agglomération des individus favorisent la rétention des pellets. L'expérience que nous avons menée en laboratoire montre que sur une épaisseur de 10 cm de coquilles vides de crépidules, le volume de vide dans et entre les coquilles représente environ 72 % du volume total de la strate biogène. En d'autres termes, cette forte "porosité" est responsable du piégeage des bioagrégats, de l'envasement progressif de la population, et donc de l'envasement du substrat. La nature mucilagineuse des biodépôts et leur forte concentration en phytoplancton renforcent la stabilité des vases biogènes déposées, l'augmentation du carbone organique provoquant une élévation de la limite d'écoulement et de la viscosité de la vase (Sornin, 1981). Dans les 5 cm superficiels des mattes de moules, cette rétention intensive des fécès et pseudo-fécès représente 15 à 40% des dépôts (Haven et Morales-Alamo, 1968).

De plus, les coquilles remplies de vases sont alourdies ce qui contrarie leur reprise en cas d'érosion et renforcent ainsi la cohésion du sédiment lui donnant un aspect "caillouteux" à valeur de hard-ground difficilement érodé par les effets des tempêtes. Les gisements denses de crépidules ainsi que les populations épigées infralittorales ou littorales de natures diverses comme les biohermes à polychètes (Woodin, 1976), les moulières (Verwey, 1952), les huîtres naturelles (Dame et Dankers, 1988) et les constructions récifales dues aux hermelles (Gruet, 1982) agissent comme des "pièges à particules". Le développement de la colonie va donc en quelques années, en multipliant le nombre de chaînes, accentuer ce dépôt et augmenter la composante pélagique du sédiment.

On peut véritablement parler de sédimentation forcée aussi bien dans les zones de cultures ostréicoles et mytilicoles, que dans les zones naturelles à crépidules où cette sédimentation est d'autant plus nette que la population est dense. L'envasement du substrat conduit inéluctablement à la disparition totale de la flore par augmentation du taux de matière en suspension et la réduction de la luminosité qui en découle, ainsi qu'à la raréfaction des grands mollusques filtreurs (*Glycymeris glycymeris*, *Venus verrucosa*, *Tapes rhomboïdes* ...). Les fortes productions accélèrent la sédimentation des particules fines qui est généralement très lente. Haven et Morales (1968) considèrent que le phénomène de biodéposition est un facteur majeur dans l'accumulation des sédiments fins des estuaires.

Les pelotes fécales jouent un rôle important dans l'enrichissement en fines et en matière organique des sédiments. La présence d'une communauté dense de filtreurs peut multiplier par 4 la sédimentation naturelle (Hoskin et Kourtney, 1983). Nous avons estimé à 332 000 t. (poids sec) la masse totale de biodépôts dans le secteur compris entre Chausey et la côte (cf § **fig. II-10**) pour une biomasse d'environ 137 000 t. de crépidules vivantes (**tab. II-1**). La valeur de ces résultats est liée à une incertitude plus ou moins importante en raison de la répartition irrégulière (en tache ou en bandes) de l'espèce et à son activité de biodéposition qui varie en fonction des saisons.

Outre la transformation physique du sédiment, il apparaît une modification chimique importante, due à la couverture des colonies qui agissent comme un véritable couvercle au-dessus du fond. Malgré le manque de mesures concernant ce paramètre, il semble que la concentration en oxygène diminue fortement au niveau du sédiment intercolonial jusqu'à l'anoxie et la putréfaction observée fréquemment sous les fortes densités (comm. pers. Blanchard). Cette désoxygénation modifie notamment les cycles de l'azote et du soufre entraînant l'apparition des composés réduits (NH₃, H₂S...) qui sont des composés toxiques. La crépidule épibenthique semble s'accomoder de cette toxicité du support

sédimentaire qui élimine ainsi les endobiontes et en interdit l'accès à d'autres (Blanchard, 1995). L'endofaune disparaît dans sa quasi-totalité du peuplement au profit de la faune fixée.

	Zone1	Zone 2	Zone 3
Nb de stations	23	45	25
Biomasse moy. (g/m ²)	139	1029	6149
Surface (km ²)	206	60	15
Tonnage (10 ³ tonnes)	29	71	114
Total biomasse vivante	137 000 t.		
Total biomasse morte	77 000 t.		

Tab. II-1 : Estimation du tonnage de la crépidule vivante et morte en baie du Mont-Saint-Michel (baie de Cancale incluse).

Parallèlement à l'expansion des crépidules dans la baie, on note depuis 15 ans une nette tendance des fonds côtiers à l'envasement (**fig. II-15, II-60 et II-61**). En 1980, les dépôts de vase (Caline et al, inédit), où les teneurs en fines sont supérieures à 5%, étaient peu étendus et correspondaient soit aux vasières infralittorales de bas estran (jusqu'à 2 m de profondeur), soit aux vasières subtidales comprises entre 2 et 10 m de profondeur dans les dépressions de la partie occidentale de la baie (cf § **II-2.4.2**).

Dans le premier cas, les vasières sont peu épaisses et principalement alimentées par les eaux de drainage des estrans sablo-vaseux lors de l'assèchement des estrans de la baie à marée basse. Je reviendrai sur leur nature plus loin dans ce chapitre. Mais depuis 1980, une importante vasière est apparue au large de Carolles, au pied du talus littoral vers 5 m de profondeur (**fig. II-15**). Elle est limitée au Nord par un petit banc de maërl et connectée au Sud aux vasières pré-estuariennes. Les teneurs en vases peuvent y atteindre et dépasser 50%. Elle coïncide avec des peuplements de crépidules bien établis (recouvrement de la surface du fond supérieur à 10%).

Il apparaît donc dans ce secteur comme dans d'autres régions de la baie peu favorables à la stabilisation de vasières et qui en étaient antérieurement dépourvues, une forte corrélation entre la prolifération des crépidules depuis 20 ans et l'établissement de vasières stables. Il semble que l'origine des particules fines constituant cette vasière ne soit pas en relation avec les apports externes à la baie mais proviennent de l'activité biologique de ces gastéropodes. Les carottages réalisés à l'interface dans ce secteur, soulignent l'interstratification rapide dans le temps des lits vaseux à crépidules avec des lits fins sableux et coquilliers venant recouvrir les dépôts vaseux après des épisodes de tempêtes. L'exhaussement progressif des vasières avec le temps, permet d'imaginer une séquence type de sédimentation sous contrôle de l'activité biologique des crépidules (**fig. II-16**).

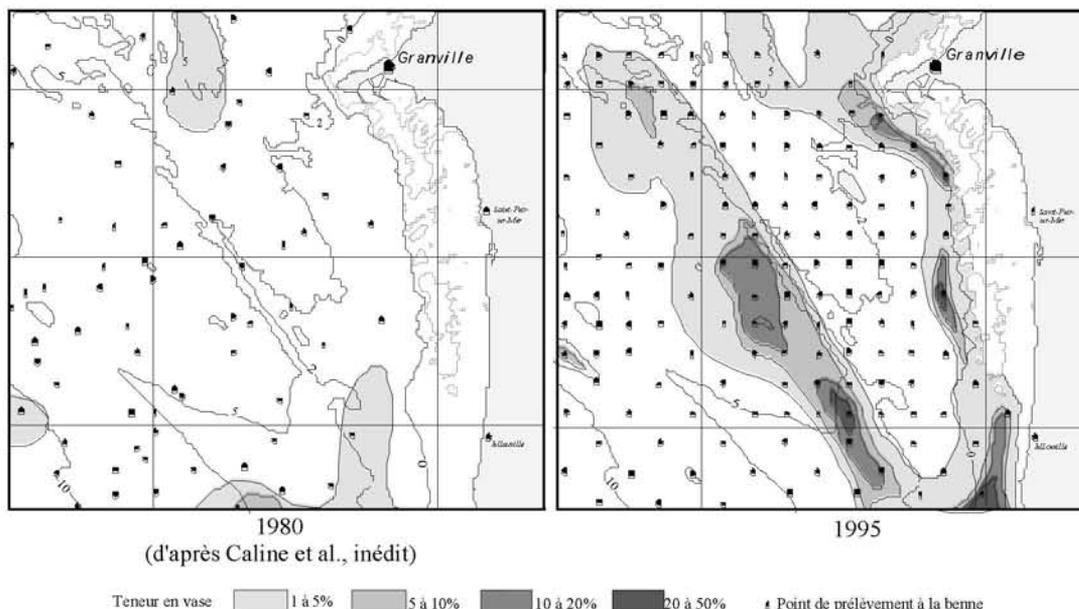


Fig. II-15 : Domaines d'extension des vasières offshore au large de Granville

Ces observations posent également le problème du caractère actif de la relation entre les fossiles et la gangue rocheuse dans laquelle ils sont décrits par les études de biostratigraphie. En effet l'action de l'organisme fossile sur son encaissant n'est envisagée sous l'aspect de la biodéposition qu'en ce qui concerne la bioturbation. Les études de taphonomie (Alison et Briggs, 1991) décrivent des lumachelles d'organismes épibenthiques filtreurs associées à une matrice argileuse et pyriteuse, généralement interprétée comme une adaptation de ces organismes à une vie en surface des vasières, malgré les inconvénients de cette situation : support meuble très instable et tendance à l'étouffement et à l'enfouissement par le flux particulaire à l'origine du développement de cette vasière. Les observations que nous rapportons sur l'évolution des fonds soumis à une invasion de crépidules indiquent que dans le cas d'organismes filtreurs, le lien entre l'espèce et son sédiment hôte ne relève pas seulement des tropismes écologiques mais peut être également la conséquence des activités nutri-tionnelles à l'origine d'un déséquilibre sédimentaire du site.

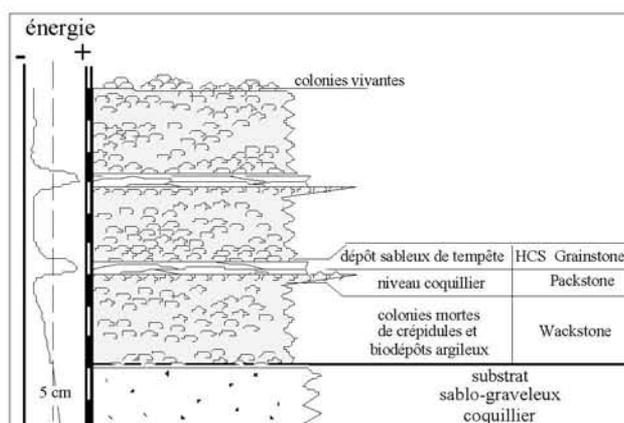


Fig. II-16 : Modèle de séquence théorique illustrant la succession des biostromes à *Crepidula fornicata* en baie du Mont-Saint-Michel

2.1.2.4 - Conclusion :

La baie du Mont-Saint-Michel est actuellement le siège d'une importante prolifération de crépidules (*Crepidula fornicata*) qui recouvrent environ 14 % des fonds de cette partie du Golfe normand-breton, ce qui représente une biomasse totale de 214 000 t +/- 11 000 t (dont 64% d'organismes vivants). Le calcul de ce tonnage repose sur un certain nombre d'imprécisions liées au

nombre d'échantillons prélevés, mais il caractérise l'importance du phénomène. Noël et al. (1995) estiment la biomasse dans la totalité du Golfe normand-breton à 1,6 millions de tonnes. L'ensemble de ses particularités biologiques (vie en colonie, grande adaptabilité, reproduction importante), ajoutées à l'absence de prédateurs spécifiques et conjuguées à des rejets en mer par les pêcheurs, ont permis à l'espèce de se développer et de proliférer rapidement de manière inquiétante. Outre les conséquences de nature biologique, cette expansion rapide et inquiétante pose de nombreux problèmes d'ordre sédimentaire :

Les nombreuses colonies modifient le substrat (granulométrie, texture, stabilité, oxygénation) de manière irréversible et à leurs avantages. La forte porosité des gisements de crépidules est responsable du piégeage des bioagrégats, de l'envasement progressif des populations et par la-même, de l'envasement du substrat qui peut être initialement très varié (sable coquillier ou sable graveleux). Depuis 20 ans, les vasières biogènes se sont largement développées dans les secteurs de la baie peu favorables à la stabilisation des vases. Il se crée un lit cohésif difficilement remanié par les houles de tempête et les plus forts courants de marée dans ces secteurs. Les apports de coquilles et de carbonates dissout sont également importants. Chaque coquille morte sert de support potentiel à de nouvelles larves et favorise leur installation. La population auto-entretient ainsi son stock de supports dont elle a impérativement besoin. L'exhaussement du fond sous-marin au niveau des gisements de crépidules perturbe localement les courants par la diminution de l'énergie hydrodynamique en couche limite benthique. Le frottement exercé accentue le dépôt des matériaux fins en suspension. Le sédiment devient donc de plus en plus coquillier et vaseux. L'importance des gisements actuels de crépidules en baie du Mont-Saint-Michel renforce donc les processus de sédimentation et participe à l'envasement irréversible des fonds littoraux. Dans quelle mesure cette vase piégée, susceptible d'être en partie remise en suspension par l'action des houles de tempêtes et des engins de pêche sur le fond, constitue-t-elle un flux nouveau d'apport de particules fines, pouvant intégrer le cycle général des suspensions et participer au colmatage du fond de baie ?

2.2 - Les fonds grossiers entre l'archipel des Iles Chausey et la côte bretonne:

Sur ces fonds, entre l'archipel des Iles Chausey et la côte bretonne, largement balayés par de puissants courants de marée, la couverture sédimentaire meuble est peu épaisse et se limite à un pavage de cailloutis et de graviers laissant affleurer ou toujours sub-affleurer le substratum rocheux briovérien fortement diaclasé. Cette passe est le siège d'une dynamique sédimentaire importante sous la forme de rubans sableux et de grandes dunes tidales, organisée localement en larges couloirs qui pénètrent dans la baie en se jouant des obstacles rocheux (écueils et blocs erratiques).

2.2.1 - Les domaines rocheux :

2.2.1.1 - *Le prolongement sous-marin de la pointe du Grouin :*

La pointe du Grouin se prolonge en direction du Nord-Est par un large platier sous-marin qui se biseaute 10 km avant la pointe du Roc sur laquelle s'est édifiée la ville de Granville (**fig. II-17**). Le substratum rocheux est ici affleurant et facilement reconnaissable par imagerie acoustique qui permet de distinguer la schistosité principale et un ensemble complexe de failles décrochantes (**fig. II-18**). J'ai mesuré dans ce complexe cristallophyllien une direction moyenne de schistosité orientée N51, valeur reconnue comme massivement prédominante par Graindor et Roblot (1976). L'éventail des directions de fracturation est compris entre N145 et N166. Ces discontinuités morphologiques génèrent de larges anfractuosités empruntées préférentiellement par les rubans sableux.

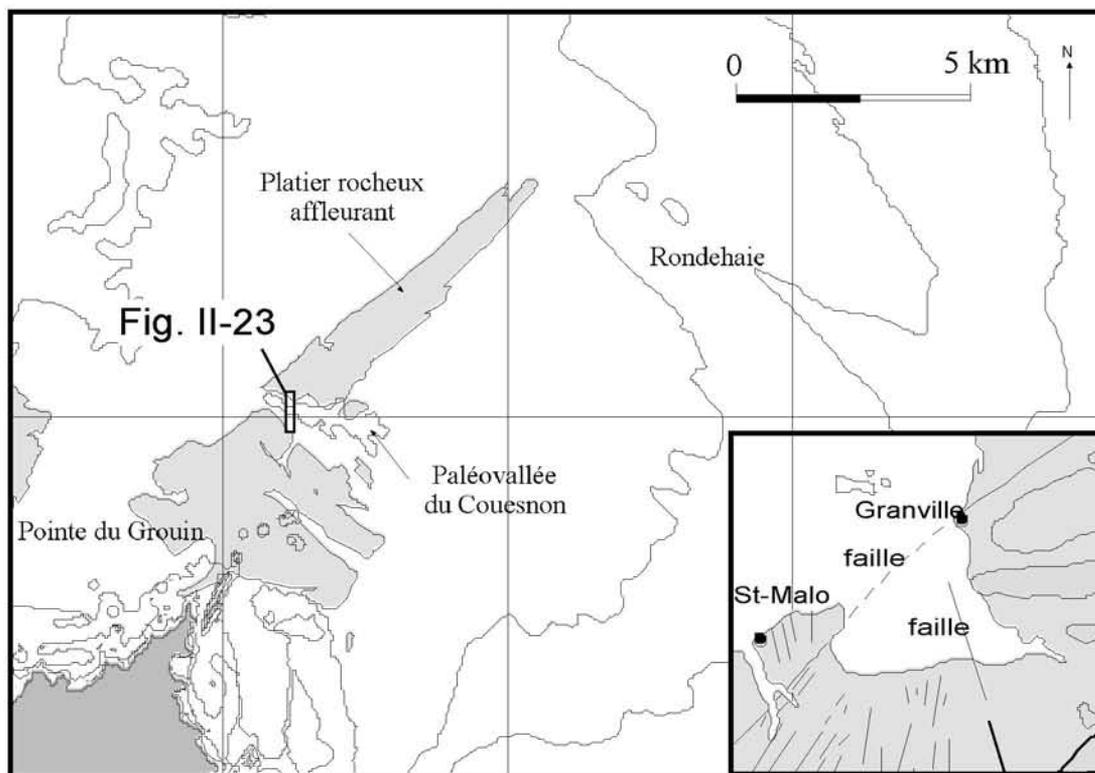


Fig. II-17 : Géométrie du platier rocheux sous-marin dans le prolongement de la pointe du Grouin

Selon Graindor, ces deux directions favorables aux ruptures N50 et N155 existaient dans le socle dès la fin du Précambrien. Selon Graindor et Roblot (1976, fig. 10), un décrochement dextre N155 de grande amplitude traversant la vallée du Couesnon et la baie, serait responsable de l'éloignement du granite de Chausey par rapport aux massifs de Vire et d'Avranches. Les limites du substratum rocheux coïncident avec l'un des principaux cisaillements cadomiens reliant Cancale à Granville (cf § **fig. II-17**). L'accident crustal de Granville est une faille inverse à fort pendage vers le Nord (Doré et al., 1988). En se prolongeant sur 80 km jusqu'à Bayeux, elle constitue un trait structural majeur du bâti cadomovarisque initié au cours de l'orogénèse cadomienne (Dissler et al., 1988) et réactivé au moment de l'orogénèse varisque (cf § **I-2.1**). L'analyse des sonogrammes a permis d'identifier très clairement le prolongement de cet accident directionnel dans la baie jusqu'au massif de Saint-Malo.

2.2.1.2 - Les champs de blocs erratiques au Sud de Chausey :

Dangeard (1928) remarque que les gisements de blocs erratiques sont nombreux en Manche et particulièrement abondants dans le Golfe normand-breton. Les types pétrographiques sont variés et ne présentent aucun lien avec le substratum sur lequel ils reposent. Nous avons observé à partir des grands profils "sonar" orientés nord-sud et réalisés en juillet 1995 entre Chausey et la pointe du Grouin, des fonds grossiers à cailloutis localement parsemés d'obstacles générant des ombres acoustiques plurimétriques (**fig. II-19**). Utilisant les importants services de levage du SEUM, Graindor (1958) décrit ces obstacles comme des blocs rocheux dispersés au Sud-Ouest de Chausey et dont la partie visible peut atteindre plusieurs m³.

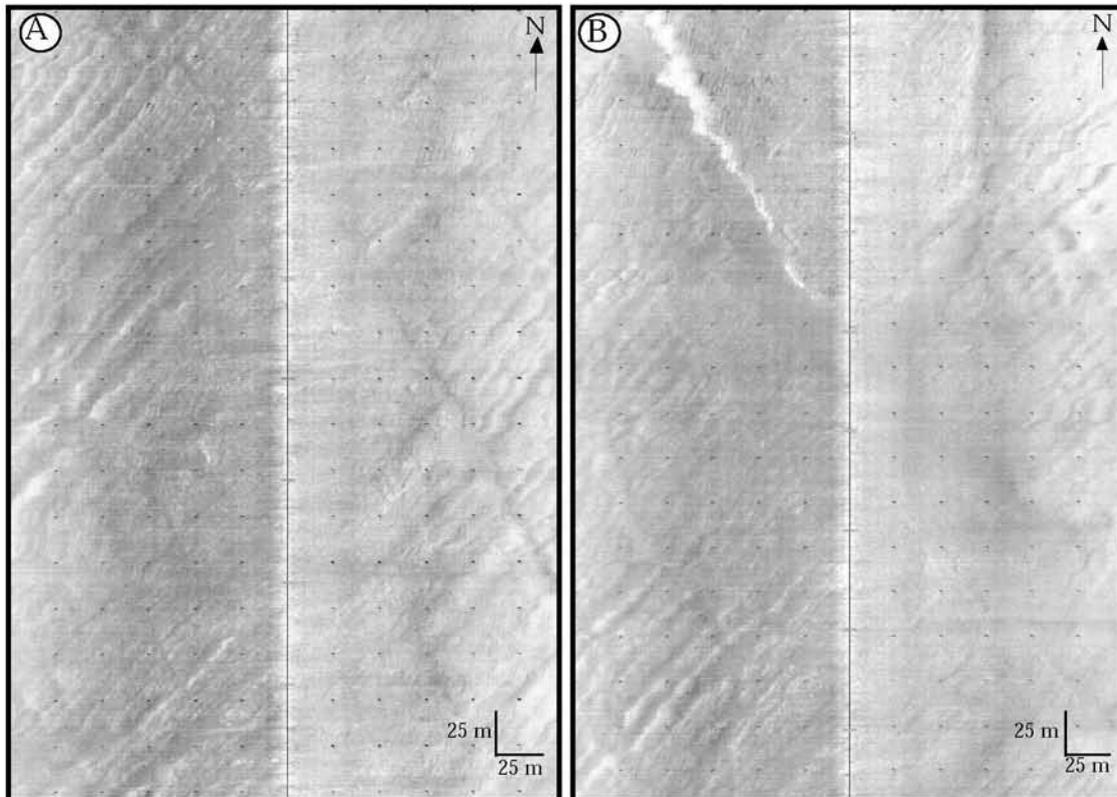


Fig. II-18 : Deux sonogrammes illustrant la fracturation et la schistosité du platier rocheux sous-marin au large de la pointe du Grouin.

Il reconnaît deux types de blocs. Le premier type concerne des blocs bien équarris, originaires du granite de Chausey et perdus au fond lors de leur transport vers la côte. Le second aux formes quelconques est composé de roches variées : granites cadomiens, grès quartzitiques gris-blanc du Carbonifère représentant 80 % du gisement avec quelques blocs de phanites précambriennes et de diorite de Coutances. Les dragues ramènent parfois des galets ronds solidaires de blocs d'âge primaire. Dangeard (1928) pense que ces galets arrondis ont été piégés lorsque les glaces se sont formées près des rivages et dans les estuaires.

Les limites du gisement cartographié au sonar latéral, moulent une encoche dessinée par l'isobathe des 20 mètres. Les blocs de formes très variables et dont la longueur peut atteindre 3 m, se répartissent dans cette zone de 7 km² de manière aléatoire (**fig. II-20**). Cette accumulation s'inscrit à la limite orientale de la fosse faiblement creusée dans le substratum tendre briovérien au Sud de Chausey (**fig. II-21**). Localement, les platiers rocheux sub-affleurants sont séparés par d'étroits couloirs orientés Est-Ouest de quelques dizaines à quelques centaines de mètres de large. Ces couloirs repérés comme des dépressions par sondage bathymétrique et dont les faciès acoustiques sont homogènes mais sombres, correspondent probablement à d'anciens lits probablement peu colmatés de rivières.

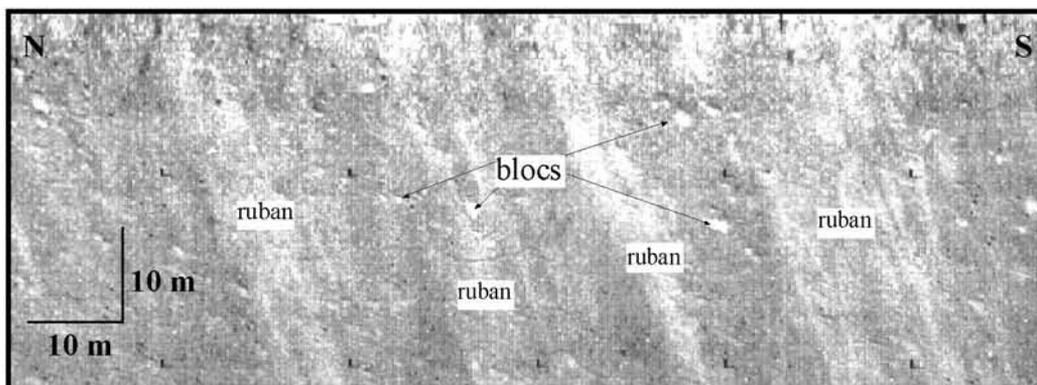


Fig. II-19 : Sonogramme illustrant le pavage de gros blocs isolés sur les fonds grossiers de la passe ouest (position sur fig. II-21)

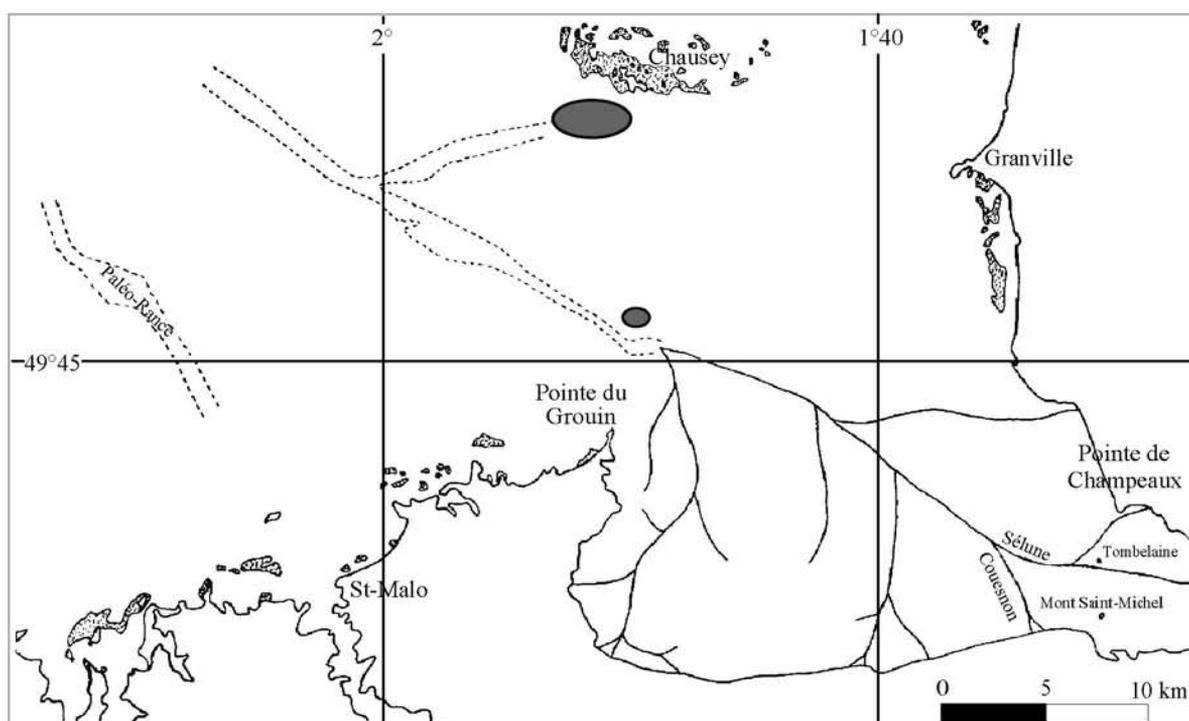


Fig. II-20 : Réseau de paléovallées en baie du Mont-Saint-Michel, en baie de Saint-Malo (Quesney, 1983) et champs de blocs observés dans le secteur d'étude ●

Il n'est pas rare de distinguer sur les sonogrammes quelques blocs isolés jonchant les fonds entre Chausey et la pointe du Grouin. Il existe notamment à quelques kilomètres au Nord de cette dernière ($48^{\circ}46,30'$ et $1^{\circ}49,90'$), un secteur de taille encore plus réduite que le champ de Chausey (cf § **fig. II-20**). Comme nous le soulignerons dans le chapitre suivant, ces blocs interceptent à de nombreuses reprises la dynamique des rubans sableux et coquilliers et modifient localement la forme des figures sédimentaires.

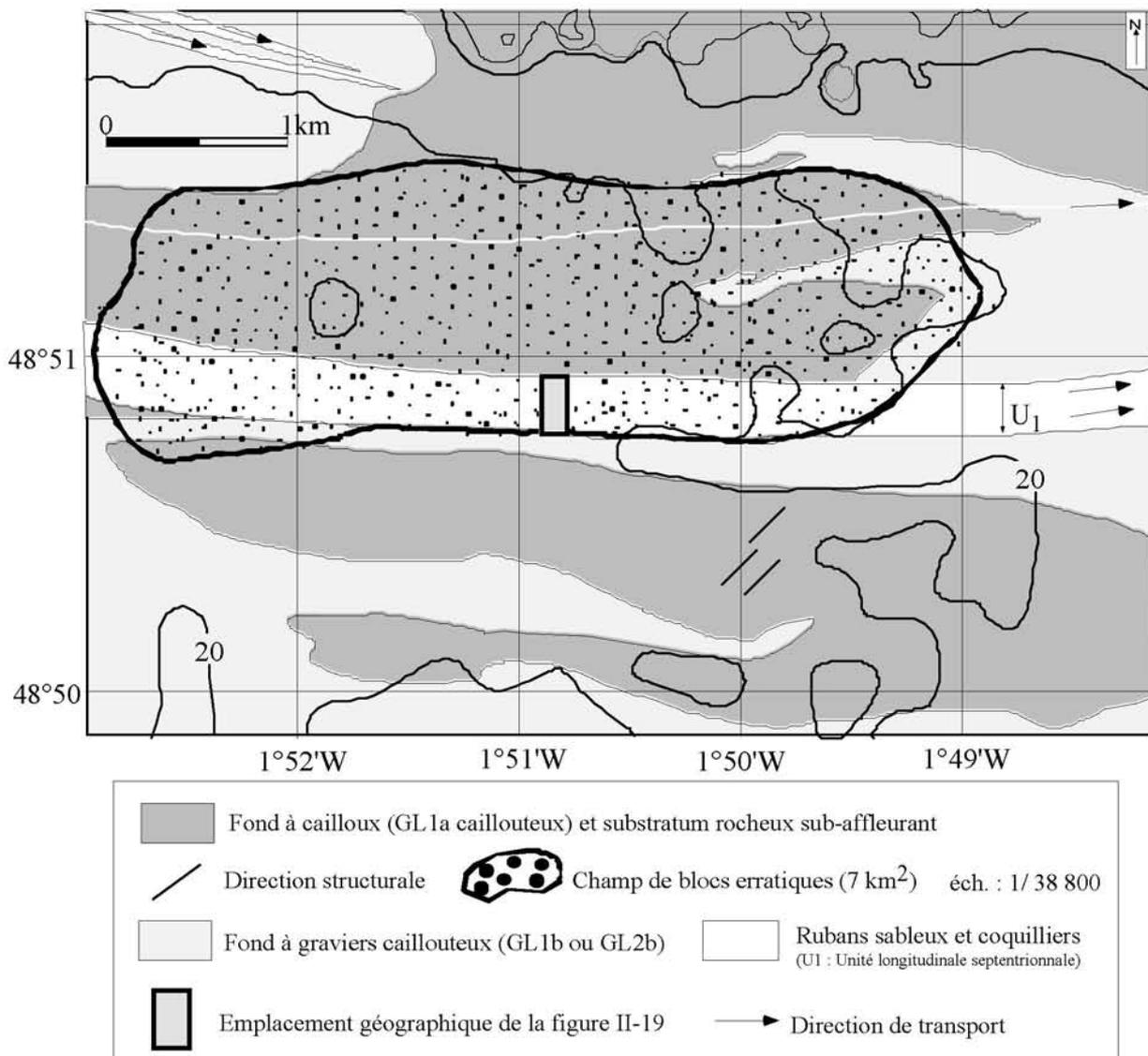


Fig. II-21 : Limites du champ de blocs erratiques au Sud-Ouest de Chausey

2.2.2 - La nappe à cailloutis et à graviers :

Les sédiments grossiers et siliceux souvent hétérométriques occupent 32% de la surface de la baie, soit environ 200 km² (**fig. II-22**). Ils recouvrent les fonds marins entre Chausey et la pointe du Grouin. Leur répartition est étroitement liée à l'énergie du milieu mais aussi à l'héritage morphologique. Dans la passe à l'Est de Chausey, les courants de marée sont par exemple fréquemment supérieurs à 2,5 noeuds, limitant la sédimentation à quelques formes isolées de dépôt tels que des rubans sableux et des dunes tidales par exemples. La morphologie des fonds est généralement monotone, parfois le sonar latéral fait apparaître quelques linéaments structuraux sub-affleurant(cf § **fig. II-21**). La pente sous-marine remonte très faiblement et progressivement vers l'Est et le Sud-Est jusqu'au talus littoral.

Ils n'excèdent pas 0,1° de pente (entre 0,03 et 0,08°). Les limites de ce domaine s'arrêtent vers l'est approximativement à la profondeur de 10 m, c'est à dire à une distance très proche du littoral normand et surtout breton. Vers l'Ouest, ils tapissent des surfaces considérables, recouvrant l'essentiel du Golfe normand-breton comme le suggère la carte des sédiments superficiels de la Manche (Vaslet et al., 1978).

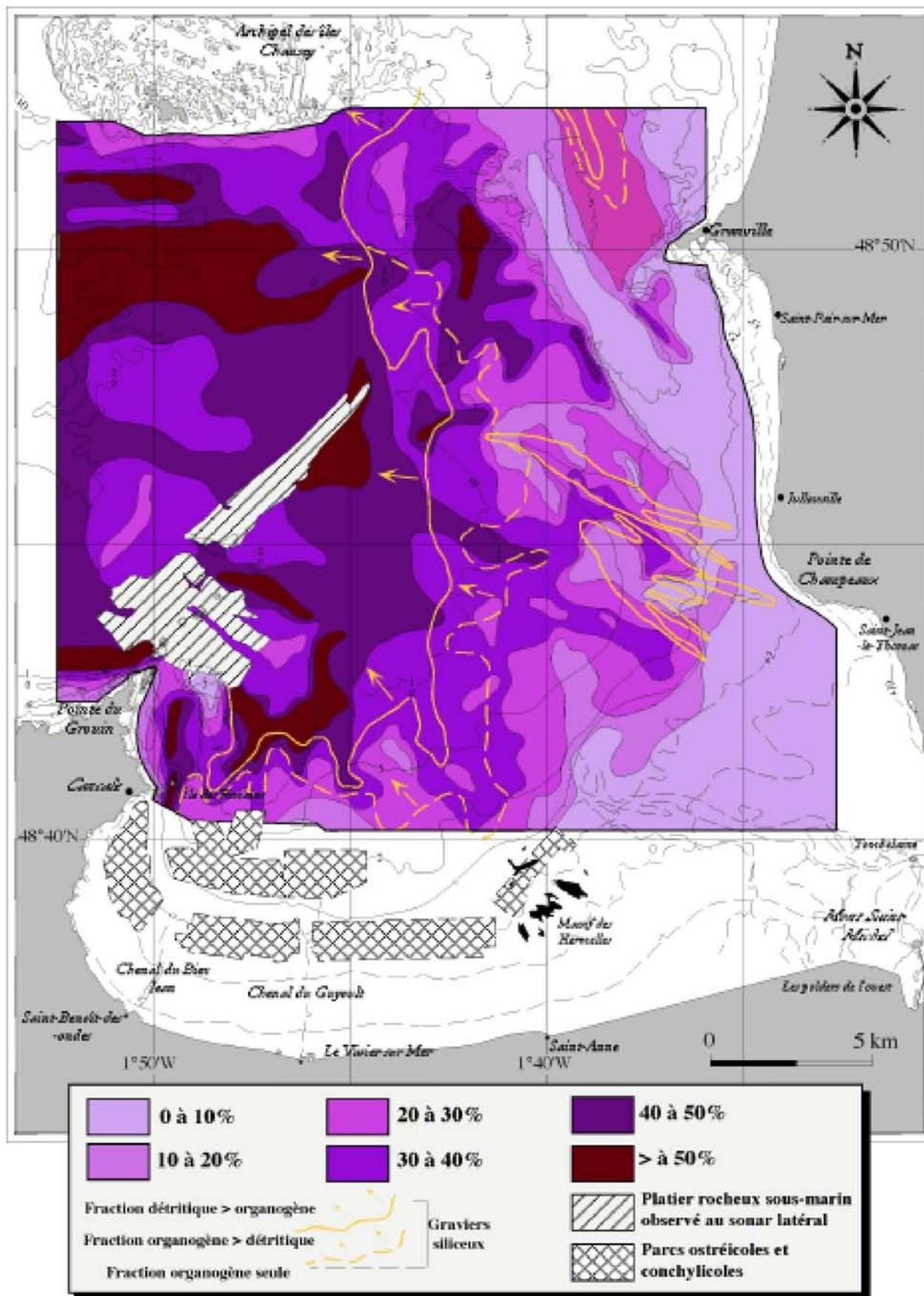


Fig. II-22 : Carte de répartition de la fraction grossière (> à 2 mm)

La couverture sédimentaire est réduite à un pavage de cailloux passant latéralement à des graviers et caractérise un "hard ground" sous-marin. Ils sont l'expression actuelle d'une lacune de sédimentation. Selon Bourcart et Boillot (1960), cette semelle de très faible épaisseur d'après les carottages, dépassant rarement un mètre, est parfois inférieure à 10 cm.

L'analyse verticale des longues carottes a permis à ces auteurs de mettre en évidence, à chaque reprise, une augmentation de la fraction graveleuse en profondeur. L'imagerie acoustique obtenue à la suite des deux campagnes menées en juillet 1995 et juillet 1996, montre que dans ce secteur la surface du bâti géologique sous-jaçant est presque toujours affleurante. Les cailloutis moulent davantage la morphologie du bed-rock qu'ils ne la recouvrent. Les échantillons remontés à la benne en mars 1995, sont recouverts d'une épifaune abondante et variée. Les conditions de faible sédimentation favorisent la fixation des populations sessiles telles que celles des hydroïdes, bryozoaires, tuniciers et gastéropodes recouvrant galets et grosses coquilles (Larsonneur, 1989a). La mise en place des cailloutis se serait effectuée en Manche pendant les alternances des cycles transgressifs et régressifs du Pléistocène supérieur (Larsonneur, 1971). Ruellan et al. (1967, 1971) soulignent que ce reg hétéroclite se compose de deux stocks de roches.

La nature pétrographique du premier ensemble reflète assez bien celle du substratum proche; au Sud de Chausey, les bennes Shipeck et Smith utilisées dans le cadre de nos travaux ont remonté peu de sédiments meubles le plus souvent quelques débris de roches briovériennes arrachés au fond et des galets peu usés largement encroûtés par divers bryozoaires et hydriques (Boillot et al., 1974). Il s'agit de grès argileux [échantillons 280, 281, 282] généralement schistosés interstratifiés avec des couches de quartzite [échantillon 287]. Ils sont parfois très étirés et débités en plaquettes très métamorphosées [échantillons 169, 227]. Dangeard (1928) fut le premier à décrire ces faciès aux Sud-Ouest de Chausey, par 20 m de profondeur. Il constate que ce faciès sédimentaire possède une vaste extension sous-marine. La bordure méridionale du granite de Chausey est semée de galets de roches magmatiques très riches en micas altérés [échantillon 307]. Debyser et Fondeur (1956) pensent qu'une grande partie des sédiments grossiers localisés autour de Chausey proviendraient du démantèlement de la couverture arénisée des écueils de cet archipel. La pointe migmatitique du Grouin qui affleure largement (cf § II-2.4.1.1) s'accompagne également d'un cortège de galets anguleux gneissiques [échantillons S et Z] parfois très fracturés [échantillon 176], de galets de cornéenne rubannée et feuilletée que l'on trouve en place sur le pourtour du Massif [échantillons 207, 209], et de morceaux de dolérite [échantillons 209 et 247].

Un deuxième stock correspond à des galets très roulés, émoussés, à bords arrondis. Ces galets sont variés et ne présentent pas toujours de relations directes avec les roches locales. Leur degré d'usure avancée témoigne de longs phénomènes de transport. Malgré la quantité des échantillons récoltés à l'Est de Chausey, je n'ai pas observé les galets de silex et de calcaire analysés par Debyser et Fondeur (1956). Les données micropaléontologiques fournissent des âges éocène et oligocène dont les formations affleurent dans la presqu'île du Cotentin. Un ensemble important de galets roulés est localisé dans l'ancien chenal principal de la paléovallée qui réunissait au Quaternaire la Sée, la Sélune et le Couesnon. Cette paléovallée, presque entièrement colmatée, forme une gouttière peu marquée dans la morphologie limitée par l'isobathe des 20 m (**fig. II-23**). On distingue ainsi au Nord-Est de la pointe du Grouin, des galets de grès argileux micacés et schisteux, de grès fins quartzeux, de migmatites, des galets de grès rouges, de quartzites, de roches magmatiques sombres (diabase) et de cornéennes. Cet épandage correspond à la partie superficielle de la nappe fluviale de remplissage de la paléovallée.

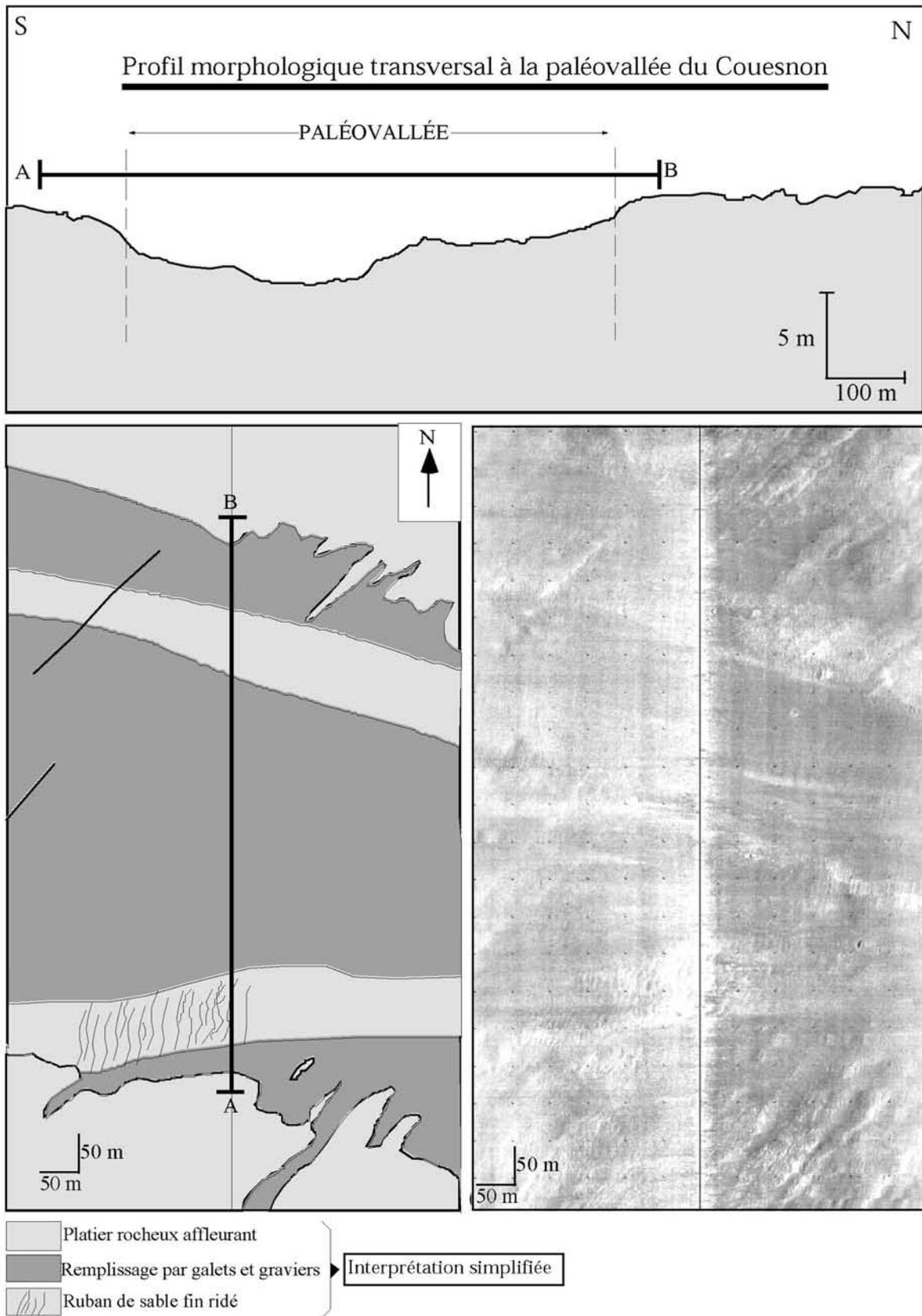


Fig. II-23 : Morphologie de la paléovallée principale au large de la pointe du Grouin
(Position sur la fig. II-17)

Dans ce domaine où la fraction détritique l'emporte sur la fraction organogène (cf § **fig. II-22**), les sédiments contiennent généralement plus de 30 % d'éléments de dimension supérieure à 2 mm. Localement, comme dans l'axe de la paléovallée, au Sud de Chausey ou à 5 km à l'Est de Cancale, ces

teneurs dépassent 50 % et peuvent atteindre 72 % de la composition totale du sédiment. Ces épandages caillouteux lithoclastiques (CL1a, CL1b), litho-bioclastiques (CL2b) et graveleux (GL2a, GB1a) ne sont jamais très éloignés des anciennes voies de transports fluviaux empruntées par les rivières durant les épisodes continentaux du Quaternaire. La teneur moyenne en débris biogènes est de l'ordre de 35% (**tab. II-2**).

Comme le suggère la faible pente des courbes granulométriques et la forte valeur de l'indice de dispersion S_o , les sédiments sont très mal classés (en moyenne 1,60 phi), ce qui témoigne de leur faible capacité de déplacement par les courants de marée (**fig. II-24**). Les galets et gros graviers sont rarement retournés par les courants permettant la fixation de l'épifaune sur une seule face. Le mode principal est toujours situé dans la classe des granules ou des graviers. Une petite quantité de sable, environ 30%, est souvent associée à cette fraction très grossière.

Échar	SABLE %					L %	Gr %	G + Coq	CaCO ₃	So	Médiane (mm)
	Total	SG	SM	SF	Sablons						
229	13	5	4	3	0	0	22	65	19	1,33	3,88
207	31	9	11	11	1	0	17	51	45	1,16	17,42
196	26	6	6	12	1	2	22	50	31	1,62	2,20
190	24	9	10	5	0	0	44	32	40	1,60	5,44
173	21	6	6	7	2	2	31	46	24	1,74	2,07
169	45	12	13	17	3	2	32	21	5	1,82	3,54
239	45	12	19	14	0	0	34	21	60	1,46	1,28
163	49	12	13	23	1	2	31	18	65	1,71	2,92
003	36	11	11	12	2	3	23	37	20	1,68	6,48
MOY	32	9	10	12	1	1	28	38	34	1,57	5,02

Tableau II-2 : Caractéristiques granulométriques de quelques sédiments grossiers représentatifs des fonds durs entre Chausey et Cancale (campagne de Mars 1995)

En résumé, ces fonds correspondent à un faciès relique peu ou pas remanié par les agents hydrodynamiques actuels. L'abondance des encroûtements par l'épifaune sessile renforce cette hypothèse. Les gravillons, les débris coquilliers et les sables représentent en moyenne un tiers du poids des sédiments. Ils peuvent être mobilisés par les courants de marée et participer à la dynamique sédimentaires sous des aspects parfois très variés.

2.2.3 - Les couloirs à sédimentation sableuse sporadique :

2.2.3.1 - Les faisceaux de rubans de sable fin :

Dans la moitié nord de la carte, au Sud de Chausey, 5 profils nord-sud réalisés au sonar latéral en juillet 1995 ont recoupé transversalement plusieurs larges (entre 28 et 290 m) et longs faisceaux sableux (10 à 12 km) orientés Est-Ouest. Ils sont composés d'étroits rubans dont la longueur maximum est pluri-kilométrique et difficile à estimer. Ces structures longitudinales et composites donnent au sonogramme un aspect chevelu tout à fait caractéristique (**fig. II-25**). Le contraste de rétrodiffusion entre les rubans (blanc pâle) et le fond grossier (sombre) est remarquable. Les rubans les plus épais sont parfois festonnés de mégarides rectilignes de faible longueur d'onde, inférieure à 5 m, soulignant la polarité des transports sédimentaires au moment de l'acquisition.

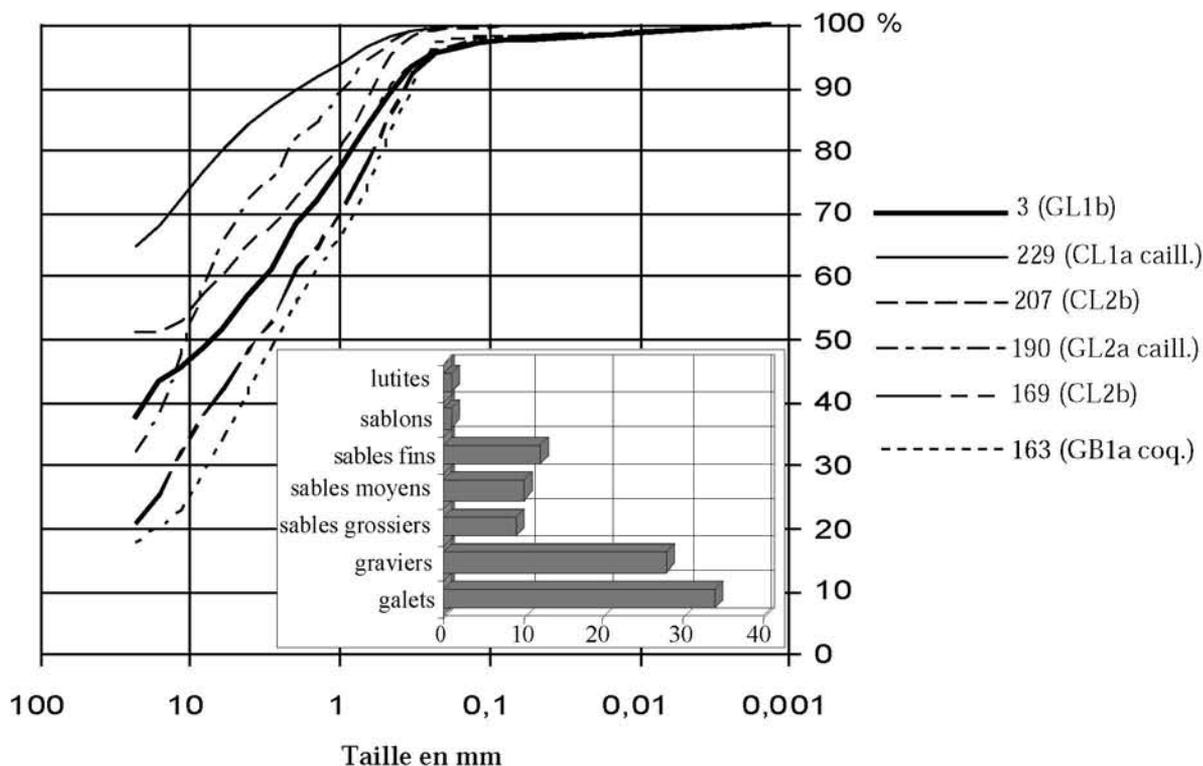


Fig. II-24 : Courbes granulométriques cumulatives de quelques échantillons prélevés dans la nappe à cailloutis (échelle semi-log)

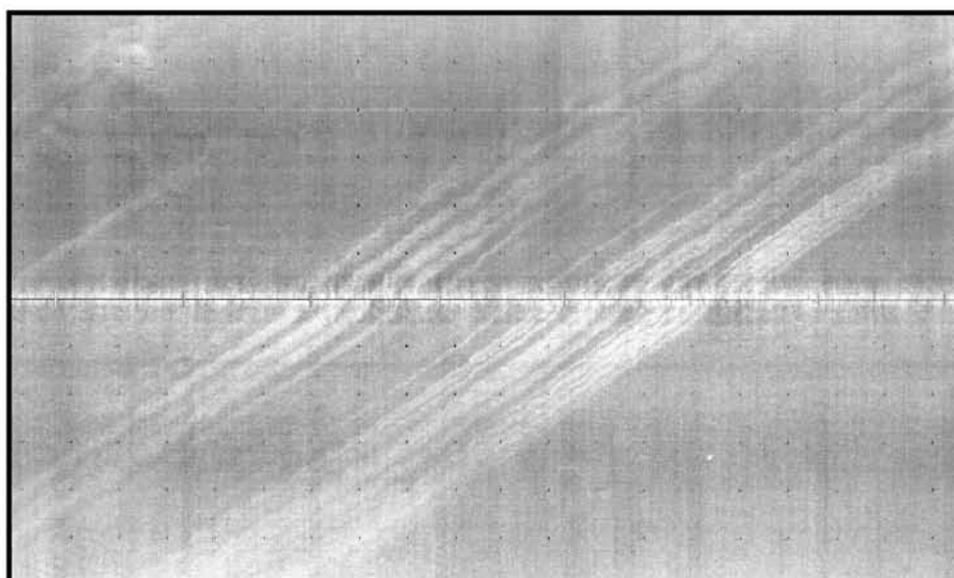


Fig. II-25 : Distribution des rubans fins en faisceaux juxtaposés (position sur fig. II-28)

La largeur moyenne de ces figures est proche de 3 m (**fig. II-26**). La taille des rubans varie assez peu, puisque la grande majorité (54%) de ces structures longitudinales possède une largeur comprise entre 1 et 2 m, proche de la limite inférieure du pouvoir de résolution du sonar. La représentation de leur distribution sur l'histogramme comporte également la présence d'une population non négligeable de rubans de dimension supérieure à 6 m (17 %). Ces rubans plus larges s'observent principalement dans les zones terminales des rubans fins, au Sud-Est de Chausey, à l'Ouest du banc de Rondehaie, au Nord-Ouest du banc des Hermelles et au droit de la Chapelle St-Anne. Ils résultent en fait de l'association des rubans plus étroits. La lacune entre 5 et 6 m pourrait être interprétée comme une division naturelle entre les deux ensembles de rubans. Werner et Newton (1975) ont mis en évidence

cette limite avec une dimension plus grande entre 10 et 20 m ceci pour des profondeurs sensiblement plus importantes.

L'espacement moyen entre les rubans est de l'ordre de 4 m et correspond approximativement au quart de la profondeur située entre 15 et 20 m. Ce rapport est voisin de celui observé par Kenyon (1970) ou Werner et Newton (1975) en Mer Baltique (**fig. AN-18**), et de McLean (1981) en canal d'expérimentation (entre 1 et 4). Ces fins rubans sont organisés en faisceaux plus ou moins larges (10 à 270 m). L'étude statistique de la distribution des petits rubans dans ces faisceaux secondaires (**fig. II-27**) montre qu'il existe une relation entre le nombre de rubans et la largeur des faisceaux (coef. corrélation de 0,96).

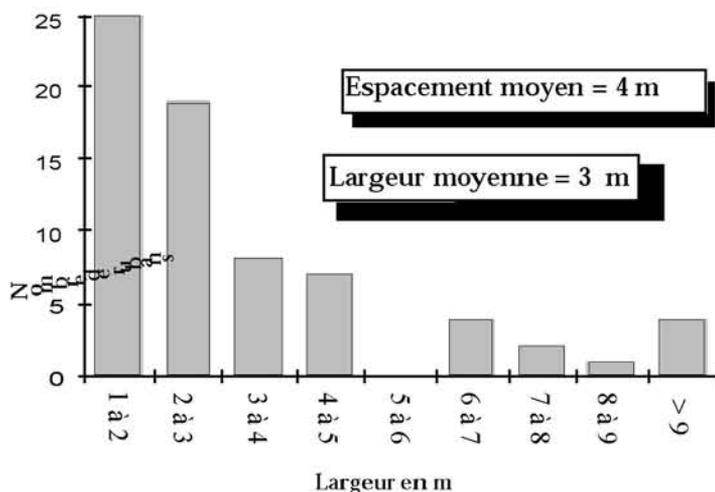


Fig II-26 : Histogramme de distribution de la largeur des rubans (71 mesures)

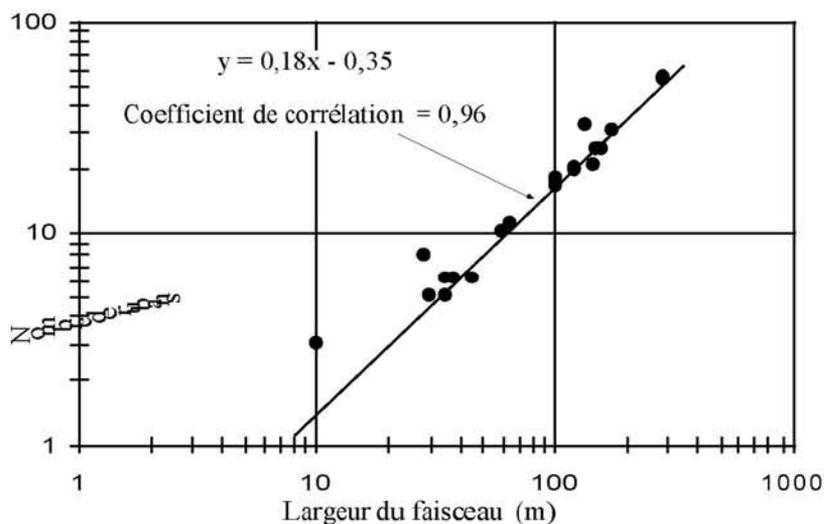


Fig II-27 : Relation entre la largeur des faisceaux et le nombre de rubans (échelle log-log)

Cette relation se traduit par l'augmentation du nombre de rubans avec la largeur des faisceaux. Ces faisceaux sont eux-mêmes distribués selon 3 groupes morphologiques longitudinaux d'environ 450 m de large (**fig. II-28**).

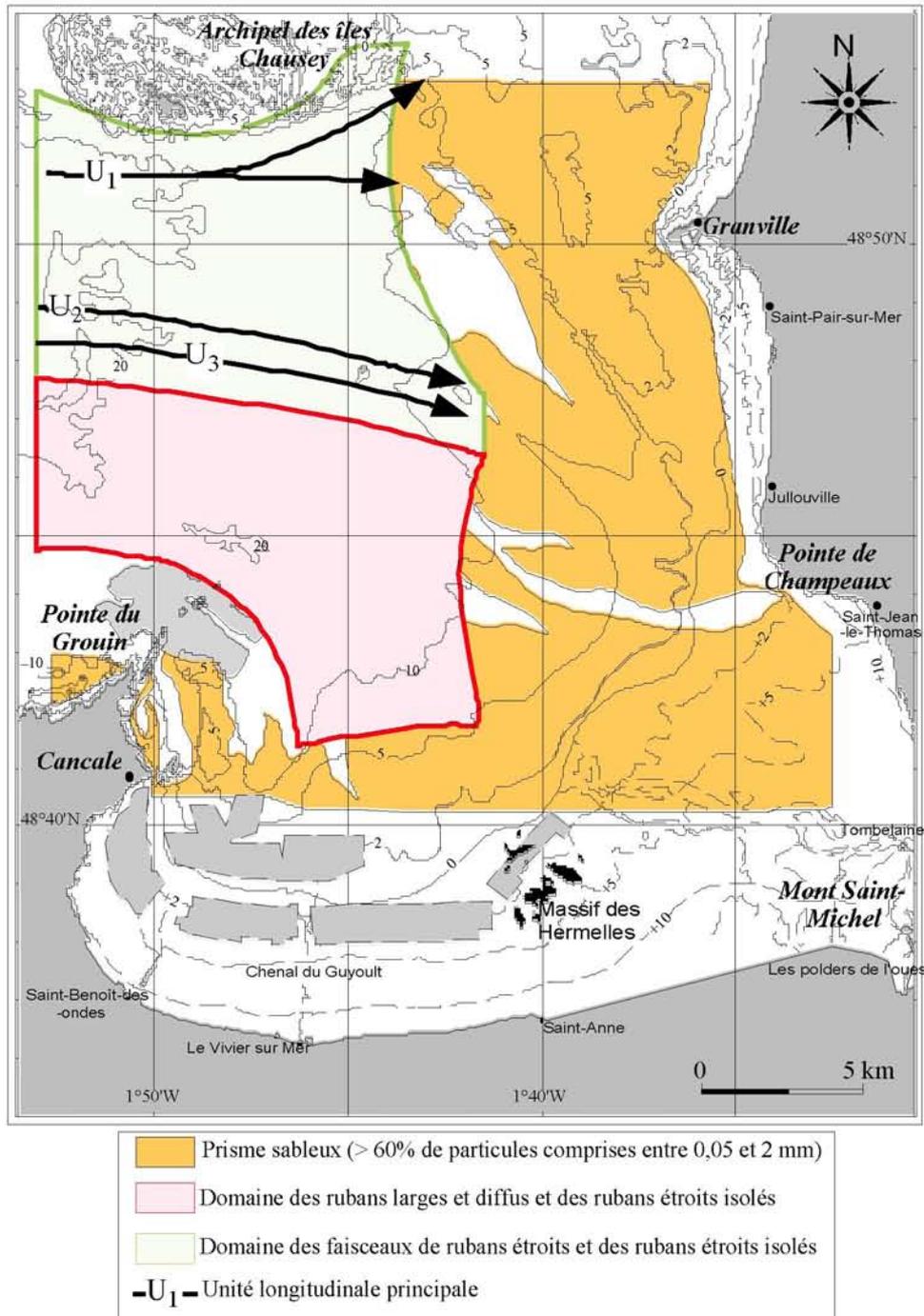


Fig. II-28 : Répartition des figures sédimentaires longitudinales (rubans sableux)

Il y a donc emboîtement des figures sédimentaires élémentaires de 3 m de large en moyenne dans les structures secondaires constituées de faisceaux de 95 m de largeur puis dans les unités principales (U_1 , U_2 et U_3 de 400 à 450 m de large). L'origine de cette organisation est liée à la présence d'écoulements hélicoïdaux d'échelles différentes, les rubans les plus étroits se formant sous l'action de petits vortex supplémentaires. Accompagnant ces trains de rubans, il n'est pas rare d'observer en dehors de cette hiérarchisation des transports sédimentaires sur le fond, des rubans fins isolés ou associés dans des petits faisceaux de largeur inférieure à 50 m. Plusieurs échantillons ont été prélevés au sein de ces faisceaux à forte densité de rubans. La distribution moyenne des classes sédimentaires est bimodale et montre le mélange de deux stocks de particules (**fig. II-29**).

Le premier mode centré sur les graviers lithoclastiques, correspond à la nature graveleuse et caillouteuse de la semelle grossière au moment de l'échantillonnage [échantillons 207, 230, 233]. Pour

ces échantillons prélevés à proximité des rubans, la faible teneur en sable fin ne dépasse pas 15%. La teneur en rudites (autour de 35 %) est globalement constante (**tab. II-3**).

La fraction sableuse (en moyenne 61 %) à dominante de sable fin (second mode) constitue véritablement la matière des rubans traversés par la benne d'échantillonnage. Ce spectre granulométrique bimodal a pour origine une faible épaisseur, comprise entre 5 et 15 cm, de ces figures. Cette observation recoupe celles de Clabaut (1988) sur les rubans côtiers au large du cap Gris Nez dont les épaisseurs sont inférieures à 10 cm. Pour les rubans les plus épais, modelés par des mégarides de courte longueur d'onde (< 5 m), des vibro-carottages ont permis à Clabaut (1988) de déceler l'existence d'un granoclassement vertical depuis la surface (sable fin) jusqu'à la semelle constituée de sables grossier.

REF	SABLES %										médiane
	Total	SG	S	SF	Sablons	L %	Gr %	G + Coq	CaCO ₃	Sorting	mm
273	68	12	16	39	0	0	30	2	44	1,68	1,22
278	63	8	13	42	0	0	37	0	46	1,87	1,15
279	60	7	15	37	0	0	40	0	47	1,82	1,41
290	59	9	18	32	0	0	40	1	47	1,72	1,66
293	62	9	17	36	0	0	38	0	36	1,79	1,49
247	60	12	24	23	0	0	33	7	48	1,63	1,92
294	56	4	12	38	2	3	25	16	82	2,02	1,10
231	63	16	30	17	0	0	35	2	71	1,49	2,18
MOY.	61	10	18	33	0	0	35	4	53	1,75	1,52

Tableau II-3 : Caractéristiques granulométriques des sédiments sableux prélevés dans les faisceaux de rubans au Sud de Chausey (campagne de Mars 1995)

La médiane des sables de ruban est comprise entre 1,1 et 2,18 mm et la teneur moyenne en carbonates composée d'une fine mouture de débris coquilliers est de l'ordre de 53 %. Les sédiments prélevés sont des sables litho-bioclastiques graveleux du type SL2b [échantillons 273, 278, 279, etc...]. A ce type sédimentaire, il est nécessaire de retrancher le stock graveleux pour comprendre la mobilité des sables coquilliers. Dans les zones terminales où la largeur et l'épaisseur des rubans augmentent, le taux en carbonates atteint fréquemment 70 à 80 % [échantillons 231, 294] ce qui explique le passage progressif aux classes sédimentaires des sables bioclastiques graveleux SB2b et coquilliers SB2a. Il est bien supérieur à celui des rubans longeant la côte picarde (12 %) et reflète l'importance de la production biologique dans le Golfe normand-breton (cf § II-2.1.2.2). La granularité de ces débris et la présence de graviers siliceux sont à l'origine du mauvais classement des échantillons (moyenne de 1,75 phi) comme le souligne par ailleurs la dispersion et l'asymétrie des courbes granulométriques autour de la valeur moyenne (**fig. II-29**).

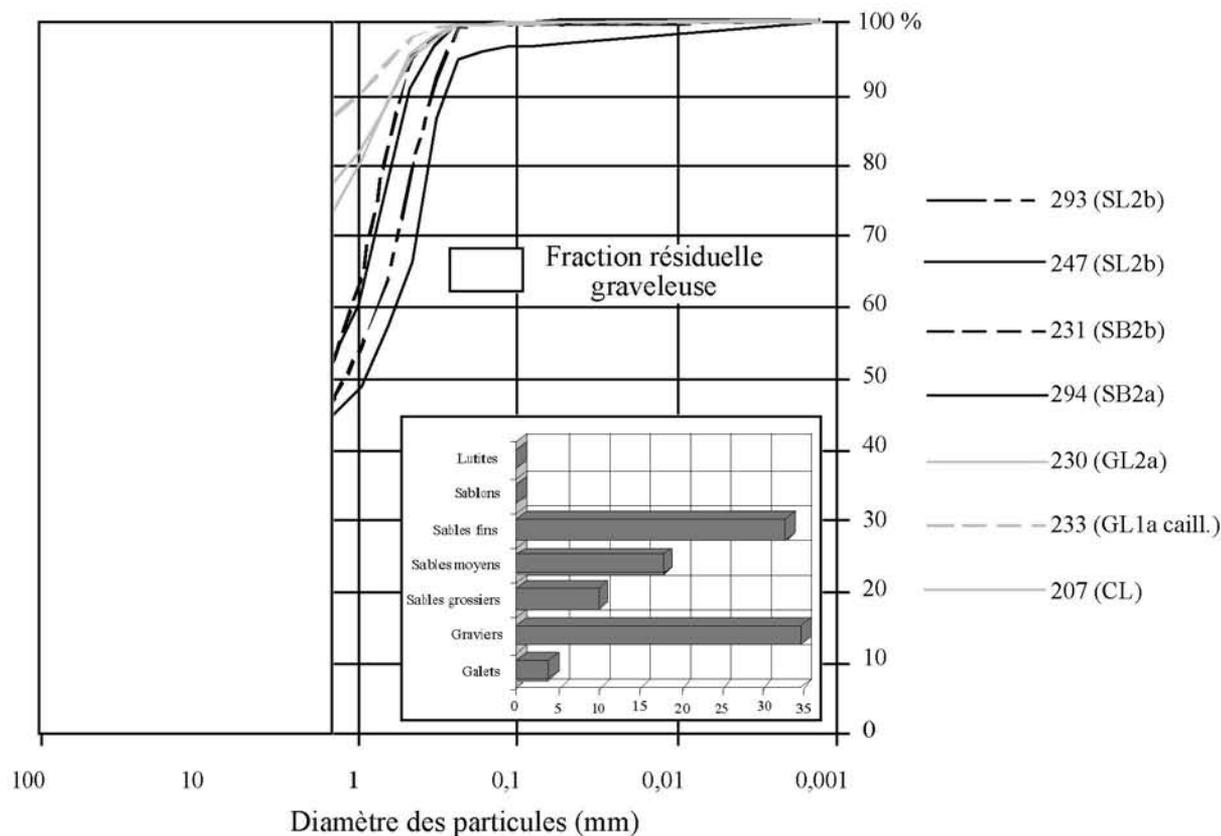


Fig. II-29 : Courbes granulométriques des échantillons prélevés dans les faisceaux de rubans

À quelques kilomètres au Sud-Ouest de la limite de l'archipel granitique des Iles Chausey, l'unité principale septentrionale (U_1) traverse un champ de blocs erratiques découvert par Graindor (1959) à l'aide de la prospection vidéo (cf § II-2.2.1.2). L'interception de ces rubans par ces blocs dont la partie visible peut atteindre plusieurs m^3 (cf § fig. II-20) génère des queues de comètes et des sillons d'érosion. Mais à la sortie du champ, le résultat est négligeable puisque les rubans se reconstituent et continuent à grossir vers l'Est. Kenyon (fig. 10, 1970) montre que l'interruption des rubans dans le chenal de Bristol est de la même manière sans conséquence sur la poursuite de leur migration. Il pense que ces zones de ralentissement provisoire peuvent constituer des zones réservoirs.

2.2.3.2 - La zone dite "des petits bancs" ($48^{\circ}48'20N$ et $1^{\circ}47'00W$ - fig. II-28) :

Selon la nomenclature définie en annexe (cf § A2-1.2.1), le haut fond appelé "petits bancs" correspond en réalité à la présence ponctuelle de grandes dunes hydrauliques d'amplitude supérieure à 1 m, reposant sur un fond plat et graveleux. Ces grandes dunes constituent un complexe sédimentaire sableux particulièrement intéressant car elles sont intimement liées aux unités morphologiques décrites dans les paragraphes précédents. En effet, ce système sableux et coquillier, recoupé longitudinalement à 5 reprises en juillet 1996, est relié à l'Ouest par l'unité morphologique la plus méridionale (U_3) observée dans ce secteur. Les faisceaux de rubans fins de type B viennent se connecter par l'Ouest à ce train de grandes dunes hydrauliques (fig. II-30).

Le sonogramme met en évidence deux faciès acoustiques validés par l'échantillonnage :

- Le substrat grossier "gravel lag" produit un faciès très rétrodiffusant. Les prélèvements effectués à proximité de la zone [échantillons 235, 253 à 255] soulignent la part importante de la fraction graveleuse en moyenne 57%, mélangée à 43% de sable. Ces sédiments sont identifiés en tant que graviers lithoclastiques (GL1b) et litho-bioclastiques (GL2b). La teneur moyenne en débris

biogènes inférieure à 31% (**tab. II-4**) est composée pour l'essentiel de coquilles entières et rougies de lamellibranches. Le substrat dur affleure également au pied des grandes dunes sous l'action de phénomènes d'affouillement générés par les courants au moment du passage de la crête. Il témoigne ainsi de la faible épaisseur du cortège sédimentaire mobile. L'allure des courbes cumulatives (**fig II-31**) est très voisine de celle de la zone à cailloutis (cf § **II-2.2.2**) dépourvue de telles figures. Elle présente une forte asymétrie positive vers le pôle des particules grossières.

- La couverture de sable coquillier absorbe une grande partie des ondes incidentes et révèle un faciès clair (blanc pâle), caractéristique des formes sédimentaires construites par la marée. Deux échantillons 243 et 244 ont été prélevés dans cet ensemble, respectivement au sommet du flanc long de la dune C_3 et au pied du flanc doux de la dune C_2 (**fig II-30**). Ils sont composés d'une fine mouture de débris bioclastiques bien triés (indice de dispersion ou Sorting $< 1,2$ phi). En raison de l'importance de la fraction carbonatée, en moyenne 67%, répartie essentiellement dans les classes des sables grossiers et des granules qui constituent respectivement 67% du poids de l'échantillon 243 et 54 % pour l'échantillon 244 (**fig. II-31** et **tab II-4**), ils sont interprétés comme des sables graveleux coquilliers (GB1a). La médiane varie de 2,7 mm à 2,9 mm (**tab. II-4**). Au pied du flanc long de C_2 , l'échantillon 244 contient encore 20% de graviers. Le sédiment du flanc long s'enrichit en débris biogènes (69% pour l'échantillon 243 contre 65% pour l'échantillon 244) et son classement s'améliore (respectivement 0,76 phi contre 1,18 phi). Le taux en carbonates de l'échantillon 244 situé en limite de la nappe sableuse modelée de dunes est voisin de celui mesuré dans les rubans fins d'alimentation (cf § **II-2.2.3.1**), ce qui renforce la parenté du matériel sédimentaire le long de cet axe orienté WNW-ESE.

Le profil au sondeur bathymétrique (cf § **fig. II-30**) m'a permis de distinguer 3 corps sédimentaires disposés l'un à la suite de l'autre sur un fond plat. L'amplitude moyenne des structures C_2 (5 m) et C_3 (5,3 m) est la plus forte de toutes celles mesurées sur les grandes dunes tidales du domaine d'étude, l'amplitude de C_1 étant de l'ordre du mètre. La hauteur de chacune des crêtes est globalement constante sur toute leur longueur. Ces dernières sont légèrement courbes et seul C_3 présente un caractère tri-dimensionnel plus accentué. Les longueurs d'ondes sont également très voisines puisque celle de C_2 est sensiblement plus élevée que C_3 , 287 m contre 239 m.

Le flanc long a une pente ne dépassant pas 3° . Il est festonné de mégarides à crêtes rectilignes (type 2D) souvent anastomosées. Leur longueur d'onde est comprise entre 6 et 7 m et la polarité du flanc court indique un mouvement généralisé vers le sommet de la dune. La direction des crêtes secondaires fait un angle de 15 à 24° au sommet de la dune avec la crête principale. Ces figures sont temporaires et participent à la migration du matériel sédimentaire vers la crête.

Le flanc court est plus raide et ne permet pas avec le sonar d'observer des figures sédimentaires secondaires. Sa pente β est faible au sommet, entre 5 et 6° , puis s'infléchit rapidement pour atteindre des valeurs de 25 à 28° . Ces valeurs sont comprises dans l'intervalle de pente d'instabilité gravitaire entre 20 et 35° et sont suffisantes pour déclencher des avalanches sableuses sur le flanc abrupt (Berné, 1991).

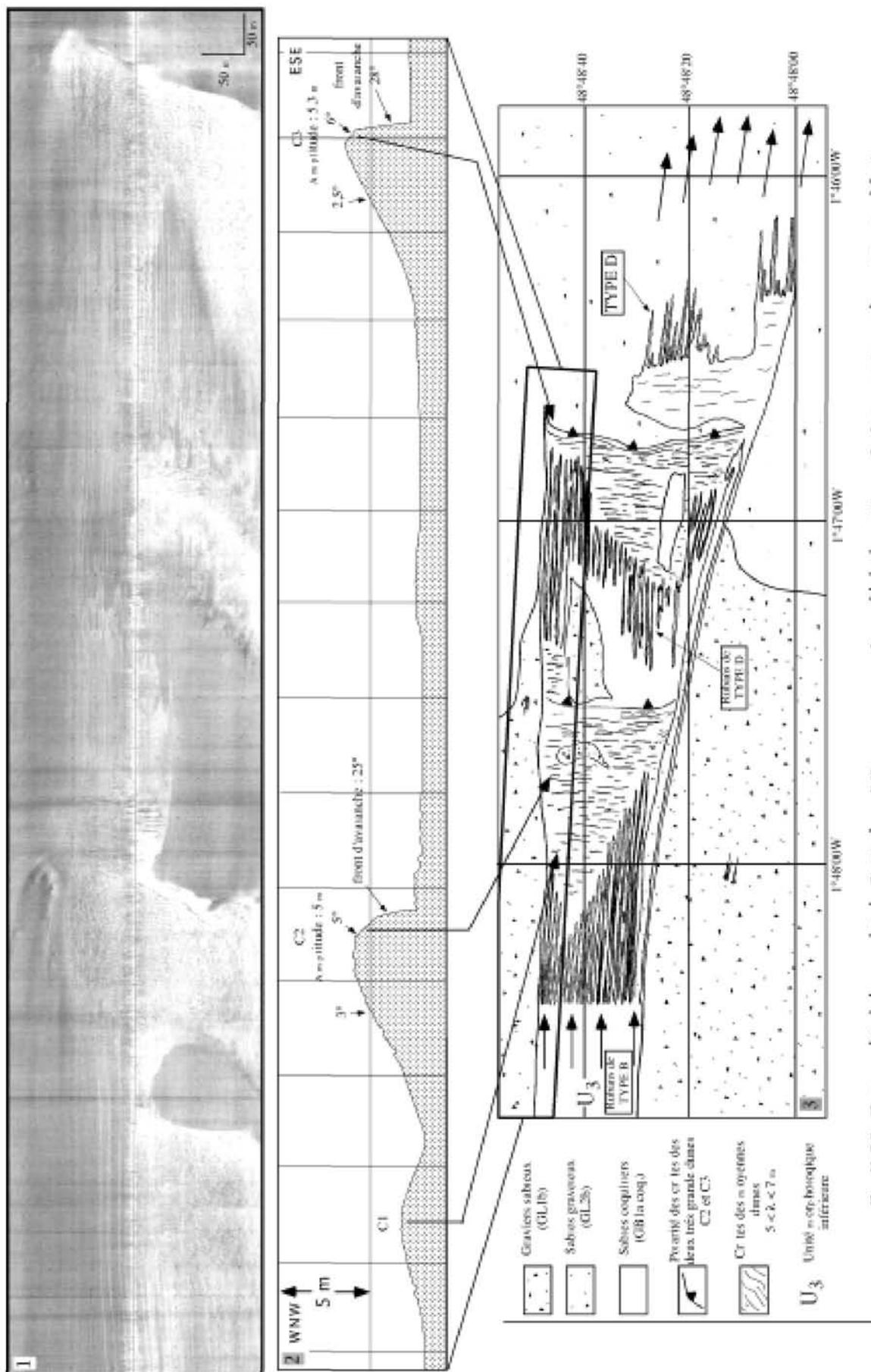


Fig. 11-30 : Cartographie de la zone dite des "petites banes" (1 : sonogramme; 2 : profils bathymétriques; 3 : interprétation sédimentaire simplifiée) (Position sur la fig. 11-28).

	Dunes hydrauliques			Semelle grossière				
Échantillons	243	244	Moy	235	253	254	255	Moy
Galets %	0	1	32	8	0	5	2	57
Graviers %	3	20		36	44	35	38	
Granules %	18	22		11	20	13	16	
Sables grossiers %	49	32	68	10	11	9	16	43
Sables moyens %	27	19		16	13	12	14	
Sables fins %	3	5		18	12	23	13	
Sablons %	0	0		0	0	1	0	
Lutites %	0	0	0	0	0	2	0	0
% CaCO ₃	69	65	67	23	27	36	35	30
Médiane (mm)	2,77	2,87	2,82	2,74	4,54	3,51	3,82	3,65
Sorting (phi)	0,76	1,18	0,97	1,73	1,55	1,91	1,58	1,69
Skewness (phi)	0,15	-0,16	0	-0,01	0,55	0,41	0,38	0,34

Tableau II-4 : Caractéristiques granulométriques des sédiments sableux prélevés dans la zone dite "des petits bancs" (Campagne Mars 1995)

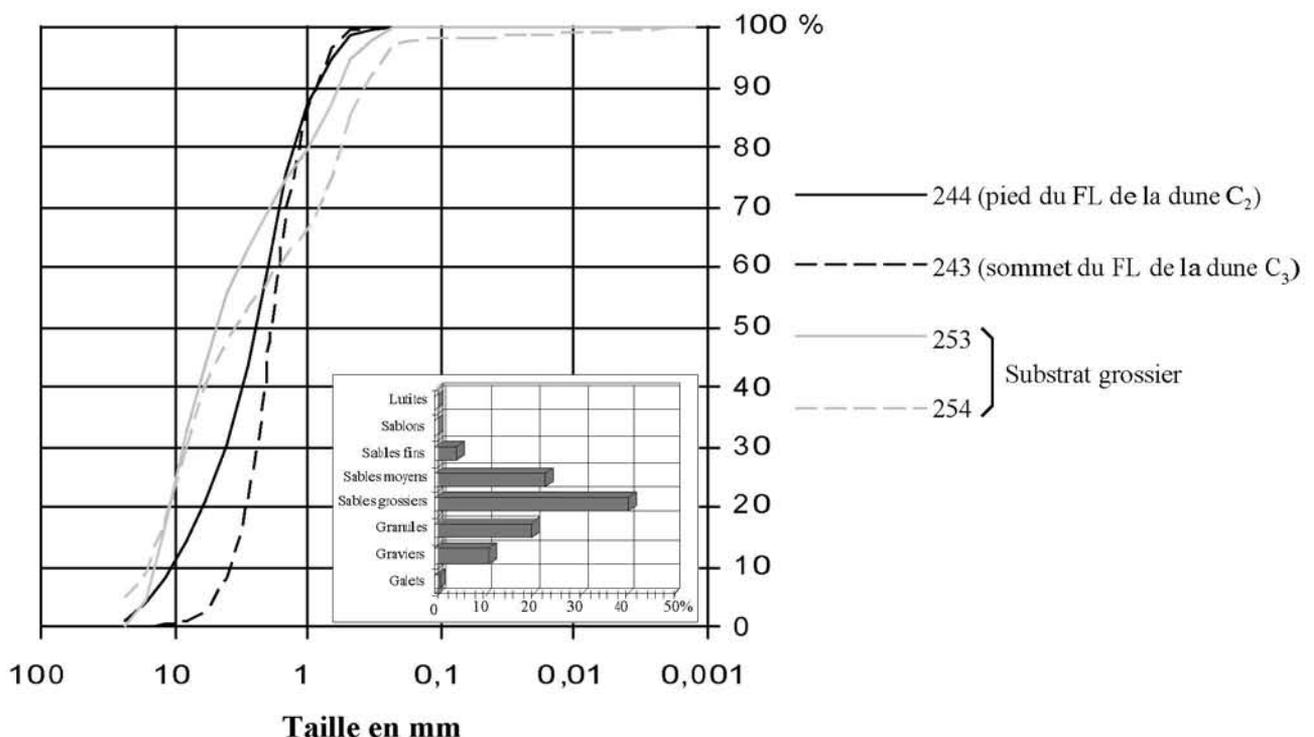


Fig. II-31 : Courbes granulométriques cumulatives des échantillons prélevés sur les dunes et à proximité sur la semelle grossière (campagne de juillet 1995)

Le passage d'une dune à l'autre s'effectue par la coalescence de petits rubans sableux dont la largeur ne dépasse pas 2 m. Des rubans comparables ont été décrits par Kenyon (1970, fig. 7) dans la Manche et par Auffret et al. (1972, fig. 7) au Sud de la Manche occidentale, appartiennent au type D (**fig. AN-15**) et font un angle de 90° avec les crêtes des structures principales. Ces auteurs pensent qu'il existe une relation entre la largeur de ces structures longitudinales et la longueur d'onde des figures transversales.

2.2.3.3 - *Domaine des rubans larges et des faisceaux fins isolés :*

Cette succession de faisceaux au sonar latéral passe au Sud à une alternance de bandes gris-clair à

bords diffus séparées par des bandes plus étroites et sombres (cf § **fig. II-28**). La difficulté de saisir les limites de ces figures en raison du manque de contraste avec le fond grossier sous-jaçant et leur aspect répétitif peuvent donner lieu à une mauvaise interprétation lors du dépouillement des sonogrammes (**fig. II-32**). Nous avons croisé ce faciès acoustique à deux reprises en juillet 1995 et juillet 1996, avec une elongation de ces bandes toujours conforme à la direction principale des courants de marée, c'est à dire suivant un axe WNW-ESE. La taille de ces rubans varie de 5 à 100 m. La largeur moyenne est de 35 m (**fig. II-33**), avec 47 % de rubans compris entre 16 et 30 m. L'espace entre les rubans est faible proportionnellement à celui mesuré au sein des faisceaux de rubans fins (4 m, cf § **II-2.2.3.1**). À l'inverse des petits rubans de la zone nord, ils ne sont jamais modelés par des dunes hydrauliques petites et moyennes.

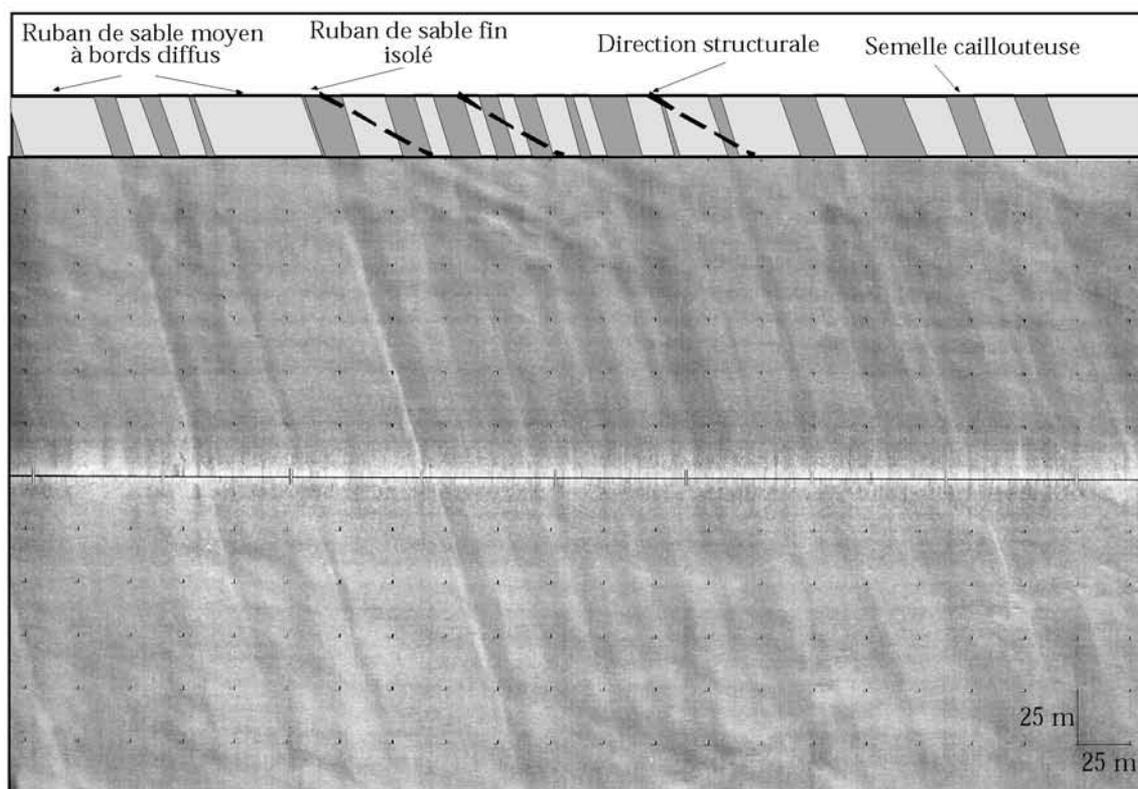


Fig. II-32 : Sonogramme réalisé sur les faisceaux à bords diffus entre L'archipel des Iles Chausey et le littoral breton (position sur fig. II-28)

La distribution bimodale moyenne est moins marquée que pour les rubans de sables fins du domaine nord (**fig. II-34**). La teneur totale en sable passe de 61 à 53 % (**tab. II-5**). Même si celle-ci reste supérieure à 50 %, ces rubans sont principalement constitués de sables moyens (22 %) et grossiers (16%) et moins en sables fins (15 %). L'analyse granulométrique n'est pas suffisante pour distinguer ces figures sableuses de la couverture à cailloutis et graviers. La fraction graveleuse est en effet prédominante, de telle sorte que les sédiments prélevés dans cette zone [échant. 224 à 227] sont qualifiés de graviers litho-bioclastiques (GL2b).

Avec les techniques d'échantillonnage classique à la benne, la signature lithologique des sables est donc complètement occultée par la composante grossière du fait de la très faible épaisseur des structures rencontrées, probablement inférieure à 5 cm. Dans les espaces inter-rubans, le sable en plus faible abondance (< 50 %) est noyé entre les galets, graviers et débris biogènes centimétriques. L'aspérité du fond empêche sa détection par le sonar qui identifie uniquement le constituant majeur.

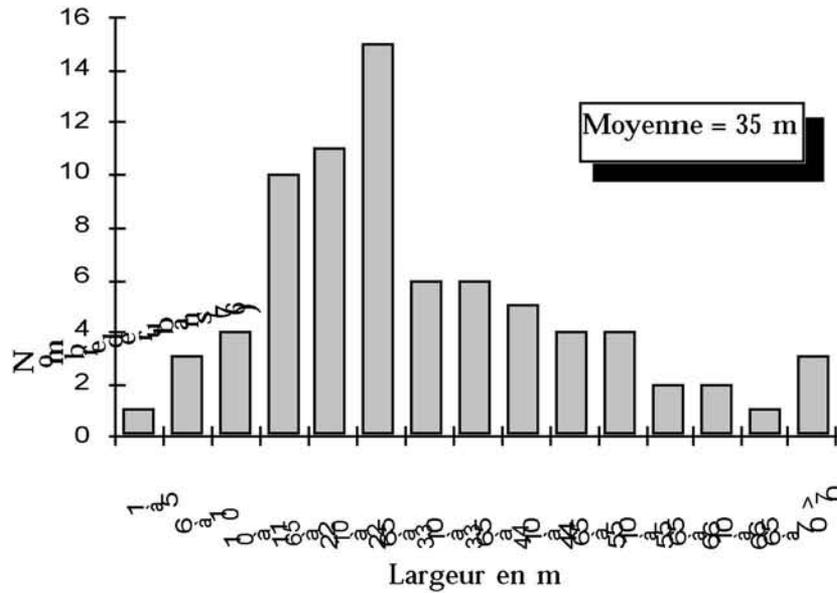


Fig II-33 : Histogramme de distribution de la largeur des rubans observés à partir de 17 profils latéral transversaux

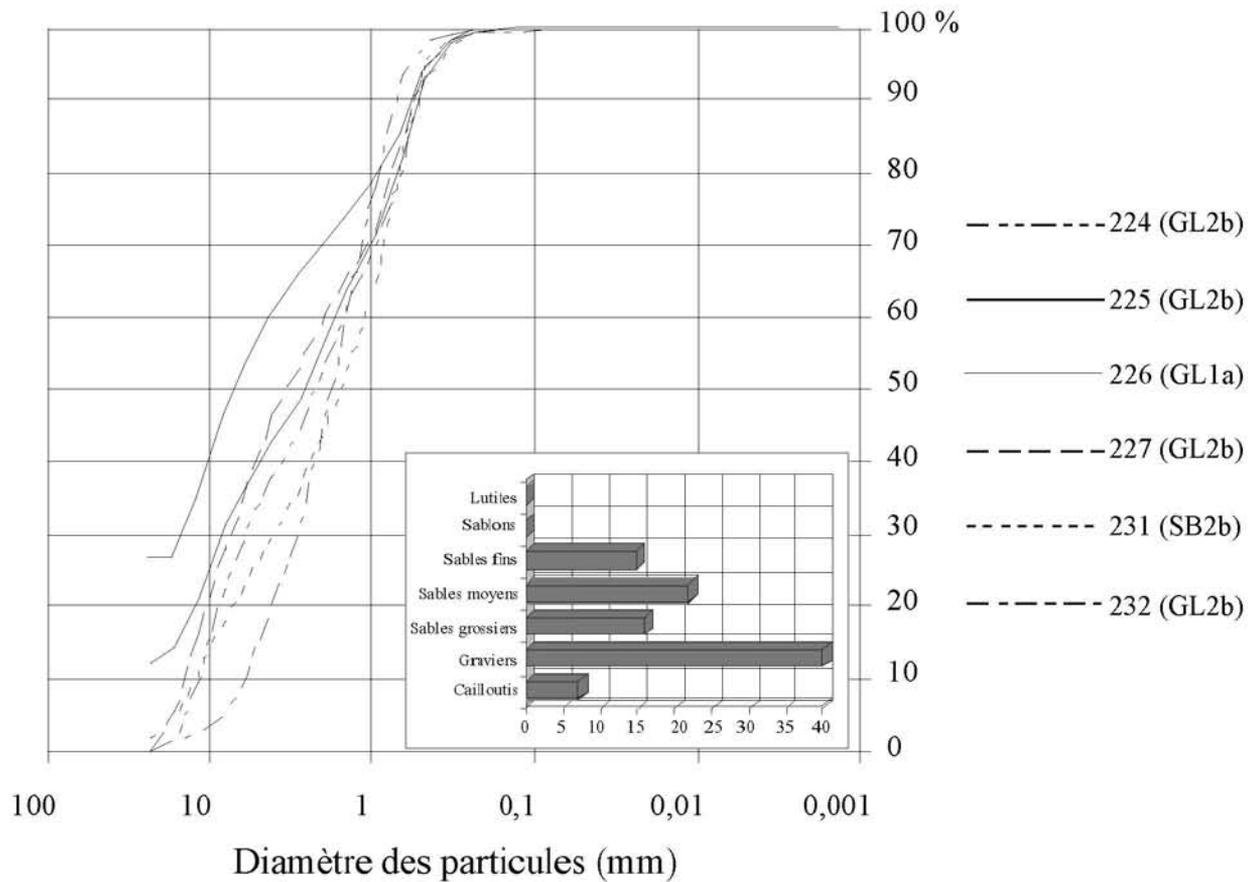


Fig. II-34 : Courbes granulométriques des échantillons prélevés dans les rubans larges à bord diffus

REF	SABLE %					L %	Gr %	G + Coq %	% CaCO ₃	Indice So	Médiane mm
	Total	SG	SM	SF	Sablons						
224	56	17	19	19	0	0	44	0	44	1,58	2,90
225	51	15	18	18	0	0	37	12	32	1,55	6,39
226	35	81	11	5	0	0	38	27	22	1,55	3,40
227	46	12	19	15	0	0	54	0	36	1,63	13,02
231	63	16	30	17	0	0	35	2	71	1,49	2,18
232	69	30	33	6	0	0	31	0	37	1,07	4,91
MOY	53	16	22	15	0	0	40	7	40	1,44	5,88

Tab. II-5 : Caractéristiques granulométriques des sédiments prélevés dans le domaine des rubans diffus au large de la pointe du Grouin

L'extension de ces rubans larges à bord diffus est rapidement limitée vers l'Est et le Sud-Est après le passage de l'échine rocheuse sous-marine prolongeant la pointe du Grouin. En effet, les teneurs en sables dans la semelle graveleuse (46 %) sont trop proches de celles obtenues sur les rubans (53 %) et le contraste acoustique n'est plus assez important pour que le sonar différencie ces structures du bruit de fond des dépôts grossiers. Les trains de rubans à bords diffus s'accompagnent parfois d'abondants rubans étroits de sable fin dans la partie nord de la passe entre Chausey et la pointe du Grouin. Il n'existe apparemment aucune relation entre les rubans larges et les quelques rubans fins. Mais occasionnellement, ces derniers ont été observés en bordure des rubans larges. Ce phénomène peut-être interprété comme un épaississement latéral et dissymétrique des rubans de faible épaisseur. Cet épaississement est traduit par le sonar sous la forme d'une variation rapide des teintes passant du gris dans l'axe du ruban, au blanc à l'un des deux bords où l'épaisseur est maximale.

2.2.4 - Conclusions :

Le domaine des fonds grossiers qui s'étend entre -28 et -10 m de profondeur, constitue un vaste plateau incliné en pente douce, parfois entaillé de quelques incisions peu profondes (inférieures à 5 m) colmatées par des alluvions. Ils sont balayés par les puissants courants tidaux et drapés d'une couverture sédimentaire de faible épaisseur composée d'un pavage résiduel de galets, cailloutis, graviers et localement de blocs erratiques et laissent le socle rocheux affleuré. Cet environnement apparaît immature car les seules séquences observées sont de type lithoclastique (GL1a, GL1b) et litho-bioclastique (GL2b). Dans ces conditions l'accumulation sableuse des "petits bancs", formée de dunes barkanoïdes, y est perçue comme une structure sableuse instable. Ces dunes sont alimentées par un ensemble de rubans groupés en faisceaux de sables fins (SL2b) qui migrent depuis la Manche Ouest (Kenyon et Stride, 1970, fig. 12) en contournant les hauts fonds des Minquiers par le Sud-Ouest (Larsonneur et Walker, 1986).

Ces rubans, corps sédimentaires effilés d'épaisseur centimétrique à décimétrique, traversent la moitié nord de la passe Chausey-le Grouin en contournant les obstacles rocheux et sont guidées par les anfractuosités ouvertes dans la plateforme rocheuse sous-marine prolongeant la pointe du Grouin. Leur épaisseur est si faible qu'elle n'est pas détectable ni par l'écho-sondeur, ni par la méthode classique d'échantillonnage à la benne. Cette lacune renforce l'intérêt de l'imagerie acoustique qui permet de mettre à jour l'importance du champ de figures longitudinales dans la passe séparant la pointe du Grouin des Iles Chausey. L'organisation de ces rubans en structures emboîtées d'amplitudes successives croissantes est remarquable. Il semble que des rubans de tailles spécifiques se développent sur les fonds où il existe une stabilité à long terme des phénomènes et des facteurs contrôlant leur formation. Werner et Newton (1975) montrent à la suite de passages répétés dans les mêmes secteurs que seuls les rubans étroits évoluent d'une année à l'autre. Flemming (1980) pense que la largeur des rubans diminue quand la quantité de sable disponible diminue car

ils sont peu alimentés. Les faisceaux observés s'anastomosent vers l'Est à l'approche de la couverture sableuse continue et vers le Sud au pied du prisme littoral.

2.3 - Le prisme côtier breton entre la pointe du Grouin et le Couesnon:

L'environnement sédimentaire du domaine occidental de la baie est caractérisé par une séquence de dépôts tronquée présentant une succession minimum de classes (cf § **fig. II-4** et **fig. II-57**). Au large de la pointe du Grouin, la nappe à cailloutis est relayée latéralement par des graviers qui pénètrent profondément dans le prisme en empruntant de larges dépressions orientées Nord-Sud. Les sables biolithoclastiques et bioclastiques coquilliers constituent les bancs sableux du Chatry et des Corbières ainsi que les grandes dunes hydrauliques des Banchets qui s'intercalent sans transition dans cette séquence. A la limite des parcs ostréicoles, les dépôts vaseux subtidaux font la transition avec la couverture vaseuse saturée en eau et riche en matière organique du domaine intertidal inférieur. À l'Est des dépressions, les fonds sont morphologiquement uniformes alors que la différenciation sédimentaire s'accroît jusqu'au niveau du banc des Hermelles.

2.3.1 - Les bancs sableux littoraux :

2.3.1.1 - Le banc du Chatry :

En forme de virgule, ce banc situé dans une zone fortement chenalisée de la baie maritime, sépare l'anse de Port-Pican à l'Ouest, de la grande rade de Cancale à l'Est (**fig. II-35**). Sa position géographique et sa morphologie atypique lui confèrent un intérêt tout particulier. Tout comme le banc des Corbières à quelques km à l'Est, ses limites s'arrêtent à moins 10 m de profondeur. Il s'agit d'une unité morphologique de dimensions modestes (1,6 km de long et 300 m de large) dont le sommet se trouve, par vive-eau exceptionnelle, seulement sous 40 cm d'eau. L'amplitude du banc diminue vers le Nord à mesure qu'il s'effiloche à l'approche de l'île des Landes. Ce corps sédimentaire sans véritable asymétrie, s'édifie à moins d'un kilomètre de la côte, accroché par son extrémité sud au platier rocheux sous-marin du Gaut et de la Chaîne.

L'image acoustique de ce banc kilométrique traduit le grand contraste granulométrique qui caractérise cette partie de la baie (**fig. II-36**). En effet, les sédiments graveleux, caillouteux et légèrement envasés des dépressions bordant le banc (échantillons S1, T1 et 40), se présentent sous l'aspect d'un faciès sombre fortement rétrodiffusant et dont les caractéristiques granulométriques sont détaillées dans les parties suivantes. Dans la classification, ce faciès englobe la classe des cailloutis lithoclastiques (CL1b), celle des graviers bio-lithoclastiques (GB1a coquillier) et bioclastiques (GB2a coquillier). Aubin (1981) y décrit un peuplement faunistique homologue à celui défini au Nord de la pointe du Grouin par Rétière (1979). Il est composé d'une épifaune sessile et vagile caractéristique des fonds durs et d'espèces des sédiments grossiers appartenant à l'endofaune, l'ensemble présentant une remarquable diversité édaphique. Ce faciès passe sans transition au sédiment sableux bio-lithoclastique (SB1a coquillier) et constitue le corps principal du banc. La teneur élevée en sable fin (> 45%) lui confère un pouvoir absorbant des ondes acoustiques (teinte blanche sur les sonogrammes) plus important que pour les sédiments encaissants.

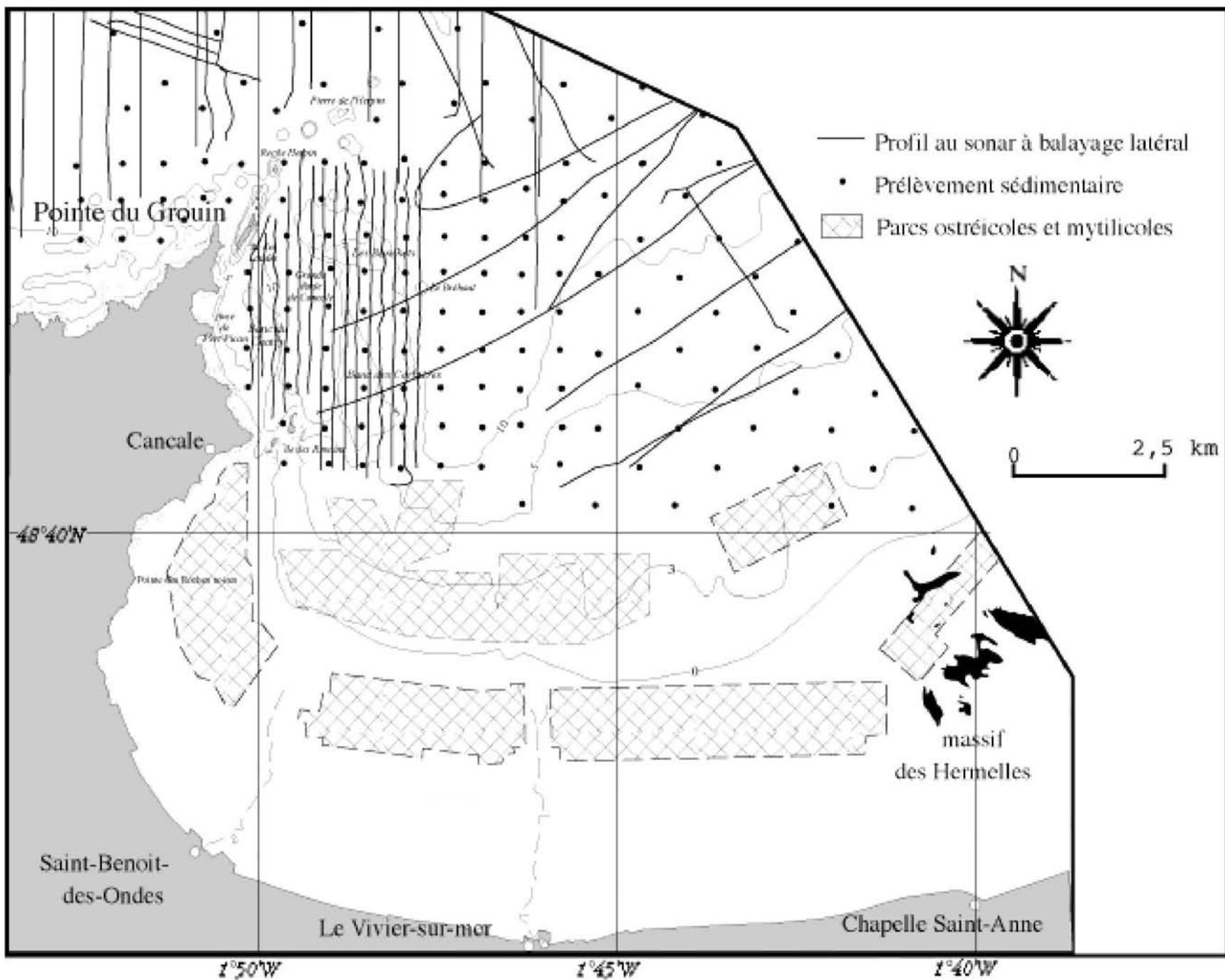


Fig. II-35 : Situation géographique de la pointe du Grouin à la chapelle St-Anne.

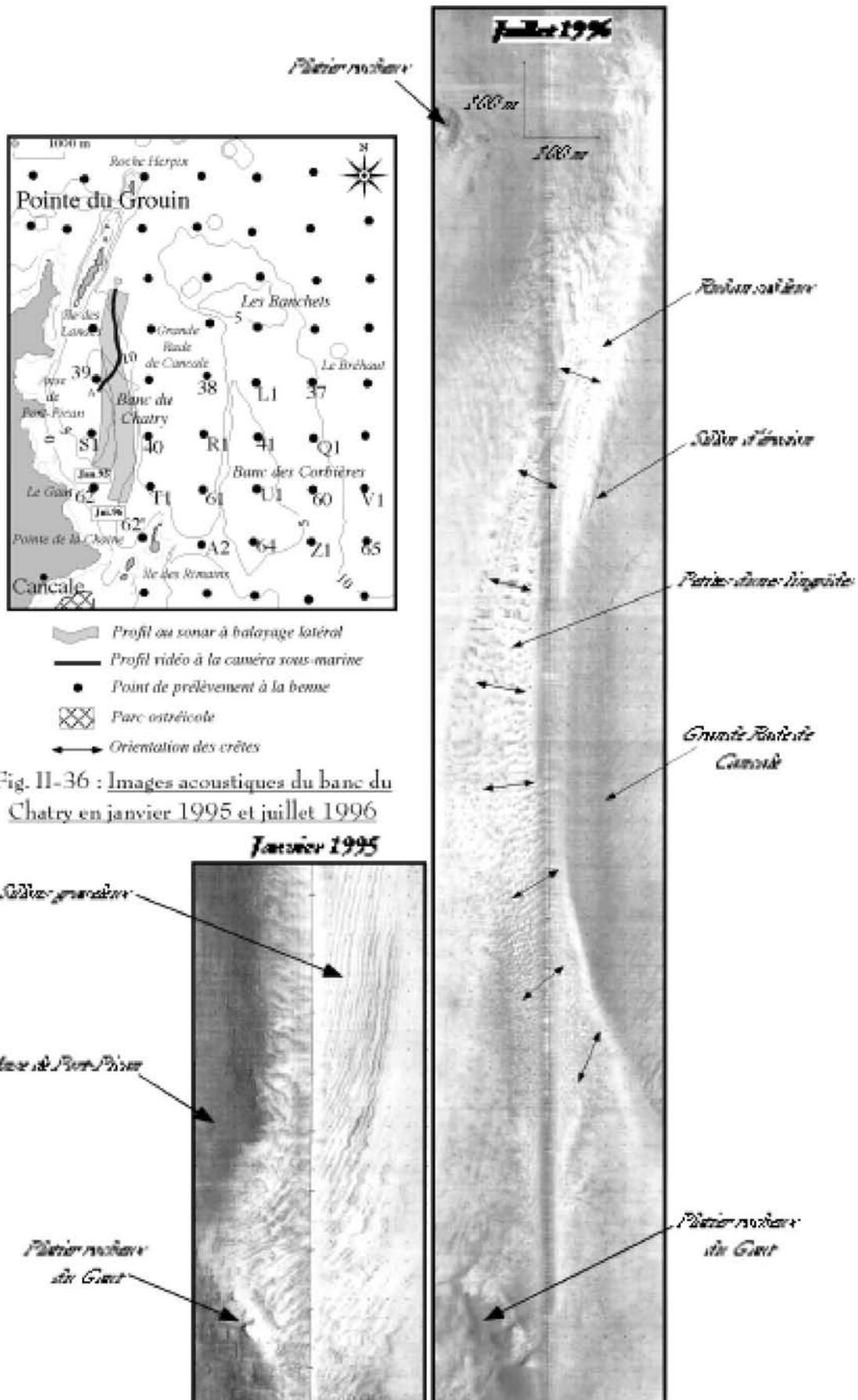


Fig. II-36 : Images acoustiques du banc du Chatry en janvier 1995 et juillet 1996

Il s'agit d'un sable fin gris-sombre, parfois noir et homogène tel l'échantillon 39, révélant un séjour en milieu réducteur. Les ruptures dans les courbes granulométriques (**fig. II-37**) soulignent la présence d'un stock d'éléments grossiers siliceux composé de graviers roulés et de petits cailloux ou de débris bioclastiques constitués de maërl en boule et de fragments de coquilles d'huîtres.

Ces éléments biogènes sont d'origine locale, provenant du platier rocheux sub-affleurant du Gaut mais aussi des zones de culture d'huîtres en baie de Cancale. Leur proportion non négligeable de l'ordre de 30% dans la distribution granulométrique, témoigne de l'intensité des courants dans ce secteur. Elle diminue la valeur du classement (**tab. II-6**) et augmente la médiane avec un étalement des courbes cumulatives vers les particules grossières (**fig. II-37**). Ainsi, malgré l'importance des forces hydrodynamiques mises en jeu, l'indice de dispersion reste médiocre ($> 1,5 \phi$). Les deux profils effectués au sonar à balayage latéral respectivement en janvier 1995 et en juillet 1996, recourent longitudinalement le banc (**fig. II-36**). L'orientation et la nature des figures sédimentaires qui modèlent celui-ci évoluent en direction du Nord et reflètent non seulement l'influence de la géométrie de la côte sur l'écoulement local des courants de marée, mais également le faible stock de sable mobile disponible. La couverture sableuse située au Sud-Ouest de la structure est érodée par une succession de sillons graveleux, générés par les courants de jusant, à l'aval des nombreuses irrégularités morphologiques du platier rocheux de Gaut (**fig. II-36**).

	Banc du Chatry		Rimains	dépression ouest	grande rade de Cancale	
échantillons	39	62	62'	S1	T1	40
% Gal. + coq.	1	2	4	47	6	14
% Gravier	25	25	18	22	36	46
% Sables grossiers	12	10	11	4	20	11
% Sables moyens	10	15	14	5	17	10
% Sables fins	50	46	51	14	16	16
% Sablons	2	3	2	5	3	3
% Sables	74	73	78	27	57	40
% Lutites	0	0	0	3	1	0
% CaCO ₃	21	56	50	3	66	72
Médiane (mm)	0,78	0,86	0,77	18,68	2,53	4,27
Moyenne (ϕ)	-0,21	-0,31	-0,02	-0,40	-0,97	-1,20
Ind. dispersion (ϕ)	1,65	1,81	1,51	1,92	1,74	1,82
Ind. d'asymétrie (ϕ)	-0,48	-0,71	-0,72	-0,24	0,34	0,15

Tab. II-6 : Synthèse des caractéristiques granulométriques des sédiments prélevés sur le banc du Chatry et à proximité de celui-ci dans les dépressions

À l'opposé, le flanc sud-est est parcouru par de petites dunes hydrauliques rectilignes, de longueur d'onde inférieure à 5 m et à polarité de jusant dirigée vers le Nord. La longueur d'onde de ces dunes augmente progressivement vers l'île des Landes jusqu'à atteindre 20 m, s'accompagnant d'une modification de leur forme et de la déviation vers le Nord-Est de l'orientation des crêtes (**fig. II-36**). Le passage d'une morphologie à crête rectiligne à une morphologie de type lingoïde, avec augmentation de la longueur d'onde, est une réponse morphologique au gradient croissant de vitesse des courants de jusant sur le fond (Belderson et al., 1985). À l'approche de l'île des Landes, la couverture sableuse s'amincit vers le Nord et se déchire comme un voile en arrière de blocs isolés en formant des queues d'érosion dont les pointes sont dirigées vers le Nord-Est. Ces observations suggèrent un déficit croissant de sable fin en direction de la pointe rocheuse du Grouin. Un profil vidéo réalisé le 30 juillet 1996 à marée basse traverse obliquement la terminaison septentrionale de ce banc. La luge portant la caméra étanche y recoupe transversalement un ensemble de petites dunes hydrauliques sableuses reconnues au sonar dont les amplitudes sont inférieures à 50 cm. Malgré une progression rendue rapidement difficile par l'enfoncement des patins à leur passage, la polarité des crêtes est façonnée par les courants sortants de jusant tout comme les queues de comètes de taille décimétrique à l'aval d'obstacles (buttes d'algues ou galets).

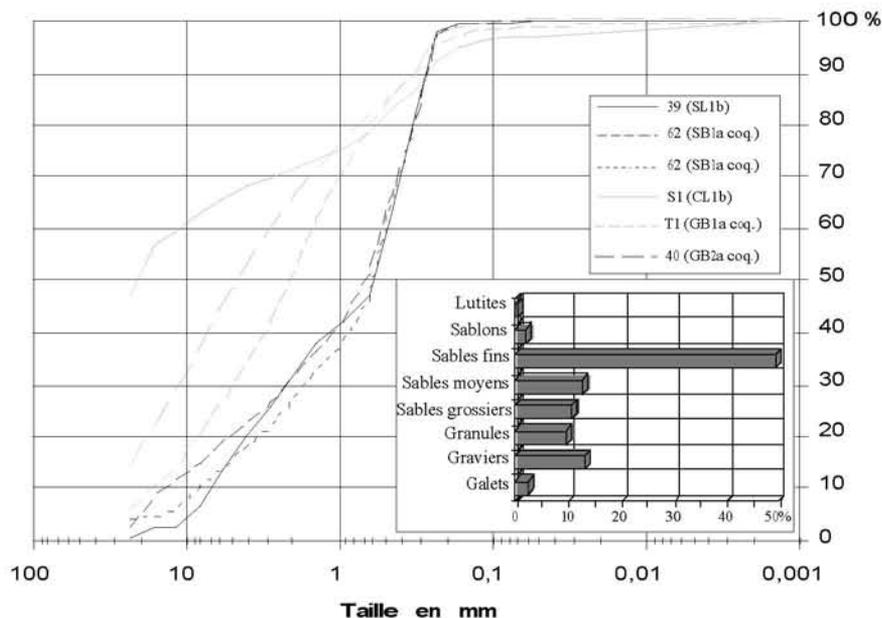


Fig. II-37 : Courbes granulométriques cumulatives des échantillons prélevés sur le banc du Chatry et dans les dépressions le bordant à l'Est et à l'Ouest

2.3.1.2 - Le banc des Corbières :

Le banc des Corbières est également une unité morphologique côtière de dimensions moyennes avec une longueur de 3 km pour une largeur de 1,4 km, allongée parallèlement à la côte bretonne (cf § **fig. II-35**). Il s'agit d'un bombement d'une puissance de 10 m environ et dont l'épaisseur augmente vers le Sud (**fig. II-38**). Sa structure interne révélée par sismique réflexion montre une stratification oblique progradante vers l'ouest des interfaces sédimentaires (Auffret, in Larsonneur 1989a). Sa semelle se distingue par un ensemble à stratifications chaotiques ou bruitées traduisant la présence d'éléments anguleux probablement graveleux. Le flanc court, dans la partie méridionale du banc, a une longueur de l'ordre de 30 m. L'asymétrie dirigée vers l'ouest, fortement marquée dans la moitié sud du banc, s'atténue rapidement en direction des Banchets par le rapprochement de la crête de l'axe médian et par la diminution de l'amplitude du corps sédimentaire (**fig. II-38**).

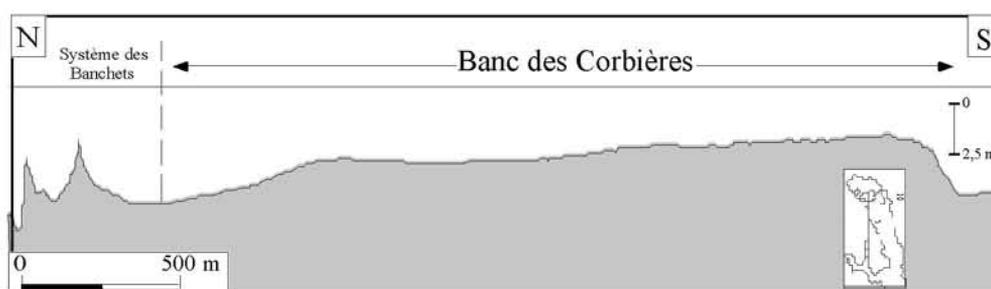


Fig. II-38 : Profil bathymétrique longitudinal à l'axe d'allongement du banc.

a / Nature des faciès acoustiques identifiés par sonar sur le banc :

La distribution granulométrique est transverse à la direction d'allongement du banc. Quatre faciès acoustiques ont été reconnus sur les sonogrammes à partir de la mosaïque réalisée au sonar à balayage latéral en janvier 1995 (**fig. II-39**) :

a.1 / Le faciès acoustique gris-pâle :

Il correspond aux sables fins litho-bioclastiques coquilliers (SL2a). La teneur en sable des échantillons prélevés en mars 1995 [échant. L1 et 41] est supérieure à 65%, la fraction des sables fins représentant à elle seule 45% du stock sédimentaire disponible (**tab. II-7**). Cette couverture de sable gris-beige drap le sommet du banc et passe longitudinalement à la nappe constituée de sables moyens coquilliers modelée de grandes dunes hydrauliques des Banchets. Outre le mode principal centré sur la classe des sables fins, la proportion en éléments supérieurs à 0,6 mm se compose d'une fine mouture de débris coquilliers et de petits granules détritiques. Ils sont responsables du mauvais classement des sédiments prélevés sur le banc (**tab. II-7 et fig. II-40**).

a.2 / Le faciès acoustique gris-foncé hétérogène :

Il résulte de l'augmentation sensible dans le sédiment de la fraction grossière graveleuse. La teneur en sable encore importante, demeure cette fois-ci comprise entre 45 et 65% (**tab. II-7**). Ces sables beiges, fins, coquilliers et graveleux [échantillons 37, 60, Q1 et U1] constituent un mince couloir au pied oriental du banc qui s'élargit vers le Sud et s'étale sur le flanc long jusqu'à son sommet.

	Banc des Corbières					
échantillons	41	60	64	L1	U1	Z1
% Gal. + coq.	0	11	0	0	0	1
% Gravier	35	47	34	27	39	32
% Sables grossiers	17	7	11	15	10	9
% Sables moyens	7	5	8	7	10	8
% Sables fins	45	29	45	49	39	48
% Sablons	1	1	2	2	1	2
% Sables	65	42	66	73	61	67
% Lutites	0	0	0	0	0	0
% CaCO ₃	39	37	42	40	30	50
Médiane (mm)	1,07	4,28	1,07	0,81	1,61	0,84
Moyenne (Ø)	-0,56	-1,15	-0,51	-0,38	-0,74	-0,48
Ind. dispersion (Ø)	1,72	1,88	1,73	1,64	1,73	1,87
Ind. d'asymétrie (Ø)	-0,29	0,01	-0,26	-0,43	-0,12	-0,49

Tab. II-7 : Synthèse des caractéristiques granulométriques des sédiments prélevés sur le banc des Corbières et aux pieds de ses flancs

Ces sables remontent également depuis la dépression du Guyoult, entraînant de nombreuses coquilles entières de natures variées dont des crépidules (cf § II-2.2). Cet ensemble granulométrique est festonné de dunes hydrauliques moyennes, rectilignes, d'amplitude inférieure à 1 m et de longueur d'onde comprise entre 5 et 10 m.

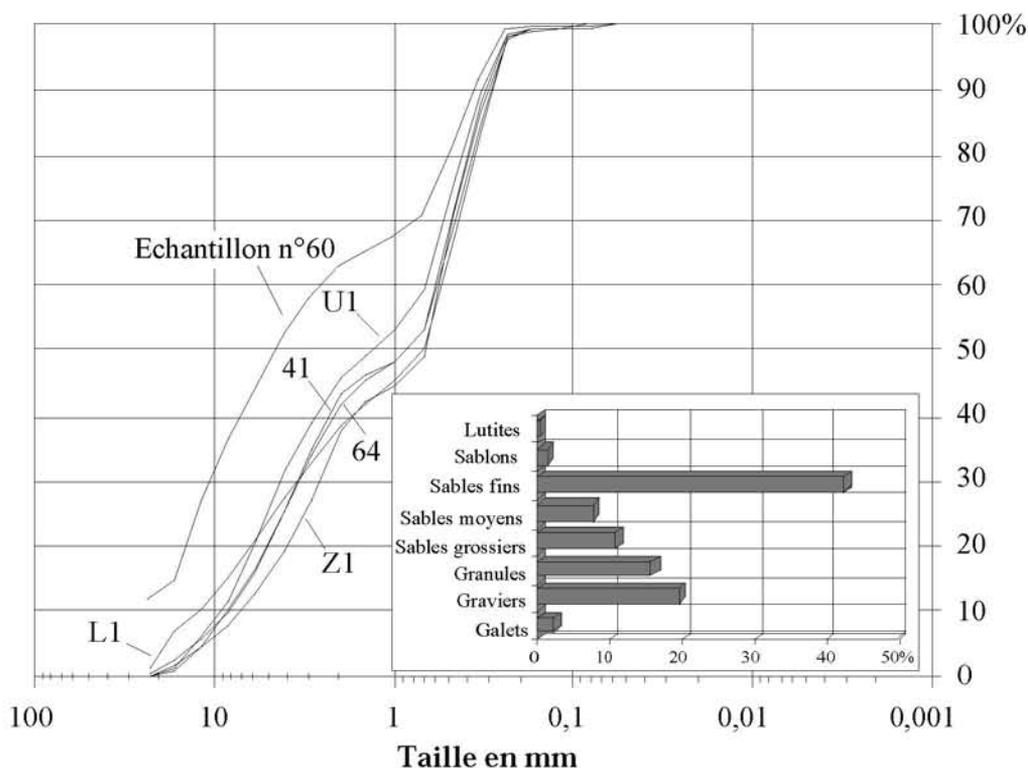


Fig. II-40 : Courbes granulométriques des échantillons prélevés sur le banc des Corbières et dans les dépressions le bordant à l'Est et à l'Ouest

Sur le bord méridional, les sédiments [échantillons 61, 64 et Z1] ont un coefficient de rétrodiffusion identique mais la fraction graveleuse, siliceuse, à petits gravillons noirs est remplacée par un stock de coquilles entières qui provoque une élévation en carbonates de 10% en moyenne. Ils représentent l'extrémité orientale de la nappe à sables bio-lithoclastiques coquilliers (SB1a) limitée par l'isobathe 10 m dans l'ensemble de la baie (cf § **fig. II-22**).

a.3 / Le faciès acoustique gris-foncé homogène :

Il caractérise la dépression orientale [échantillons 42, M1 et V1] et constitue dans la baie, la nappe à graviers reliques (GL2b) qui limite les écueils rocheux du Bréhaut et la plateforme rocheuse sous-marine de la pointe du Grouin (cf § **fig. II-4**). Le spectre granulométrique ressemble en tous points à celui des sédiments bordant le banc du Chatry (cf § **II-2.3.1.1**). La proportion en éléments de dimension supérieure à 2 mm dépasse 50% (voire 70% pour l'échantillon M1). Sur ces fonds graveleux, la caméra vidéo distingue la présence d'un pavage de débris coquilliers et d'une fine couche d'argile facilement remise en suspension au passage du traîneau portant la caméra.

Le nuage de suspensions diminue alors rapidement la vision du fond sous-marin dans cette dépression largement colonisée par des chaînes de crépidules (cf § **II-2.2.3**). Le sonar latéral détecte aisément ce faciès qui dessine un couloir remontant le flanc long jusqu'au sommet du banc et qui témoigne de l'importance des forces hydrodynamiques mises en jeu dans cette région de la baie (**fig. II-39**). L'intensité maximale du courant de flot y a été mesurée par le LCHF (1971) à 1,10 m/s sur le fond pour une marée de coefficient 85-88 (site D, **fig. I-20**). Cette valeur est suffisante pour entraîner un déplacement des particules sédimentaires grossières sous la forme de petites et moyennes dunes hydrauliques remontant progressivement le flanc long du banc.

a.4 / Le faciès acoustique blanc peu réverbérant :

Enfin, au pied du bord méridional, au contact des parcs ostréicoles les plus bas sur l'estran, le fond est recouvert d'un sable vaseux (VB2b) absorbant fortement les ondes acoustiques (faciès blanc

brillant) sur lequel prolifèrent les colonies de crépidules (Zone 3, cf § II-2.1.2.3.b3).

b / Répartition de la moyenne granulométrique, de l'indice de dispersion et du taux en carbonates :

La distribution transversale de ces principaux paramètres sédimentologiques suivant quatre profils espacés de 700 m apporte des informations complémentaires.

b.1 / La moyenne granulométrique :

Sur le profil 1, les sédiments s'affinent vers la crête du banc. A son passage aucune modification importante n'est observée dans ce gradient. Les moyennes des profils 2 et 3 évoluent peu d'un bord à l'autre du banc. On peut noter toutefois un léger affinement du matériel sédimentaire vers l'Ouest. Le profil 4 se caractérise par une évolution très rapide de ce paramètre. Les sédiments les plus grossiers s'observent au voisinage de la crête et passent sans transition à des sablons (+ 2,6 phi) limités au rebord du flanc long. La présence de ces sédiments grossiers au sommet du banc peut s'expliquer comme nous l'avons vu dans le paragraphe précédent, par l'existence d'un couloir grossier qui remonte gravillons et coquilles sur le flanc long depuis la dépression orientale, mais aussi par les possibilités de vannage et de remobilisation des sédiments sableux (SL2a) sous l'action des houles de tempête sous faible tranche d'eau (< à 3 m).

b.2 / L'indice de dispersion :

Les profils 1 et 2, situés dans la moitié nord, montrent peu d'évolution sur le flanc long en pente douce. Seuls les sédiments prélevés au pied du flanc abrupt apparaissent moins bien classés (> 2 phi). L'indice de dispersion chute alors de 8% (profil 4) à 35% (profil 1) par rapport à sa valeur au voisinage du sommet. A l'inverse, sur le flanc long dans la partie sud du corps sédimentaire, les sédiments sont de mieux en mieux triés à mesure qu'ils sont transportés vers la crête par les courants (+ 9% d'amélioration entre l'échantillon V1 et U1, + 12% d'amélioration entre l'échantillon 65 et 64). L'augmentation du tri des sédiments dans la moitié sud du banc renforce le caractère actif des phénomènes de transport sédimentaire qui y ont lieu. Les mécanismes de tri granulométrique sont plus marqués au sein du champ des dunes hydrauliques moyennes.

b.3 / Le taux en carbonates :

Une nouvelle fois, les deux moitiés du banc se distinguent. Dans la moitié nord, le taux de carbonates augmente depuis le pied du flanc long jusqu'au pied du flanc court (cf § fig. II-39). Inversement, dans la moitié sud, le poids en débris organogènes diminue en direction de la crête et augmente au passage de cette dernière. Les courants entraînent les éléments plus légers par gravité depuis le flanc externe et accumulent les résidus coquilliers au pied du banc. Ce phénomène a pu être observé par caméra vidéo. Mais on peut noter que malgré des écarts importants tout au long de chacun des profils (entre 22 et 34%), la crête morphologique se caractérise par une proportion constante en débris biogènes (environ 45%) du Nord vers le Sud. De par sa position géographique, le banc des Corbières coïncé entre deux profondes dépressions, est un banc atypique. Son orientation parallèle à la côte, sa morphologie fortement asymétrique dans sa moitié méridionale et la distribution granulométrique des sédiments sableux qui le composent, sont étroitement conjuguées aux forces hydrodynamiques qui modèlent le fond marin de cette partie de la baie très chenalisée. Son caractère "exotique" est renforcée par sa connexion à un petit champ de grandes dunes hydrauliques dont la pérennité dans ces conditions de si faible profondeur le rend tout aussi remarquable.

2.3.2 - Le champ de grandes dunes hydrauliques des Banchets à l'Est de Cancale :

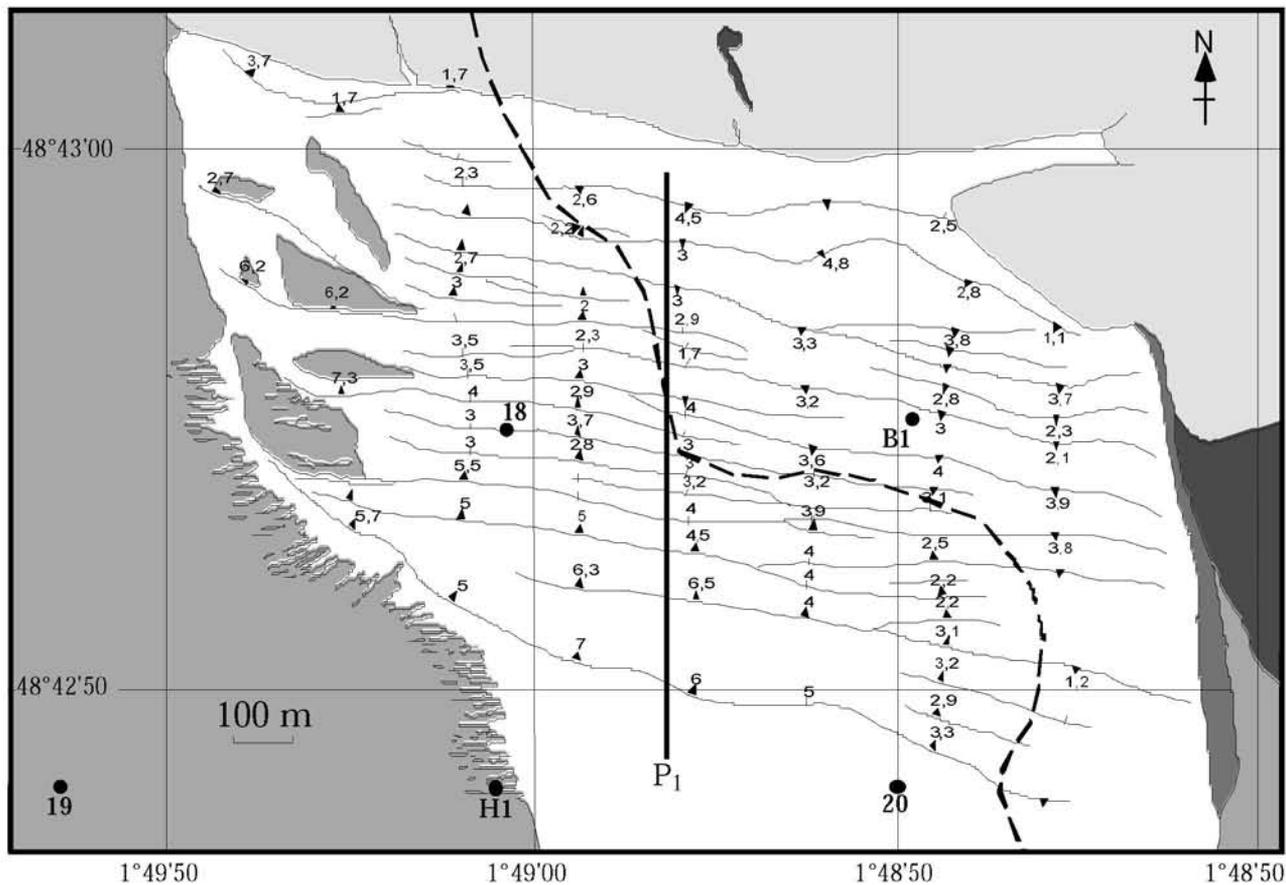
2.3.2.1 - *Orientations et caractéristiques morphologiques des structures sédimentaires transversales:*

Il s'agit d'un champ de taille modeste d'une superficie de 1,12 km², ancré à l'extrémité nord du banc des Corbières et recouvert d'une faible tranche d'eau, inférieure à 5 m par rapport au zéro de la carte marine (cf § **fig. II-35**). De par sa position géographique, ses relations avec l'environnement hydro-sédimentaire sont particulières. Il s'intègre en effet dans un contexte granulométrique lithoclastique fortement imprégné par l'intensité des courants de marée à proximité des nombreux écueils de la pointe du Grouin. Ce champ constitue un léger bombement de 6 à 7 m d'amplitude limité par l'isobathe 10 m et encadré à l'Ouest comme à l'Est par deux dépressions de nature graveleuse bio-lithoclastique (GB1a coquillier) et litho-bioclastique (GL2b). Il s'interrompt brutalement au Nord, au contact du platier rocheux affleurant de la pointe du Grouin (**fig. II-41**). Les relevés bathymétriques effectués avec le sondeur du bord montrent que ce tréfond rocheux se trouve légèrement déprimé par rapport au niveau de la nappe de sédiments sableux litho-bioclastiques (SL2c) constituant le champ (**fig. II-42**). Les sonogrammes ont par ailleurs montré que cette échine rocheuse abondamment fracturée n'était pas complètement imperméable au transit des sédiments sableux.

Afin de mieux cerner son fonctionnement hydrosédimentaire, il a été recoupé par 7 profils bathymétriques Nord-Sud espacés de 200 m et disposés perpendiculairement aux crêtes cartographiées en janvier 1995 à l'aide de l'imagerie acoustique. Ce champ possède une structure relativement simple composée d'une dizaine de dunes principalement sub-rectilignes et anastomosées, doublant au centre du champ par phénomène de bifurcation. Les crêtes simples orientées N90° peuvent être continues sur plus d'un kilomètre, traversant alors toute la largeur du champ.

Cette longueur est néanmoins bien plus modeste que la longueur des crêtes observées sur le champ de Granville ou dans la baie de Saint-Brieuc (4,8 km max.) par Houlgate et Augris (1996). Elles s'incurvent fortement dans leur terminaison occidentale où elles subissent une inflexion très nette en direction du Nord-Ouest. Les paramètres morphologiques définis en annexe (cf § **A2-1.2.1**), ont été mesurés sur tous les profils dans un plan vertical (amplitude : H, longueur d'onde : L et indice d'asymétrie a/b), permettant de disposer latéralement pour une même dune, de plusieurs mesures (jusqu'à 4). La synthèse de ces résultats se présente sous la forme d'histogrammes (**fig. II-43**).

* *L'amplitude (H)* des dunes comprise entre 1,5 et 7,2 m, a une valeur moyenne arithmétique proche de 4 m. La distribution apparaît bimodale (**fig. II-43**), répartie sur la classe 2,5 à 3 m et sur celle supérieure à 6 m. Les plus hautes dunes appartiennent au type asymétrique-trochoïdale (AT) représentant 56% de l'ensemble des mesures effectuées à partir des relevés bathymétriques. Cette distribution peut avoir plusieurs explications d'ordre physiques ou géométriques :



- | | | |
|--|---|--------------------------------|
| Sable moyen coquillier | Graviers | Limite d'influence Flot/Jusant |
| Sable grossier coquillier graveleux | Cailloutis et Graviers | Platier rocheux |
| Dune hydraulique asymétrique (direction du flanc abrupt et amplitude en m) | Dune hydraulique symétrique (direction du flanc abrupt et amplitude en m) | |

Fig. II-41 : Interprétation simplifiée de la mosaïque sonar de Janvier 1995 sur le champ des Banchets

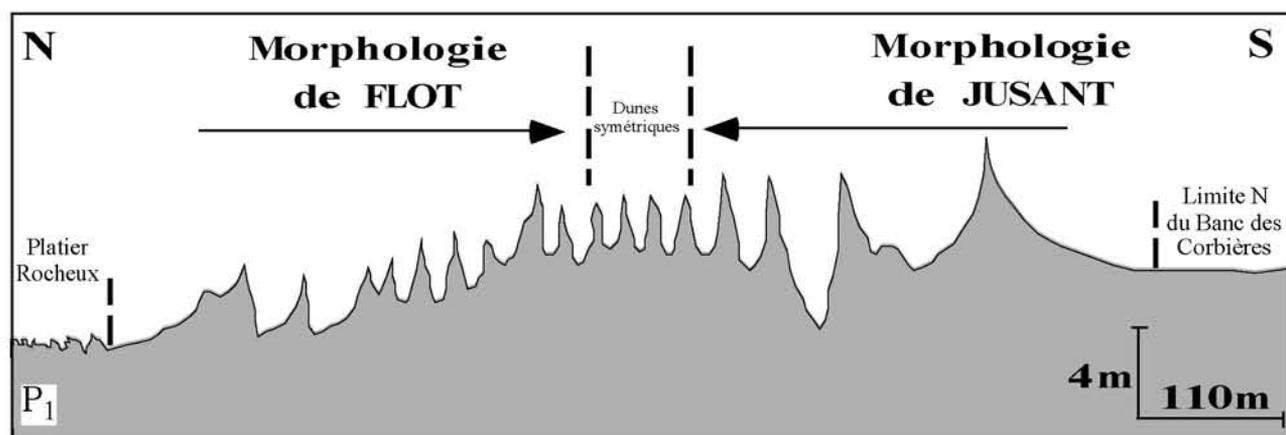


Fig. II-42 : Profil morphologique P1 transversal au champ des Banchets

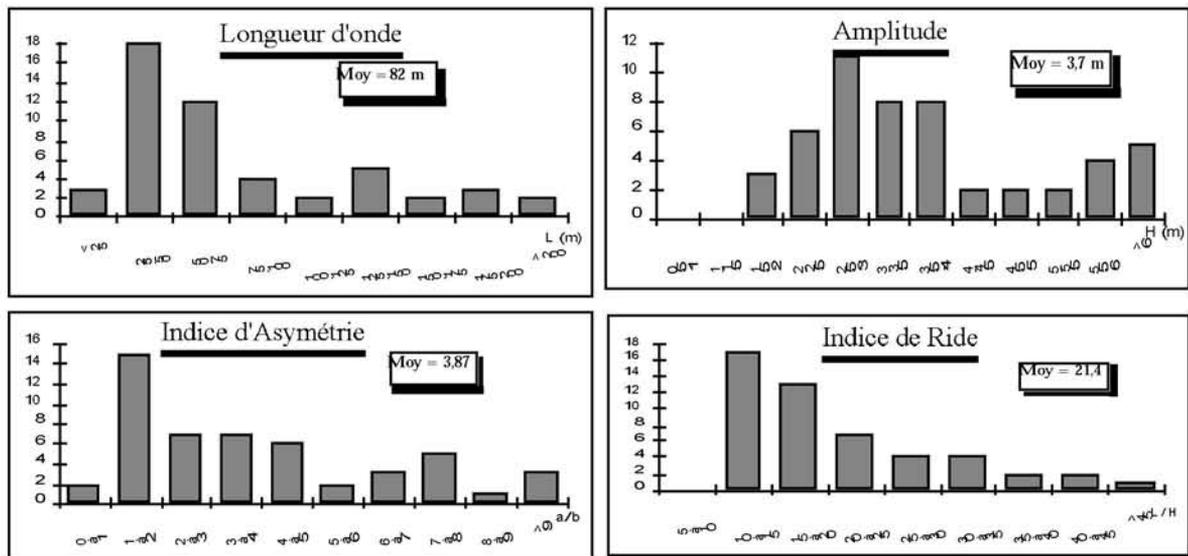


Fig. 43 : Histogrammes des différents paramètres morphologiques caractérisant les grandes dunes hydrauliques des Banchets

- il existe une grande variabilité latérale des amplitudes pour les plus longues crêtes. La diminution progressive de l'amplitude se fait de l'Ouest (7 m) vers l'Est (4 puis 3 m) pour le secteur occidental dominé par les courants de jusant.

- la profondeur diminue vers le centre du champ. On y retrouve ici la plus grande concentration de dunes de taille modeste (< à 3 m). Ce gradient de décroissance de l'amplitude des dunes en relation avec la diminution de la tranche d'eau a été observé à de nombreuses reprises dans d'autres environnements marins (Dewez, 1988; Berné, 1991; Ehrhold, 1993). A mesure que la profondeur décroît, les très grandes dunes disparaissent, remplacées par des dunes plus petites (< à 3 m).

- certaines dunes sont composées de plusieurs crêtes (jusqu'à 3). Cette dissociation de la crête principale en crêtes secondaires diminue la valeur intrinsèque de l'amplitude de la structure.

* *La longueur d'onde (L)* est essentiellement comprise entre 21 et 303 m. Une nouvelle fois, deux familles tendent à se dégager de l'histogramme (fig. II-43). La moyenne de l'ordre de 82 m, est très faible au regard des données disponibles dans les travaux antérieurs sur la plateforme continentale. Le pourcentage en dunes trochoïdales (22%) ne suffit pas à expliquer à lui seul la faible valeur de la moyenne. Celle-ci se rapproche de celle obtenue par Thauront (1994) dans les passes internes du bassin d'Arcachon (86 m) ou de celle acquise par Berné (1991) dans les passes de l'estuaire de la Gironde (77,5 m) et de la Palmyre (93,7 m). Ces résultats caractérisent donc des environnements chenalisés balayés par de puissants courants. En effet la géométrie du champ est fortement contrainte par l'existence de la dépression de la grande rade de Cancale à l'Ouest et celle bordant le banc des Corbières à l'Est où les courants peuvent atteindre 1,5 m/s lors d'une marée de VE (cf § fig. I-20). Les plus grandes longueurs se localisent dans les parties méridionale et septentrionale du champ, domaines des dunes asymétriques. La diminution de la longueur des structures vers le centre du champ est liée à la morphologie des dunes. Les dunes symétriques ou trochoïdales (selon la nomenclature de Van Veen, 1935) sont situées à l'interface entre les deux secteurs de confrontation des courants (cf § fig. II-41).

* *L'indice d'asymétrie* est le rapport de la projection horizontale du flanc doux (a) sur la projection horizontale du flanc court (b). Il varie entre 1 et 16,5, avec une valeur moyenne de l'ordre de 3,9. La classe de 1 à 2 est la plus représentée avec 30 % des mesures. La valeur moyenne correspond à la limite supérieure des dunes observées par Allen (1982). L'asymétrie des dunes est donc

modérément marquée, du fait non seulement du contexte bathymétrique mais aussi de la présence non négligeable de dunes trochoïdales (22 % de l'ensemble des dunes).

* L'indice de forme verticale appelé indice de ride est le rapport L/H, varie entre 10,4 et 62,2. La valeur la plus importante correspond à une dune progressive. La moyenne de 21,4 est proche de celle observée par Berné dans la Gironde (22,2) ou de celle indiquée par Guy et al. en 1966 (entre 20 et 30). A partir d'un rapport de 15, la proportion de dunes prises en compte diminue graduellement. Cette distribution unimodale est liée à la faible surface d'expansion des structures. De ce fait, la morphologie des dunes réagit à des conditions hydrologiques uniformes surtout en intensité. Si l'on reporte l'amplitude H en fonction de la longueur d'onde L (**fig. II-44**), on remarque que l'augmentation de la longueur d'onde s'accompagne de celle de l'amplitude mais la relation de Flemming (1988) n'est pas bien vérifiée, puisque qu'elle sous-estime l'amplitude pour toutes les dunes du champ (équa. 1). Ce décalage ne signifie pas que la relation établie par Flemming sur plusieurs centaines de mesures est erronée.

$$H = 0,0677L^{0,8098}$$

équa. 1

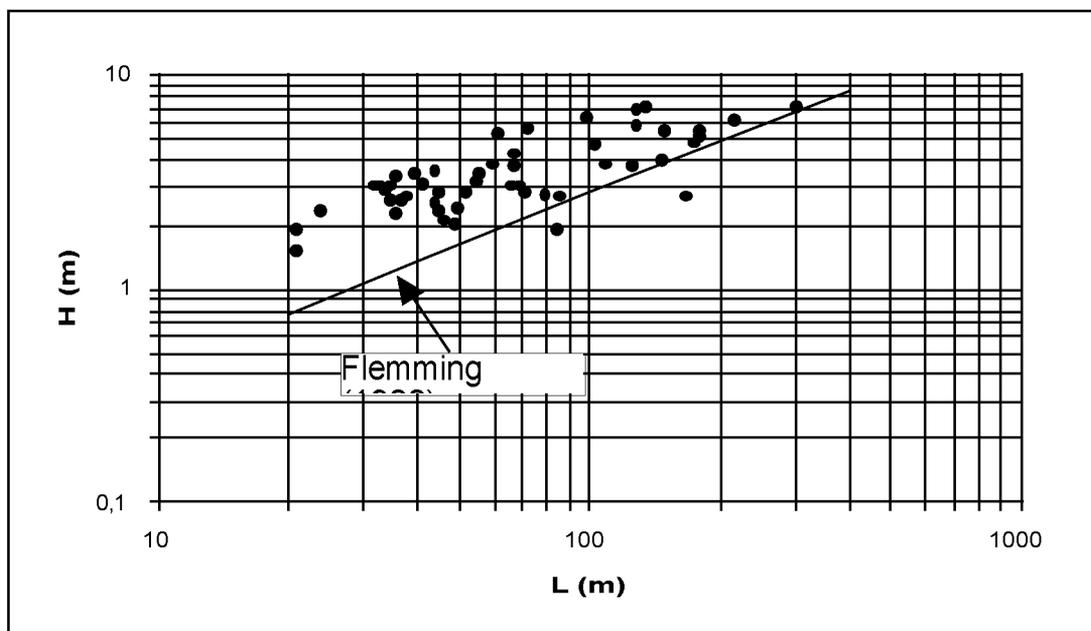


Fig. II-44 : Relation entre la longueur d'onde L et la hauteur H des dunes du champ des Banchets (représentation logarithmique)

Il n'est pas lié non plus à un type morphologique particulier puisque toutes les dunes sont affectées, mais peut être relié à deux phénomènes :

- "l'exigüité" de la surface sableuse disponible limite le développement longitudinal des structures. Les dunes dont l'amplitude est supérieure ou égale à 3 m représentent 61% des mesures, mais seulement 42 % de ces dunes peuvent être qualifiées de très grande dunes pour lesquelles la longueur d'onde est supérieure à 100 m selon la nomenclature d'Asley (1990).

- les conditions tidales propres à la baie impliquent de fortes variations périodiques de la hauteur du plan d'eau. Or les travaux d'Allen (1984) font apparaître une relation étroite entre l'amplitude H des dunes et la profondeur d'eau h, H augmentant avec h. A partir de la relation définie par cet auteur, la hauteur moyenne (h_m) au-dessus du pied des dunes d'amplitude moyenne ($H_m = 3,7$ m) devrait être de 23,6 m. Cette profondeur théorique ne correspond pas ici aux conditions

bathymétriques puisque la hauteur d'eau pour une pleine mer de grande vive-eau est d'environ une quinzaine de mètres.

La synthèse des caractéristiques morphologiques peut s'exprimer par la combinaison de l'indice d'asymétrie (a/b) en abscisse et de l'indice de ride (L/H) en ordonnée (**fig. II-45**). On constate que pour les formes symétriques (a/b proche de 1), L/H varie de 11 à 18. La figure montre avec plus ou moins de dispersion que plus les dunes de sables sont asymétriques (a/b augmentant) moins leur relief est marqué (L/H augmentant). Ce résultat recoupe les travaux de Berné (1991) sur les dunes de l'embouchure de la Gironde, de Dewez (1988) en Manche Orientale et de Ehrhold (1993) en baie de Seine occidentale.

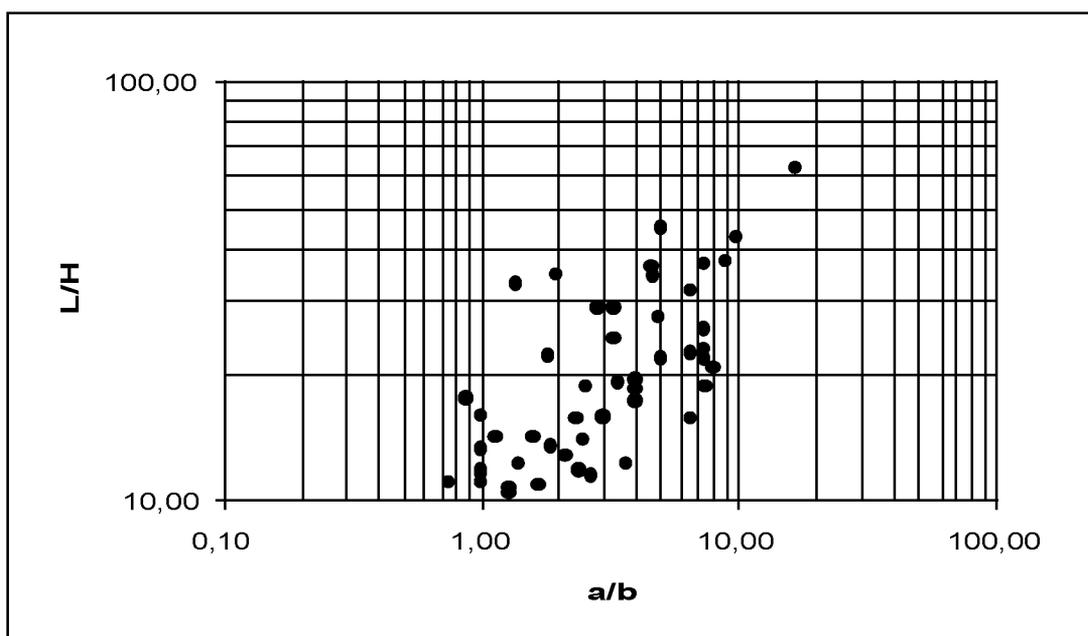


Fig. II-45 : Relation entre l'indice d'asymétrie a/b et l'indice de forme verticale L/H (représentation logarithmique)

2.3.2.2 - Les structures associées :

Les sonogrammes montrent que les flancs longs des dunes sont très généralement festonnés de petites et moyennes dunes hydrauliques de longueur d'onde comprise entre 3 et 6 m (**fig. II-46**). Il s'agit de petites structures asymétriques et rectilignes souvent bifurquées dont la crête est orientée perpendiculairement à la direction du courant d'intensité maximale. L'orientation de ces crêtes devient progressivement parallèle à celles des crêtes des structures principales à mesure qu'elles s'en rapprochent. Au sommet des grandes dunes, les crêtes des mégarides font un angle de 35 à 40° avec la crête de la grande dune. Inversement, les flancs courts sont rarement modelés de petites et moyennes dunes hydrauliques. Comme l'observe Berné (1991), le flanc raide est généralement soumis aux phénomènes de "sand flow", c'est à dire d'avalanches sableuses, du fait de sa plus forte pente à proximité de la crête. Elles sont difficilement décelables par des outils d'investigation indirect. Ces "coulées sableuses" sont capables lorsque l'angle de stabilité est dépassé d'effacer en partie le modelé du flanc raide.

Dans la partie basse du flanc abrupt, les mégarides de faible longueur d'onde (1,5 à 3 m) sont localement perpendiculaires à l'allongement de la crête de la dune principale (**fig. II-46**). Cette observation a été faite aussi bien dans les domaines occidental qu'oriental du champ, contrôlés respectivement par les courants de jusant et de flot. Cette direction de transport privilégiée parallèlement à la crête résulte de la déviation des courants au moment où ceux-ci franchissent la crête

orientée de façon oblique (**fig. II-47**). Dewez (1988) et Berné (1991) ont bien décrit ce phénomène de décollement de la couche limite par la mise en place d’une “bulle de séparation” plus ou moins active pendant les phases du cycle de marée. Il en résulte une turbulence accrue au pied de la dune susceptible de favoriser l’érosion du substrat en mettant à nu localement la couverture sableuse, comme cela apparaît au niveau de la bordure ouest du champ (**fig. II-46**).

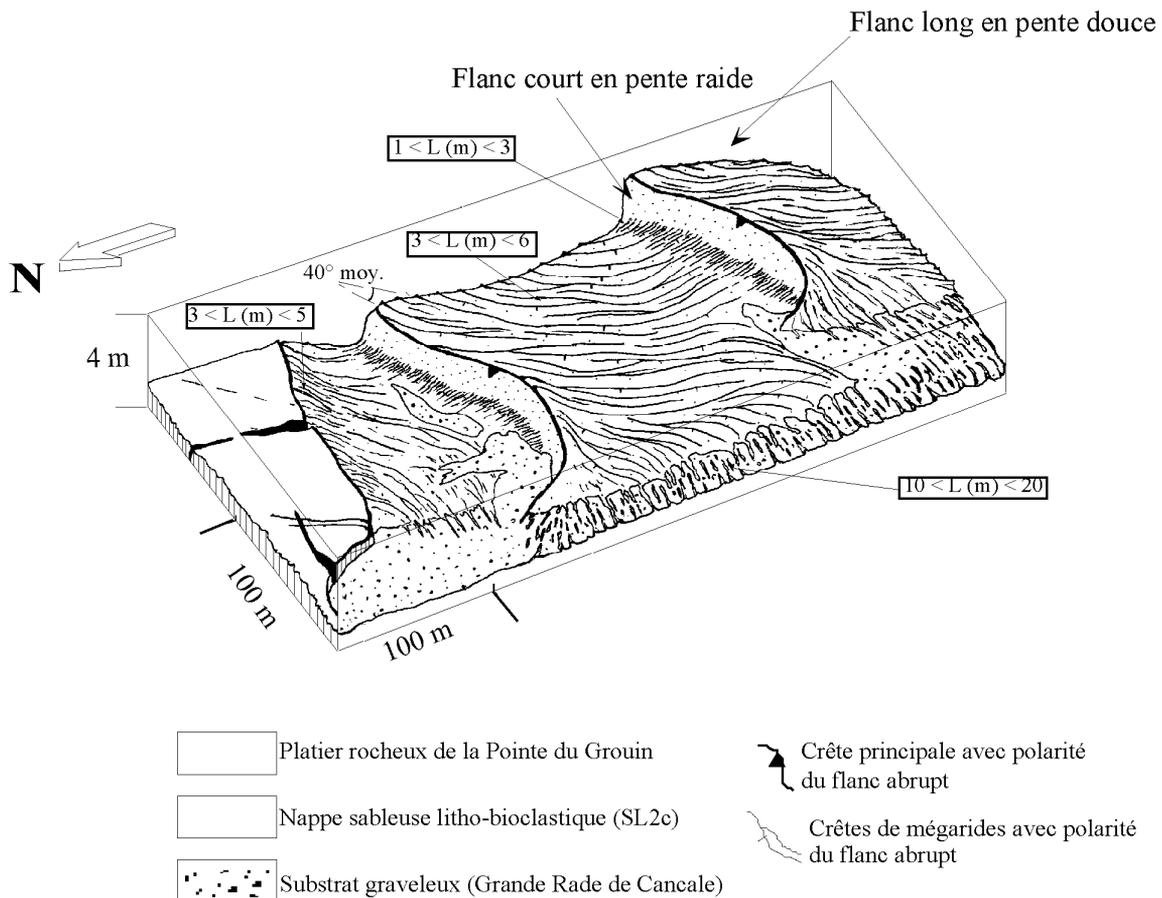


Fig. II-46 : Bloc diagramme de la bordure ouest du champ de grandes dunes tidales des Banchets

2.3.2.3 - Caractéristiques granulométriques :

La signature acoustique absorbante du champ des Banchets a pour origine un sédiment sableux mobile et homogène. Le matériel sédimentaire constituant cette nappe de faible épaisseur (2 à 8 m, **fig. I-8**) modelée de grande dunes hydrauliques se présente sous la forme d’une accumulation de sables moyens ou grossiers jaune-orangé mélangés à un important stock de débris fins organogènes (40% en moyenne). Les trois sédiments prélevés dans le champ [échantillons 18, 20 et B1] sont lithologiquement proches l’un de l’autre. Les grains de quartz sont usés, émoussés, luisants et colorés; La microfaune est méconnaissable, tout ceci témoignant de longs phénomènes de transport et de tri granulométrique. La teneur en sable est supérieure à 90 % et celle des carbonates varie de 35 à 45 % (**tab. II-8**). Ces sédiments sont qualifiés de sables litho-bioclastiques SL2c. L’échantillon 20 a été prélevé au pied du flanc long de la première dune méridionale du champ, les échantillons 18 et B1 à proximité des crêtes principales (cf § **fig. II-41**).

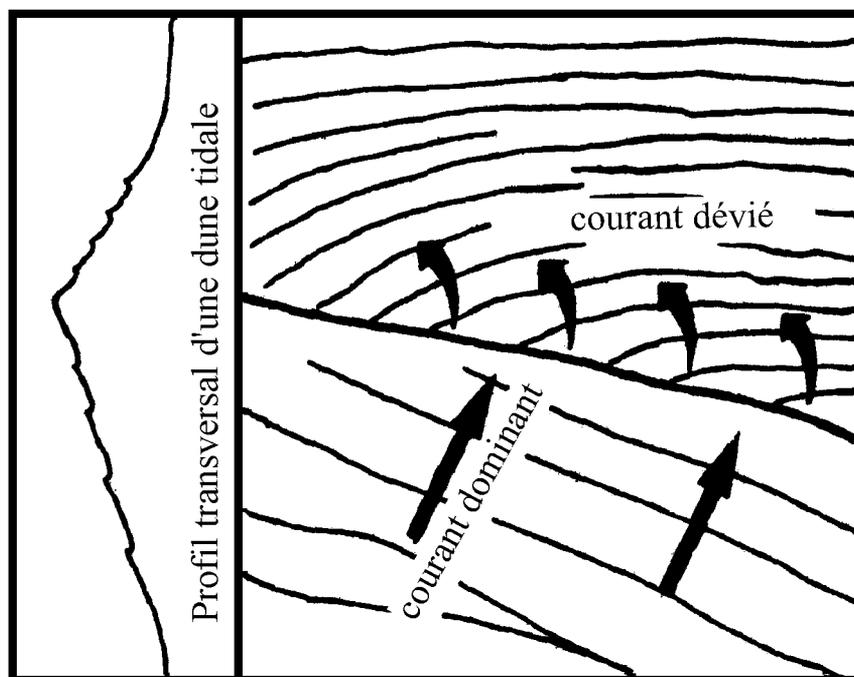


Fig. II-47 : Déviations des courants au passage de la crête d'une grande dune tidale
Conséquences sur l'orientation des petites dunes (d'après Dewez, 1988)

	Dunes hydrauliques			Limite ouest	dépression ouest
	18	20	B1	H1	19
Echantillons	18	20	B1	H1	19
% Gal. + coq.	0	0	0	0	12
% Gravier	8	8	9	40	40
% Sables grossiers	13	29	20	5	11
% Sables moyens	41	32	54	6	14
% Sables fins	38	31	17	47	21
% Sablons	1	0	0	1	2
% Sables	92	92	91	60	48
% Lutites	0	0	0	0	0
% CaCO ₃	44	38	37	35	51
Médiane (mm)	0,96	1,31	1,14	0,91	3,30
Moyenne (Ø)	-0,1	-0,32	-0,38	-0,71	-1,07
Ind. dispersion (Ø)	0,94	1,03	0,81	1,96	1,73
Ind. d'asymétrie (Ø)	-0,89	-0,24	-0,61	-0,29	-0,18

Tab. II-8 : Synthèse des caractéristiques granulométriques des sédiments
prélevés sur et en bordure du champ des Banchets.

Le contact avec les fonds grossiers déprimés latéralement est brutal. Le spectre granulométrique des sédiments prélevés en s'éloignant de la bordure du complexe dunaire (**fig. II-48**) se modifie radicalement par l'introduction d'une fraction siliceuse de plus en plus prépondérante [échantillons H1 et 19] dans le sédiment. Comme le montre la **figure II-48**, la répartition des classes granulométriques de ces sédiments se disperse vers les dimensions grossières. L'échantillon H1 prélevé en bordure ouest du champ a conservé une partie du message lithoclastique des sables dunaires sous-marins. Le stock d'éléments grossiers tapissant le fond des dépressions se compose de graviers roulés noirs mélangés à des débris grossiers de coquilles d'huîtres et de crépidules en partie réduites.

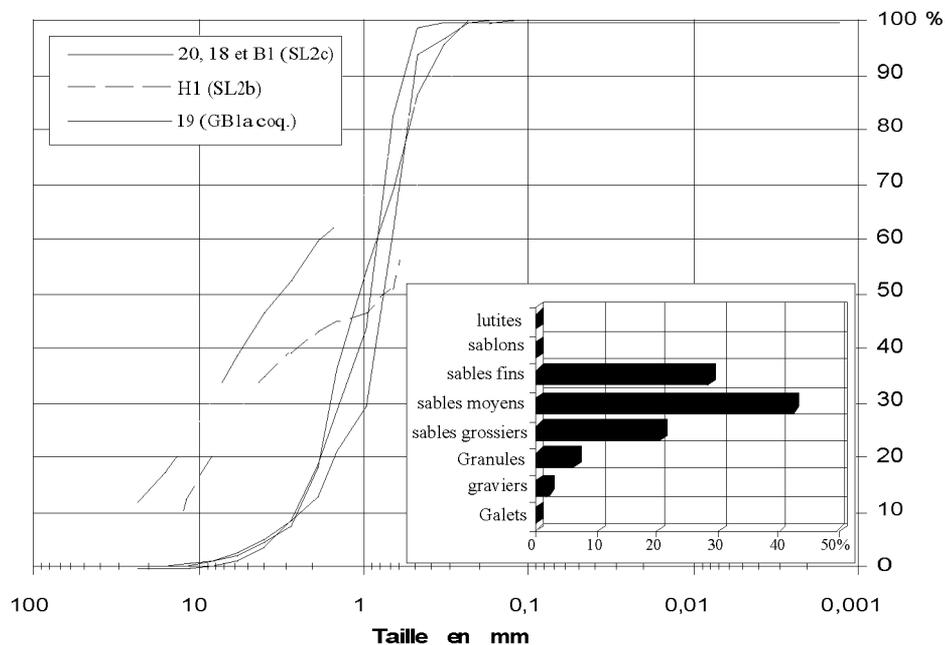


Fig. II-48 : Courbes granulométriques des échantillons prélevés sur les dunes hydrauliques des Banchets

2.3.3 - Les dépressions longitudinales :

D'Ouest en Est, on reconnaît dans la partie occidentale de la baie trois dépressions d'importance croissante : la dépression du Chatry, la grande rade de Cancale et la dépression du Guyoult.

2.3.3.1 - *La dépression du Chatry :*

Cette petite dépression dont la plus grande largeur atteint 700 m, est bordée par les anses de Port Pican et de Port Mer à l'Ouest et par le banc du Chatry à l'Est (**fig. II-49**). Elle se ferme au Sud sur les Iles des Rimains. La profondeur maximale au centre de cette dépression où l'échantillon S1 a été prélevé, est de l'ordre de 9 m. L'échantillon 39 a été remonté plus au Nord au pied du banc du Chatry et l'échantillon I1 dans l'ouverture de la dépression. Le fond méridional de la dépression est parsemé de galets et de graviers qui représentent 70 % du poids de l'échantillon analysé [échantillon S1]. Les éléments les plus grossiers sont recouverts d'une épifaune abondante. Le fond est légèrement envasé (3 %) et jonché de grosses coquilles de bivalves (chlamys, pétoncles ...), localement de crépidules. Blanchard et Houlgate (1997) ont reconnu un taux de recouvrement de la dépression par ces gastéropodes de 5 à 10%. La moyenne du taux en carbonates des trois échantillons récoltés en mars 1995 est inférieure à 30 % (**tab. II-9**).

Plus on s'approche de l'ouverture de la dépression [échantillons 39 puis I1] et mieux les sédiments sont classés (+ 50%), et ceci parallèlement à l'augmentation de la fraction des sablons (14 % pour S1 à 53 % pour I1). Ce phénomène rend compte de la bimodalité de l'histogramme moyen obtenu sur la base des 3 prélèvements (**fig. II-50**).

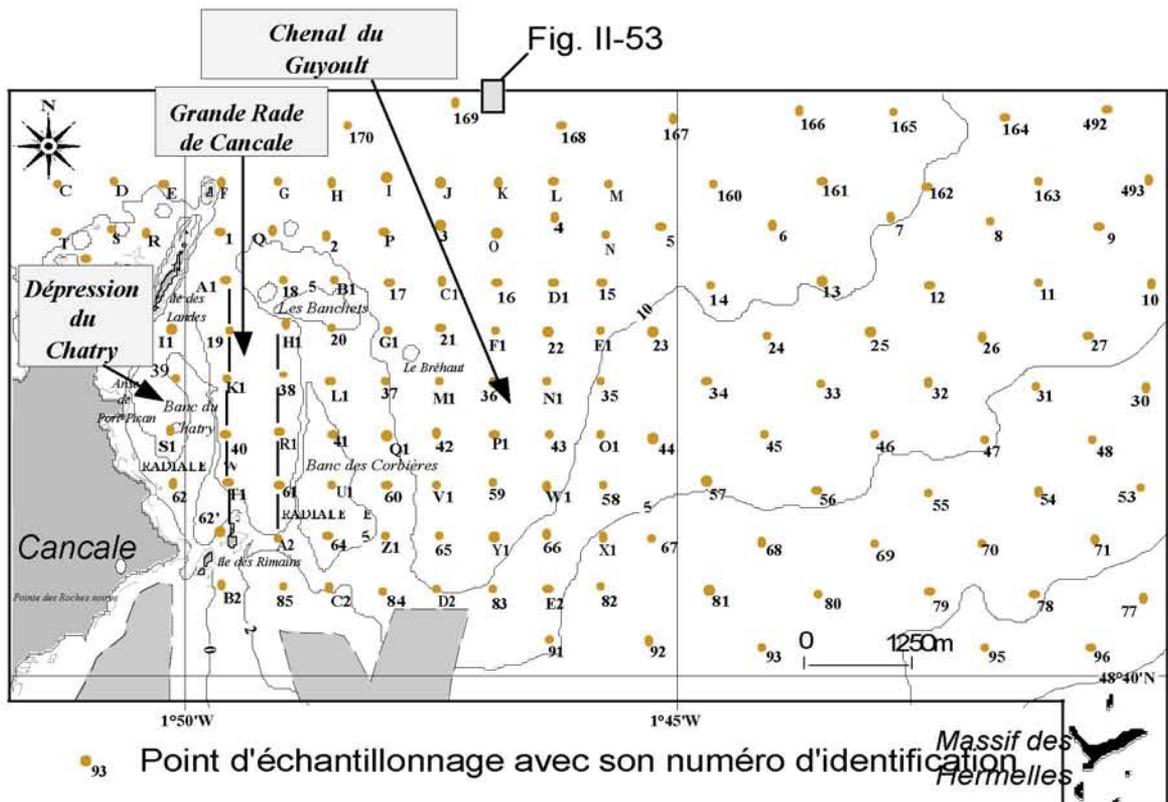


Fig. II-49 : Position des prélèvements effectués dans les dépressions de la baie maritime

Échantillons	S1	39	I1	MOYENNE	
% Galets	47	1	1	16	36 %
% Gravier	18	13	6	12	
% Granules	4	13	4	7	
% Sables grossiers	4	12	6	7	63 %
% Sables moyens	5	10	27	14	
% Sables fins	14	50	53	39	
% Sablons	5	2	2	3	1 %
% Lutites	3	0	0	1	
% CaCO ₃	/	21	36	29	
Médiane (mm)	18,68	0,78	0,76	6,74	
Moyenne (ø)	-0,34	-0,21	0,20	-0,13	
Ind. dispersion (ø)	1,92	1,65	1,28	1,62	
Ind. d'asymétrie (ø)	-0,24	-0,48	-1,22	-0,65	

Tab. II-9 : Synthèse des caractéristiques granulométriques des sédiments prélevés dans la dépression du Chatry (3 échantillons).

La distribution des paramètres granulométriques met ainsi en évidence un fort gradient granulométrique dirigé vers le Nord. Ce gradient s'observe également sur les courbes granulométriques avec une accentuation progressive de la pente pour les prélèvements les plus septentrionaux (fig. II-50).

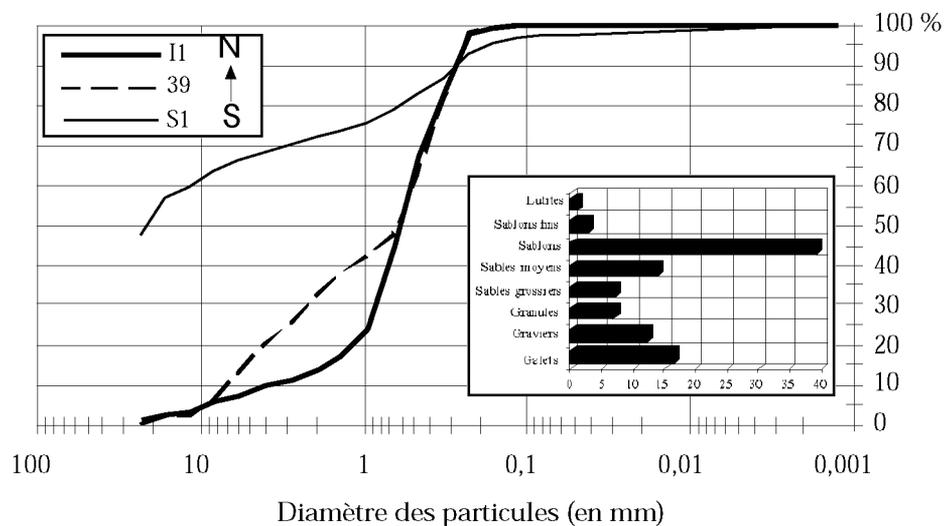


Fig. II-50 : Courbes cumulatives granulométriques des sédiments prélevés dans la dépression du Chatry

2.3.3.2 - La grande rade de Cancale :

Les dimensions de la grande rade orientée Nord-Sud sont bien supérieures à celles de la dépression du Chatry. Longue de 3,5 km, sa largeur maximale est de l'ordre de 1,1 km. Sa forme rectangulaire est dessinée par le tracé de l'isobathe 10 m qui épouse les contours du flanc ouest du banc des Corbières et ceux du flanc est du banc du Chatry. Tout comme la dépression du Chatry, son ouverture vers le Nord est contrainte par la présence du champ de grandes dunes hydrauliques des Banchets (cf § II-2.3.2) qui rétrécit de moitié la largeur de la dépression (cf § fig. II-35). Les profondeurs maximales sont de 13 à 15 m. Elles sont atteintes au pied du flanc court du banc des Corbières.

Du point de vue granulométrique, cette dépression est riche en rudites (cf § fig. II-22), ceux-ci représentant parfois plus de 50% du poids de l'échantillon. Il s'agit essentiellement de débris bioclastiques et de coquilles entières dont les concentrations diminuent vers le N (cf § fig. II-6). De l'ordre de 70 à 80 % au Nord des derniers parcs à huîtres, la teneur en carbonates chute de 40 % à proximité du platier rocheux de la pointe du Grouin. La colonisation des fonds par les crépidules est en partie responsable de cette forte composante directionnelle et organogène observée dans la partie méridionale et centrale de la dépression (cf § II-2.1.2.3). L'accumulation des coquilles du mollusque induit un mauvais classement parfois $> 2 \phi$ (fig. III-21) et une asymétrie positive des sédiments entre 0 et 1 phi (fig. III-21). Ces sédiments sont qualifiés de graviers bio-lithoclastiques coquilliers (GB1a coquillier).

Deux radiales de prélèvements orientées Nord-Sud recoupent longitudinalement cette dépression (cf § fig. II-49). La radiale est [échant. A2 à H1] est marquée par un pourcentage moyen en vase qui atteint 15% contre 0,5% pour la radiale ouest (tab. II-10). Elle est également composée de sédiments plus riche en carbonate (54 contre 49%).

Tracée parallèlement au pied du flanc court du banc des Corbières, elle se divise en trois zones granulométriques. Du Sud vers le Nord, on distingue des sables bio-lithoclastiques vaseux (VB1a), des sables bio-lithoclastiques coquilliers (SB1a coquillier) et des sables litho-bioclastiques graveleux (SL2b) (cf § fig. II-4). Cette succession montre l'existence d'une séquence sédimentaire de haute énergie en direction du Nord traduisant l'effet de l'accélération des courants de jusant sur le fond à l'approche des écueils de la pointe du Grouin. Inversement la radiale ouest [échant. T1 à A1] traverse des sédiments en moyenne plus grossiers (51% contre 23%) pour les raisons évoquées dans le paragraphe précédent. Ce gradient d'intensité vers le Nord se traduit également par l'allure des différentes courbes

cumulatives granulométriques (**fig. II-51**).

% Fractions	Moyenne RADIALE EST	Moyenne RADIALE OUEST	MOYENNE	
% Galets	2	12	7	37 %
% Gravier	15	26	20	
% Granules	7	13	10	
% Sables grossiers	7	12	9	55 %
% Sables moyens	8	12	10	
% Sables fins	36	22	29	
% Sablons	10	2	6	8 %
% Lutites	15	0	8	
% CaCO ₃	54	49	52	
Médiane (mm)	0,96	3,63	2,29	
Moyenne (phi)	0,59	-1,02	-0,22	
Ind. dispersion (phi)	2,01	1,76	1,88	
Ind. d'asymétrie (phi)	-0,30	-0,04	-0,17	

Tab. II-10 : Synthèse des caractéristiques granulométriques des sédiments prélevés dans la grande rade de Cancale (9 échantillons)

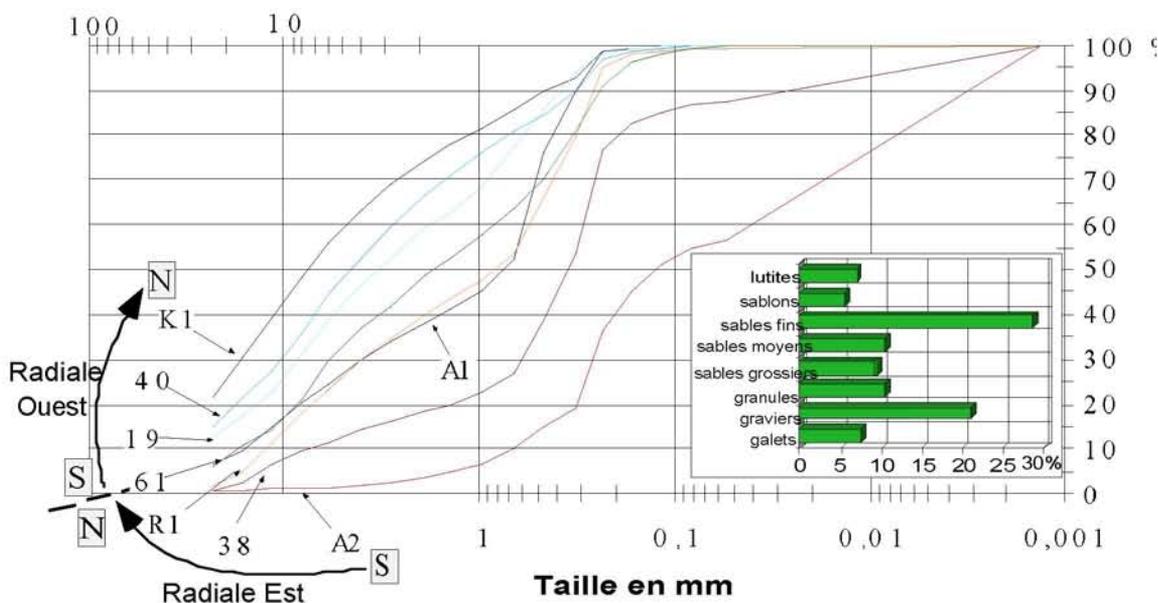


Fig. II-51 : Courbes granulométriques des sédiments prélevés dans la grande rade de Cancale (position des radiales de prélèvements sur la fig. II-49)

Malgré la densité des prélèvements effectués, on constate que l'envasement est peu important dans la dépression sauf à son extrémité sud à proximité des parcs (teneur en pélites > 15%). L'échantillon A2 y a été prélevé. Il s'agit d'une vase noire, compacte, riche en crépidules. On peut s'étonner de l'absence d'envasement dans l'axe de la dépression car les données anciennes (**fig. II-54**) présentent cette rade comme un abri sûr au mouillage où les ancres s'enfonçaient sous plusieurs pieds de vase (Instructions Nautique, 1850). De plus, les nombreux clichés photographiques et les scènes satellitaires prises à marée basse montrent que cette dépression joue le rôle d'un vaste exutoire pour les eaux de vidange fortement turbides de la baie de Cancale. Nous avons remarqué que plusieurs échantillons (A1, 38, 19, 40) présentent des caractéristiques de sédiments remaniés ayant subi une

longue période d'enfouissement, mêlés à des vases résiduelles (sables, graviers et coquilles noircies). On peut expliquer la diminution des surfaces envasées au moment de nos prélèvements en janvier et mars 1995 par une dispersion temporaire du matériel vaseux vers le Nord ou en direction de l'estran de la baie de Cancale sous l'action des fortes tempêtes de secteur nord-ouest.

2.3.3.3 - Le chenal du Guyoult :

La dépression du Guyoult est la dernière dépression en direction de la baie orientale. C'est également la plus profonde (15 à 16 m) et la plus grande (cf § **fig. II-49**). Sa largeur s'évase progressivement vers le Nord jusqu'à atteindre 3 km à la latitude de la pointe du Grouin. Sa morphologie régulière suit le tracé de l'isobathe des 10 m. Du point de vue granulométrique, elle se partage en deux domaines :

Les fonds de la moitié nord du chenal sont recouverts de sédiments grossiers où la fraction supérieure à 2 mm constitue plus de 50% du poids des sédiments. De tout le domaine d'étude, ils représentent l'avancée la plus méridionale de la fraction détritique depuis les fonds asédimentaires du large vers le domaine infralittoral (cf § **fig. II-22**). La présence de ces sédiments graveleux et caillouteux à proximité des platiers rocheux sous-marins, se traduit sur la carte de répartition de l'indice d'asymétrie (skewness) par une asymétrie positive nettement marquée (entre 0 et 2 phi) et une médiane comprise entre 5 et 7 mm. Leurs caractéristiques granulométriques sont voisines des sédiments de la passe Chausey-pointe du Grouin (cf § **II-2.2.2**) caractérisés par une teneur en carbonates inférieure à 40% (cf § **fig. II-6**) et un très mauvais indice de classement supérieur à 1,7 phi (**fig. III-21**). Seule la teneur en sables fins les différencie puisque qu'au Sud de la latitude du Grouin, l'écart entre les deux concentrations est en moyenne supérieure à 50 %. Quatre types de faciès sédimentaires y ont été reconnus. Les courbes granulométriques cumulatives et les histogrammes de fréquences représentatifs de chacun des faciès sont donnés sur la **figure II-52** :

- Les cailloutis litho-bioclastiques graveleux (CL2b) :

Peu de sédiments ont été prélevés avec la benne Shipeck signalant la proximité du substratum. Le godet remonte des cailloutis, parfois des plaquettes anguleuses de schistes abondamment encroûtées d'une épifaune fixée et mélangées à des sables fins graveleux légèrement envasés. A quelques reprises j'ai pu constater des placages de vase molle entre les éléments les plus grossiers [échantillons 17 ou 3]. La fraction grossière est en moyenne supérieure à 60% alors que la teneur en carbonates est de l'ordre de 30% (**tab. II-11**).

- Les graviers lithoclastiques caillouteux (GL1a) :

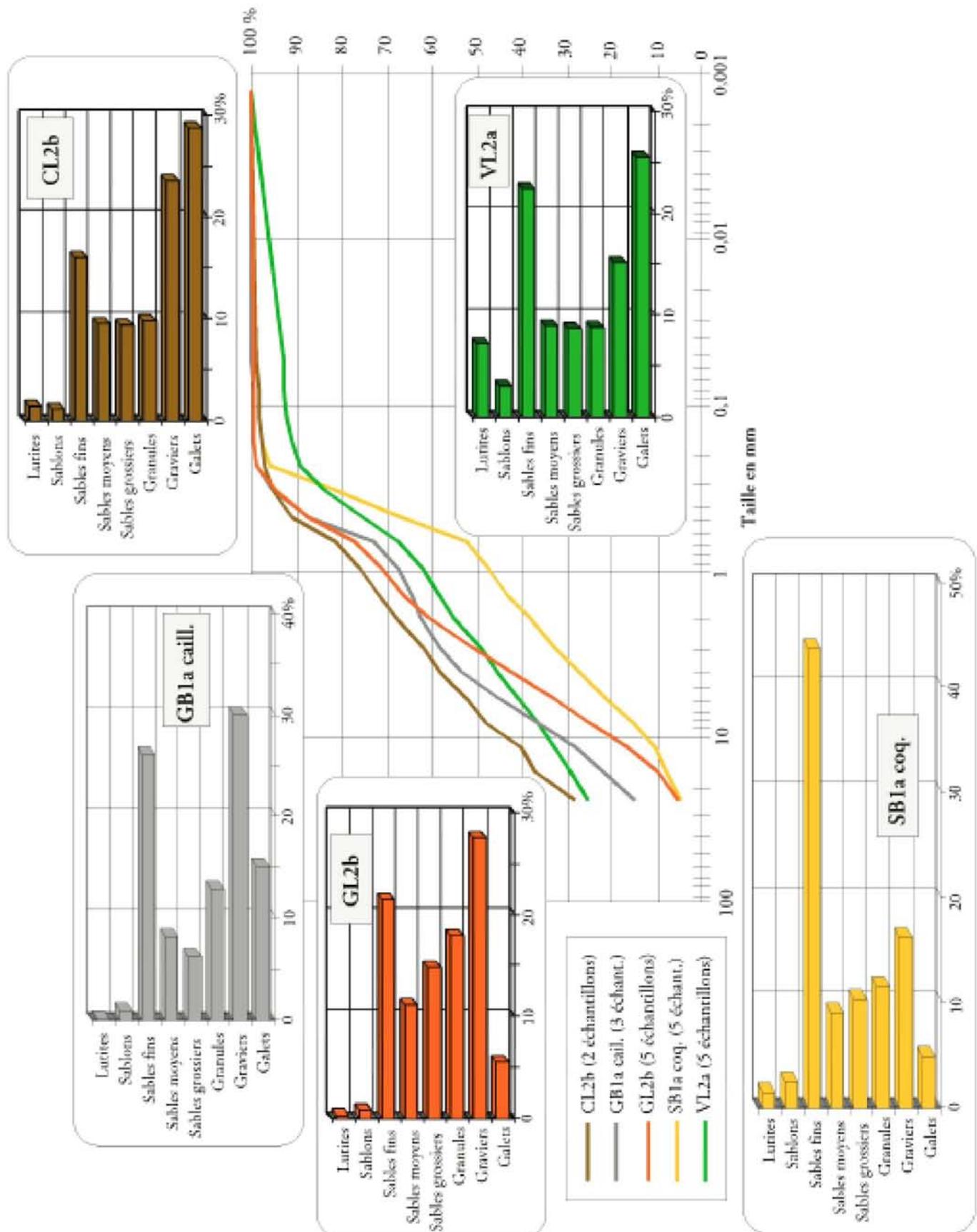


Fig. II-52 : Courbes cumulatives moyennes des zones sédimentaires constituant le chenal du Guyout

Ils constituent une petite nappe de sédiments grossiers ancrée sur le platier rocheux affleurant du Bréhaut. Elle prolonge les cailloutis litho-bioclastiques en direction du Sud (cf § fig. II-4). Ces fonds, malgré leur forte hétérogénéité, semblent soumis à de profonds remaniements sédimentaires puisque

les sédiments remontés à la surface présentent de nombreux indices d'affouillement récents (débris grossiers et noircis de coquilles de crépidules, de chlamys, galets de schistes et graviers noirs). La courbe cumulative moyenne est tout aussi asymétrique par rapport à la médiane que celle de la classe précédente (**fig. II-52**). Le classement s'améliore au-dessous de 0,6 mm, soit à la limite entre les sables moyens et les sables fins. Cette rupture dans les courbes cumulatives et la bimodalité des histogrammes moyens individualise deux populations majeures de particules : les sables fins toujours supérieurs en pourcentages pour les arénites quelque-soit la classe sédimentaire et les graviers. Cette coupure résulte de l'action hydrodynamique différentielle des courants de marée qui tendent à séparer la phase mobile mieux triée de la phase résiduelle.

ÉCHANTILLONS	VL2a	SB1a coq.	GL2b	GL1a cail.	CL2b
% Galets	25	5	6	15	29
% Graviers	15	16	28	30	24
% Granules	9	12	18	13	10
% Sables grossiers	9	10	15	6	9
% Sables moyens	9	9	11	8	10
% Sables fins	22	44	22	26	16
% Sablons	3	3	1	1	1
% Lutites	7	1	0	0	1
% CaCO ₃	39	70	38	27	29
Médiane (mm)	7,04	1,24	6,14	5,45	6,59
Moyenne (phi)	0,33	-0,31	-1,11	-1,11	-0,93
Ind. dispersion (phi)	1,64	1,79	1,70	1,79	1,73
Ind. d'asymétrie (phi)	0,75	-0,34	-0,25	-0,17	-0,07

Tab. II-11 : Synthèse des caractéristiques granulométriques des sédiments prélevés dans la dépression du Guyoult

- Le faciès des sables litho-bioclastiques vaseux (VL2a) :

Cette vasière subtidale se situe, non pas dans l'axe médian de la dépression mais comme pour la grande rade de Cancale, à son débouché entre 17 et 20 m de fond. Elle est protégée des houles d'Ouest par le platier rocheux de la pointe du Grouin (cf § **fig. II-17**). Malgré la violence des courants dans cette partie de la baie, nous avons prélevé dans les anfractuosités de ce vaste platier affleurant, de nombreuses vases qui se sont déposées par décantation des eaux fortement turbides (Zbinden, 1980; Nikodic, 1981) qui coulent en direction du Nord-Ouest après l'essuyage des estrans envasés de la baie de Cancale. Ces eaux empruntent au jusant les "gouttières" que sont la grande rade et la dépression du Guyoult comme le suggèrent les photos satellitaires (Equipe Fralit, 1977; Zbinden, 1984; Cuq, 1987; Marchand, 1996). Les carottages réalisés à l'interface eau-sédiment (C₂₆, C₂₇, C₂₈) ont peu pénétré ce faciès (10 cm max), car trop léger, le carottier Reineck dont le principe d'utilisation est résumé en annexes (cf § **A1-1.1.3**), n'a jamais pu traverser cette couche de vase silteuse relativement compacte mélangée à des graviers, des phyllades recouvertes d'épifaune et des coquilles variées à dominante de crépidules (cf § **fig. II-10**). L'emplacement de cette vasière coïncide en effet avec un secteur fortement colonisé par ces gastéropodes (cf § **II-2.1.2.3**) mais à la différence d'autres domaines de la baie connaissant le même sort, cette vasière ne serait pas la conséquence de l'activité biogène des crépidules. La carte de répartition des faciès établie sur la base des données anciennes (1913) confirme que les vases sont piégées dans les fractures ou à l'abri des platiers comme il est courant de l'observer pour les

vasières sud-Bretagne (Lesueur et Klingebiel, 1986), et ceci bien avant l'apparition de ce mollusque dans la baie (**fig. II-54**). De nombreux prélèvements remontés de part et d'autre de la pointe rocheuse du Grouin [échantillons B, D, Z, D1, 3] présentent la même similitude combinant plaquettes anguleuses de schistes avec épifaune encroûtante et vase entre les cailloux.

Ce sédiment fortement hétérogène, du fait de la présence inhabituelle de vase dans un cortège granulométrique aussi grossier (médiane supérieure à la classe CL2b), dont la teneur en vase atteint localement plus de 40%, est qualifié dans la terminologie anglo-saxonne de "Mixed sediment". Toutefois, nous l'avons classé en sable litho-bioclastique vaseux en considérant comme premier critère, la teneur en particules inférieures à 63 µm.

Plusieurs indices permettent de penser que cette vase est soumise temporairement à des périodes d'érosion qui produisent un nombre important de galets interstitiels de vase dure que l'on a retrouvé dans les sédiments prélevés à proximité [échantillons E, N, V, A1, 161, 173, 186, 483]. Les sonogrammes distinguent également de profonds sillons sombres et rectilignes creusés dans la vase en arrière des obstacles. Ils laissent entrevoir le substratum caillouteux sur une largeur de quelques mètres à quelques dizaines de mètres et sur une distance qui peut atteindre plusieurs centaines de mètres (**fig. II-53**). De telles figures sédimentaires (longitudinal furrows) dans la vase où les graviers, ont bien été identifiés dans le chenal de la Manche, de part et d'autre de la presqu'île du Cotentin ("bed-load parting" selon Stride et al., 1971; Belderson et al., 1988). Flood (1983) a répertorié l'ensemble de ces figures longitudinales dans les milieux envasés (cf § **A2-3.2**). Leurs bords ne montrent aucune réflectivité particulière suggérant qu'ils sont certainement peu profonds. Un sillon plus large de même nature (environ 100 m) limite cette zone à cailloutis envasés et les graviers sableux qui la bordent par le Nord-Est.

- Les graviers litho-bioclastiques (GL2b) :

Cette zone se rattache à la grande nappe de rudites centrée sur le méridien 1°45'W (§ **fig. II-22**). Les prélèvements effectués dans ce secteur [5, 168] et un peu plus au Nord-Est, dans la paléovallée [échantillons 187, 188], ont permis de remonter de gros graviers bien lavés, émoussés et peu recouverts d'épifaune, mélangés à du sable moyen jaunâtre. Ils viennent recouvrir les flancs est et ouest de la dépression. Sur le flanc occidental, les courants de marée lors des VE moyennes (115 cm/s à PM-3 pour le Site D, coef. 88, § **fig. I-20**) sont capables de mettre en mouvement ce matériel sédimentaire grossier et de le transporter vers le sommet du flanc long du banc des Corbières (cf § **II-2.3.1.2.a**). Cette mobilisation des graviers dans des conditions de fortes turbulences au-dessus du fond a été observée au Nord-Est du Cotentin (Auffret et Ehrhold, 1994) et mesurée par les travaux de Thorne et al. (1989) dans le chenal ouest du Solent. Les mouvements intermittants des graviers et des sables ont pour conséquence de limiter le développement des communautés biologiques vivant sur et dans le sédiment.

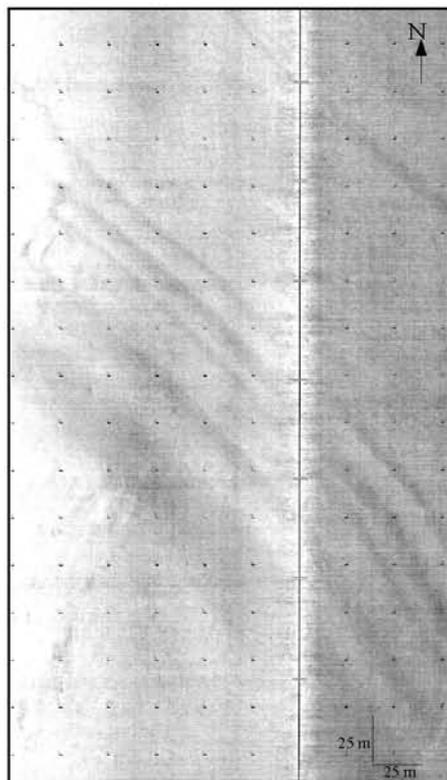


Fig. II-53 : Sonogramme de sillons d'érosion (longitudinal furrows) dans les sédiments grossiers envasés à l'Est de la pointe du Grouin
(position sur la fig. II-49)

Vers l'Est, les profils au sonar à balayage latéral de juillet 1995 et juillet 1996, montrent au débouché de la paléovallée creusée dans le socle briovérien (cf § II-2.2.2), l'agencement de ce type sédimentaire en un vaste champ de petites dunes hydrauliques asymétrique vers le Sud-Est dont la dynamique sera traitée dans le chapitre 3. La différence par rapport à la classe précédente relève évidemment de la teneur en galets et coquilles qui devient inférieure à 15 % mais aussi de l'augmentation, en proportion, des sables moyens, grossiers et des granules qui passent de 27% à 44% (**tab. II-11** et **fig. II-52**). Ce faciès sédimentaire riche en petits débris coquilliers variés et bien triés correspond aux sables biogènes graveleux définis par Mathieu (1966). La médiane reste élevée, supérieure à 6 mm, mais le tri moyen s'améliore même s'il reste très mauvais en valeur absolue (moyenne de 1,70 phi). A quelques reprises, de petits cailloux encroûtés d'éponges et de bryozoaires [échant. 36] étaient associés à ce mélange bimodal homogène. Au Sud, ils passent aux sables biolithoclastiques coquilliers.

Les fonds de la moitié sud du chenal sont en terme de granularité davantage monotones. Les sédiments appartiennent à la classe des sables bio-lithoclastiques (SB1a) et bioclastiques (SB2a). Mathieu (1966) les décrit comme des sables biogènes homogènes fins sur lesquels se sont particulièrement bien développées les colonies de crépidules (zone 2), dont les coquilles représentent 30 à 50 % du sédiment, ce qui explique le mauvais indice de classement (**tab. II-11**).

2.3.4 - Évolution de la sédimentation depuis 1913 en baie de Cancale :

La description minutieuse de plusieurs milliers de sédiments remontés à l'aide du plomb suiffé par les hydrographes en 1913 permet de mesurer, depuis trois quarts de siècle, l'évolution de la sédimentation dans cette région de la baie. Avec la pointe du Roc et l'archipel des Iles Chausey, il s'agit de l'un des rares secteurs dans la baie où nous avons pu disposer, après traitement, de plus de

3000 descriptions de la nature des fonds (**fig. II-54**). La fiabilité du positionnement au cercle hydrographique à proximité de la côte, rend possible la comparaison avec la cartographie actuelle. L'observation de la nature des fonds par les hydrographes (cf § **A1-2.3**) est identique à la première description du prélèvement que nous effectuons sur le bateau. Toutefois, le mode de prélèvement indirectement sélectif qui résulte du rapport entre la taille de l'ouverture du plomb et la dimension des éléments anguleux, ainsi que le mode descriptif de l'échantillon, privilégiaient non seulement le constituant majeur mais tendaient également à favoriser la fraction argileuse. Pour ces deux raisons, la nature des fonds en 1936, se résume dans ce secteur, à trois grands ensembles sédimentaires : les vases, les graviers et les cailloux.

Les vases et les sables vaseux recouvrent bien plus les fonds de la baie interne et ceux de la grande rade de Cancale que la cartographie actuelle ne le suggère. Le rôle de gouttière guidant les eaux turbides à marée basse de la baie de Cancale existe bien antérieurement aux installations conchylicoles. Les particules argileuses qui s'y décantent sont difficilement remaniées. Cette vase argileuse, compacte en profondeur, d'une épaisseur atteignant parfois 1 m et qui repose sur un substrat schisteux en décomposition, a été décrite par les sondages réalisés à la lance dans les instructions nautiques de 1850. Je n'ai pu observer une telle épaisseur sur la dizaine de prélèvements effectués dans cette rade. Les plus fortes teneurs en vase mesurées restent modestes, inférieures à 20%, et localisées au pied du flanc abrupt du banc des Corbières et au Nord des parcs ostréicoles (**fig. II-60**). D'autres placages de vases existent autour de la pointe du Grouin, notamment au pied des écueils de l'Herpin et de la Fille, mélangés à des graviers et des cailloux. Ces placages se mettent en place sur le chemin emprunté par le panache turbide évacué hors de la baie par forts coefficients de marée. Les particules argileuses colmatent localement les dépressions du large platier rocheux ceinturant la côte nord-bretonne.

En 1913, d'abondants bancs de maërl colonisaient les fonds marins balayés par de violents courants tidaux. En comparaison, la densité d'échantillonnage réalisée dans le cadre de nos travaux ne permet pas d'affirmer qu'ils aient pu totalement régresser dans la zone des écueils de la pointe du Grouin. Les quelques sites où nous avons pu remonter avec succès du maërl rouge et des graviers siliceux au Nord des îlots rocheux de l'Herpin et de la Fille, confirment cette observation. Cependant, au droit de la pointe de la Chaîne, le maërl remonté à quelques reprises est très souvent asphyxié par les colonies exubérantes de crépidules. Les sédiments dont les sables et les débris coquilliers composent la fraction dominante, sont peu répandus dans cet environnement à fort hydrodynamisme. Néanmoins, comme l'imagerie acoustique a pu le déceler, ils sont mobilisés sur les fonds caillouteux et graveleux, sous la forme de rubans effilés, remarquablement identifiés par la cartographie au plomb suiffé. Les rubans au large de la pointe du Grouin sont orientés Est-Ouest et empruntent l'axe de la paléovallée qui réunissait Sée-Sélune-Couesnon au Quatenaire (cf § **I-2.2**). Les rubans côtiers, au Nord de la pointe du Nid, longent la côte bretonne en direction de la pointe du Grouin (**fig. II-54**).

2.3.5 - La zone infra-littorale entre la baie maritime et la zone estuarienne au large du massif des Hermelles (cf § **fig. II-49**) :

À partir de - 10 m, les faciès sédimentologiques se succèdent parallèlement aux isobathes avec une augmentation progressive du taux en carbonates dans le sédiment (cf § **fig. II-6**). Les sables lithoblastiques graveleux passent ainsi vers le Sud-Est aux sables bio-lithoclastiques coquilliers (SB1a coq.) et enfin aux sables bioclastiques coquilliers (SB2a coq.) qui drappent l'ensemble des fonds jusqu'à la limite inférieure de la zone intertidale. Ils se composent de sables moyens et fins (en moyenne respectivement 23 et 37 %) mélangés à une importante fraction de débris biogènes grossiers de nature variée (**tab. II-12**). Avec un indice de tri de 1,44 phi, ces sédiments sont mal classés.

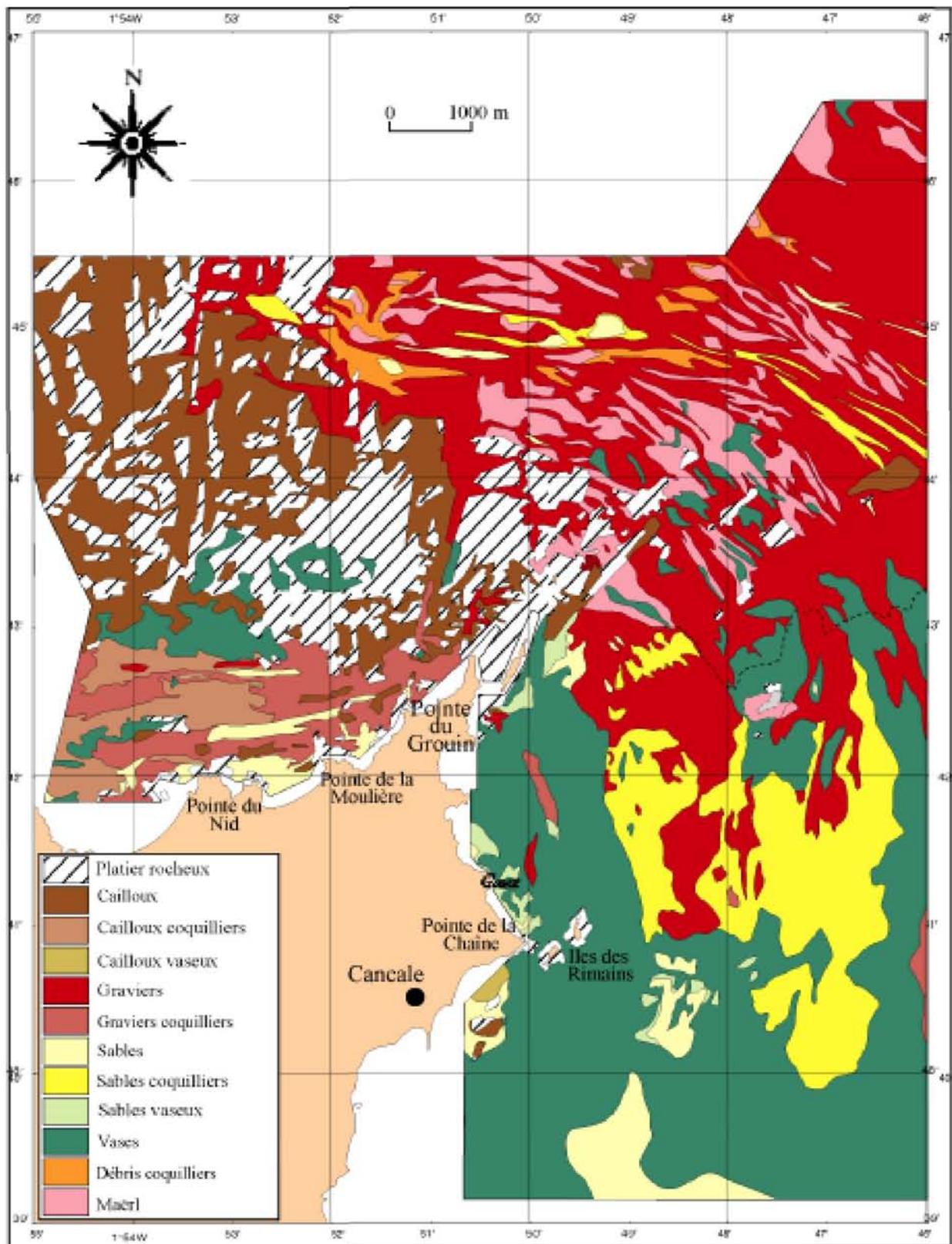


Fig. II-54 : Carte des faciès sédimentologiques établie à partir des données au plomb suiffé de 1913 (3000 observations)

	SB2a	GL2b	GB1b	GB2a
% Galets	3	1	4	6
Graviers	12	22	8	18
Granules	10	17	17	23
Sables grossiers	15	18	33	24
Sables moyens	23	22	29	20
Sables fins	37	20	8	9
Sablons	0	0	0	0
Lutites	0	0	0	0
% CaCO ₃	75	47	58	61
Médiane (mm)	1,33	2,41	2,20	2,75
Moyenne (phi)	-0,47	-1,11	-0,99	-1,32
Ind. dispersion (phi)	1,44	1,45	1,04	1,24
Ind. d'asymétrie (phi)	-0,68	0,02	-0,29	-0,42

Tab. II-12 : Caractéristiques granulométriques des classes sédimentaires au Nord du massif des Hermelles

Ce gradient sédimentaire perpendiculaire à la côte que l'on retrouve dans l'ensemble de la baie est interrompu par un large et profond couloir de matériels litho-bioclastiques grossiers. Ce couloir de transport aboutit au massif des hermelles abondamment décrit (Mathieu, 1967; Gruet, 1982; Le Rhun, 1982; Caline, 1982) et construit sur le bas estran transversalement à la pente en s'orientant parallèlement à la direction principale des courants de flot, c'est à dire Nord-Ouest/Sud-Est. Cet axe de transport sédimentaire majeur, s'individualise très nettement sur la carte de répartition de l'indice de classement qui est inférieur à 1 phi à cet endroit (**fig. III-21**). La succession des faciès sédimentaires y suit le schéma du gradient observé dans les sables voisins avec un enrichissement relatif de la phase carbonatée par rapport à la phase détritique dans le sédiment. Initialement recouvert par des graviers litho-bioclastiques (GL2b), les fonds de cette dépression naturelle creusée par l'ancien lit du Couesnon et entretenue par les courants de marée (L'Homer, 1974) sont composés au Nord du massif des Hermelles par des graviers bioclastiques coquilliers (GB2a) et localement des sables graveleux biolithoclastiques (GB1b).

Ces deux derniers faciès sont mobilisés sous la forme de petites dunes hydrauliques de longueur d'onde métrique identifiées au sondeur. La similitude des courbes cumulatives moyennes est évidente et témoigne de l'origine commune des sédiments des différentes classes (**fig. II-55**). Comme semble le suggérer l'absence de modalité sur les histogrammes (**fig. II-55**), ces sédiments sont abondamment brassés par les courants de marée. Les graviers litho-bioclastiques (GL2b) sont généralement roulés, peu encroutés et mélangés à des sables grossiers coquilliers jaunes et bien lavés constituant des niches sédimentaires favorables aux mactres et glycymeris.

L'imagerie acoustique a permis de déceler dans l'axe du couloir, la présence de nombreux rubans sableux allongés parallèlement au grand axe de l'ellipse des courants de marée et provenant des fonds asédimentaires du large. Ce couloir constitue donc un véritable axe de transit des particules biogènes et terrigènes encore peu affecté par l'invasion des crépidules (cf § **fig. II-10**). L'ensemble de ces particules organisées en une mouture grossière mais bien triée, participe directement à la construction des tubes de *Sabellaria alveolata* et alimente les appareils sableux bioclastiques accumulés au Nord et Sud-Est du massif (Le Rhun, 1982).

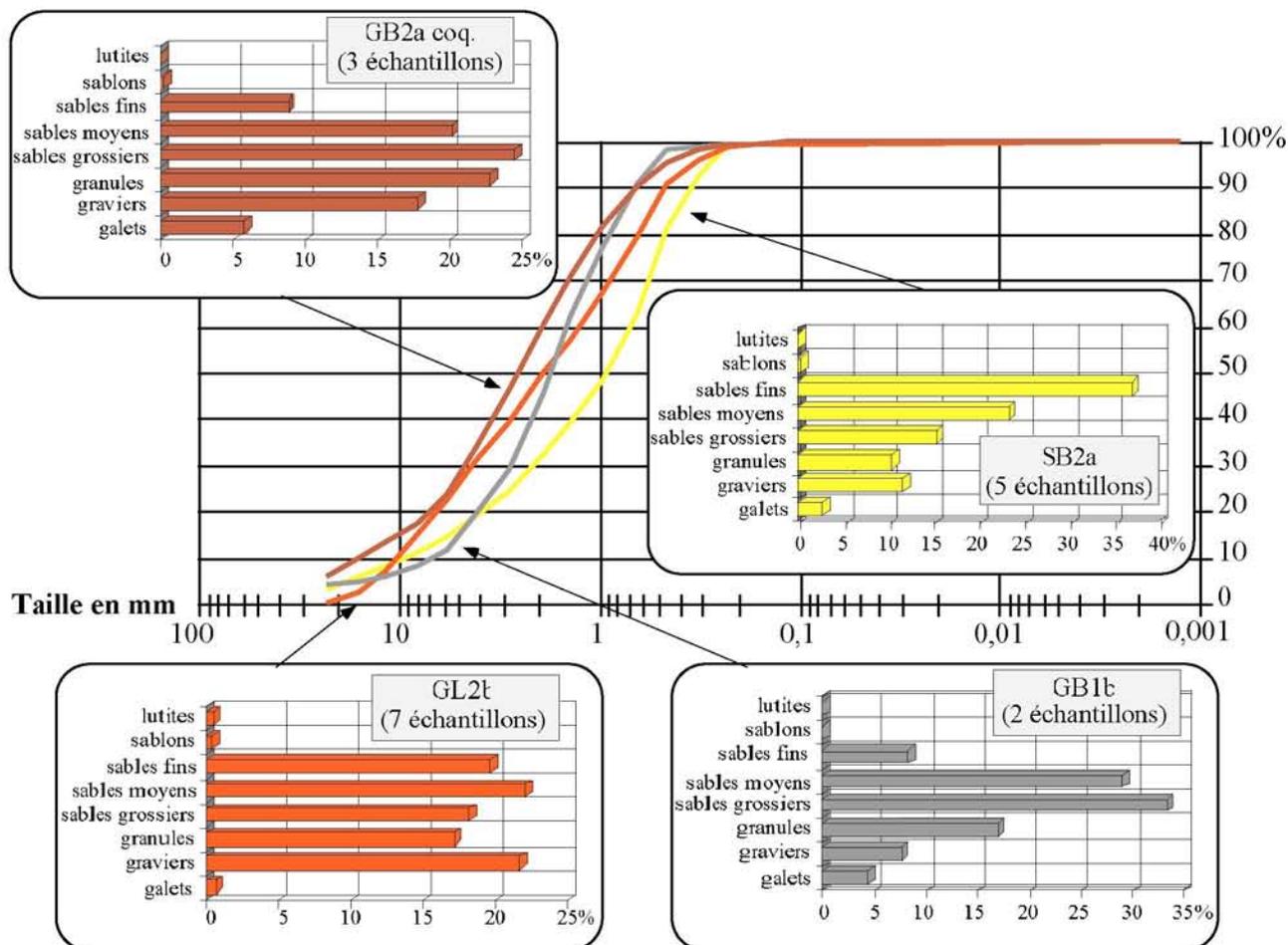


Fig. II-55 : Courbes cumulatives et histogrammes moyens des classes sédimentaires présentes au nord des Hermelles

Les photographies aériennes de 1947 montrent qu'une importante barre sableuse s'appuie sur la limite nord du massif. Selon Le Rhun (1982), cette accumulation perdure même si elle apparaît moins importante à notre époque. La diminution locale du taux de carbonates à la périphérie du massif va dans le même sens : le pompage des bioclastes calibrés par les hermelles dans le milieu ambiant étant nécessaire pour construire et consolider leurs tubes arénacés (Caline, 1982). Ce couloir grossier devait au siècle dernier pénétrer plus profondément dans le prisme sableux côtier avant l'installation des biohermes et le détournement de la divagation du Couesnon sur l'estran. Seule sa terminaison infralittorale et septentrionale a résisté comme le souligne L'Homer (1974) au colmatage de cette partie de la baie et demeure encore très active dans les processus d'échanges sédimentaires avec le prisme littoral.

Pour résumer, le prisme sédimentaire côtier breton est peu épais, modelé par les puissants courants de marée qui sont guidés par la morphologie côtière et le relief du soubassement rocheux. L'intensité et l'alternance du flux et du reflux génèrent des figures sédimentaires de hautes énergies (sillons d'érosion grossiers, petites dunes graveleuses) caractéristiques des fonds à forte mobilité sédimentaire et à couverture sableuse discontinue généralement rencontrés plus au large sur la plateforme. A quelques kilomètres de la côte, les profondeurs demeurent importantes et la nappe à rudites qui identifie le reg hétéroclite de la passe entre Chausey et le Grouin pénètre jusqu'aux parcs à huîtres sur le domaine intertidal. L'imagerie acoustique combinée à un échantillonnage dense montrent une séquence de dépôt tronquée depuis le large vers la plage mettant en contact franc et sans transition granulométrique, les corps sableux avec les sédiments grossiers des dépressions.

Ces dépressions distinguent le domaine maritime. Elles sont au nombre de trois, parallèles les unes aux autres et constituant de vastes exutoires pour les eaux fortement turbides de la baie de Cancale. Elles constituent un environnement hydro-sédimentaire particulier caractérisé par de fortes variations périodiques de la hauteur du plan d'eau. La nature des fonds y est composée de graviers réduits envasés, mélangés à des débris grossiers de coquilles d'huîtres et de crépidules noircies. Les vases se décantent dans les anfractuosités du platier rocheux et colmatent les interstices des sédiments caillouteux. De nombreux indices granulométriques suggèrent que ces sédiments sont épisodiquement érodés.

L'augmentation croissante des vitesses des courants vers la pointe du Grouin accentue les tris granulométriques vers le Nord, diminue la part de la fraction sableuse dans le sédiment et provoque un changement de la morphologie des structures sédimentaires. En effet la chenalisation des courants et les conditions bathymétriques contraignent la morphologie des dunes en la rapprochant de celles observées dans des environnements estuariens ou de passes.

Entre le Vivier-sur-Mer et la Chapelle Saint-Anne, le prisme s'épaissit et descend régulièrement en pente douce vers le large. On distingue une augmentation progressive du taux en carbonates et l'installation du gradient sédimentaire perpendiculaire à la côte qui fait passer les sables biolithoclastiques graveleux aux sables bioclastiques coquilliers de bas estran. Ces sédiments sont brassés par les courants de marée et les houles les plus fortes. C'est un secteur largement envahi par les biocénoses à crépidules et limité à l'Est par un couloir grossier au droit du massif des Hermelles qui constitue une anomalie granulométrique dans ce prisme sableux. Il participe à la construction des tubes des Sabellaria en apportant le matériel sédimentaire et alimente les appareils bioclastiques accumulés à proximité.

2.4 - Le prisme côtier normand entre Saint-Martin de Bréhal et le Couesnon (fig. II-56) :

Les limites maritimes de ce prisme s'arrêtent vers - 7m au large de la côte ouest du Cotentin jusqu'à la pointe de Champeaux, approximativement en-deçà de la rupture de pente dans la morphologie sous-marine (cf § **fig. I-2**). Au droit du delta de marée, entre Champeaux et les Hermelles, il s'épaissit (cf § **fig. I-8**) et s'écarte davantage de la côte en direction des fonds asédimentaires, sa limite externe coïncidant avec une teneur en sable dans le sédiment de l'ordre de 60%.

La distribution des classes sédimentaires (cf § **fig. II-4**) s'organise selon deux types de séquences granulométriques depuis le large vers la côte (**fig II-57**) :

La première partie des séquences est lithoclastique et litho-bioclastique : GL1a caill., GL1b, GL2b, GL2a (cf § **II-2.2**), la seconde bio-lithoclastique ou bioclastique lorsque la fraction organogène devient supérieure à la fraction détritique (cf § **fig. II-22**) : GB1a, GB2a, SB2a, SB2c, SB2d, SB1d. Enfin, la terminaison côtière de chacune des séquences est composée des termes de liaison lithoclastiques et litho-bioclastiques entre les zonations intertidales et infratidales au Nord de Granville : SL2d, SL1d, SL2e et des termes de liaison bio-lithoclastiques et bioclastiques au Sud de Granville jusqu'à Champeaux : SB2c, SB1d et SB2d.

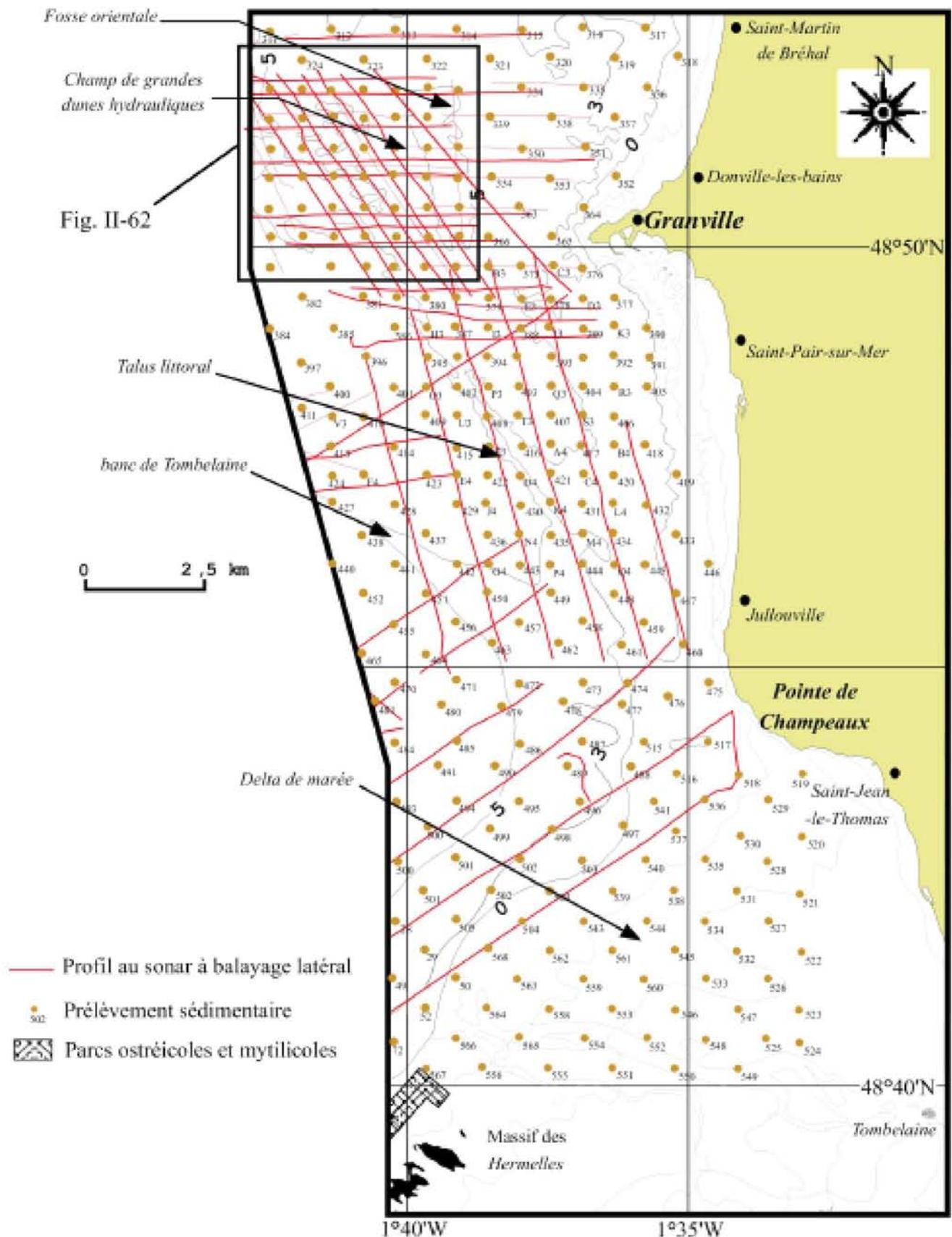
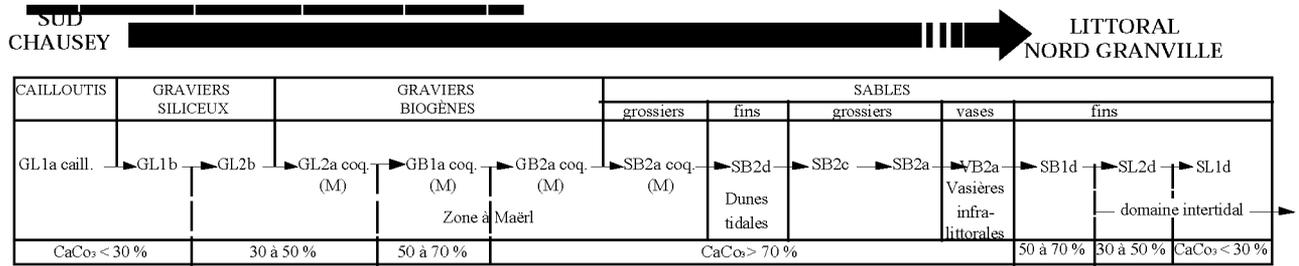


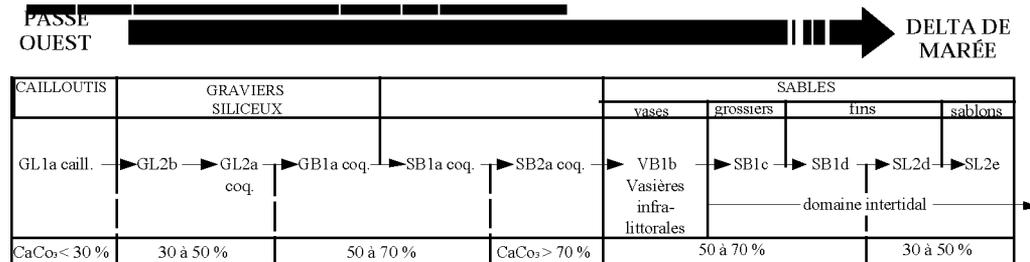
Fig. II-56 : Situation géographique du prisme côtier normand entre le massif des Hermelles et St-Martin de Bréhal

- La séquence horizontale la plus septentrionale est presque complète. L'ordre des classes est interrompu par quelques anomalies d'ordre morphologique : grande dunes tidales de Granville ou biologiques telles que la nappe à maërl (cf § II-2.1.2.2c) et les biocénoses à crépidules (cf § II-2.1.2.3).

ii SÉQUENCE GRANULOMÉTRIQUE NORD



i SÉQUENCE GRANULOMÉTRIQUE MÉDIANE



iii SÉQUENCE GRANULOMÉTRIQUE DE CANCALE

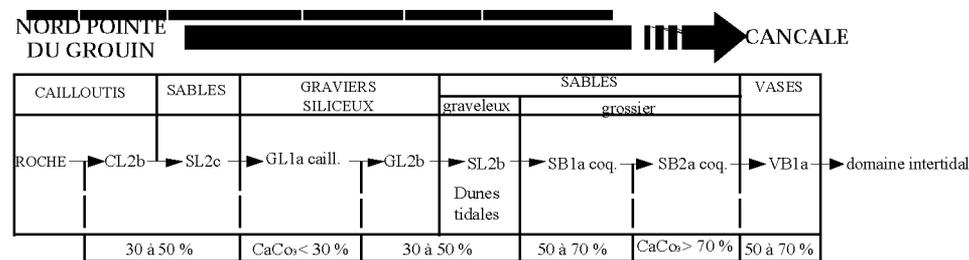


Fig. II-57 : Organisation des séquences granulométriques horizontales dans la baie

Cette séquence de dépôts s'intercale dans un schéma général du gradient granulométrique d'affinement des sédiments, observé dans le sens de la diminution des courants à l'échelle de la carte des sédiments superficiels de la Manche et orienté généralement du large vers le fond des baies. Les zones à maërl décrites dans le paragraphe II-2.1.2.2c rendent le sédiment plus grossier et plus carbonaté. Elles sont responsables d'une pollution par les carbonates organogènes au milieu de la séquence (Hommeril, in Doré et al., 1988). Au large de Granville, le champ de grandes dunes hydrauliques constituées de sables fins bioclastiques (SB2d) introduit localement une anomalie négative tout comme les vasières infra-littorales et les vasières biogènes qui sont un élément nouveau dans la répartition des faciès sédimentaires dans cette région de la baie.

- La séquence médiane est peu altérée et plus mature, aboutissant aux sablons des corps sédimentaires de l'éventail pré-estuarien jusqu'à la tange caractéristique de la haute slikke et du schorre (Larsonneur, 1989). Seules s'intercalent entre les sables grossiers coquilliers, des marnes sableuses (VL2b) et des sables bio-lithoclastiques vaseux (VB1a), à la limite de la lesse des plus basses mers.

À cette zonation perpendiculaire au grand axe de l'ellipse des courants de marée s'opposent deux couloirs grossiers longitudinaux et semblables à celui décrit au Nord du massif des Hermelles (cf § II-2.3.5). Ces axes jouent un rôle fondamental dans l'engraissement du prisme sableux. Les séquences y sont bio-lithoclastiques et bioclastiques : GB1b, GB1a coquillier et GB2a coquillier.

2.4.1 - Le delta de marée entre la pointe de Champeaux et le banc des Hermelles :

2.4.1.1 - L'éventail pré-estuarien :

Il couvre un large domaine au Sud-Est d'une ligne entre la pointe de Champeaux et le banc des Hermelles (cf § **fig. II-56**). Ces vastes grèves essentiellement sableuses sont d'un accès dangereux à pied en raison de la superficie qui découvre par grande marée (une centaine de km²) et des nombreux chenaux anastomosés qui divaguent sur l'estran entre de grands corps sableux hectométriques (fig. 18 in Caline et al., 1982). On peut ainsi se trouver facilement encerclé lors de la remontée des eaux. L'accès en bateau est tout aussi périlleux puisqu'il faut travailler rapidement (maximum 2h30 mn), suivre la marée montante et profiter du plein pour aller plus en avant vers le domaine interne sans risquer d'échouer le navire sur les levées sableuses en bordure des chenaux les plus importants. Du fait de sa position géographique, ce secteur est abrité des deux stations les plus proches de correction G.P.S. (Cap Levy et Porspoder). En passant régulièrement en mode naturel, le G.P.S. dégrade la qualité de la localisation par satellites. Pour limiter ces problèmes, une première tentative de prélèvements de sédiments au moyen d'un aéroglesseur équipé d'un G.P.S., fut tentée et malheureusement échoua. Dans ces conditions, profitant d'un coefficient de marée important en juillet 1996 et du faible tirant d'eau du Côte de Normandie, nous avons effectué en deux fois 70 prélèvements à la benne Shipeck jusqu'à 3 km en aval de l'îlot de Tombelaine. Il nous a fallu s'y prendre à plusieurs reprises pour prélever le sédiment en raison de sa faible perméabilité.

Par ses caractéristiques granulométriques, cet éventail peut être divisé en deux domaines (cf § **fig. II-4**) :

(1) La zone terminale de l'éventail entre -5 m et +2 m se caractérise par une forte composante organogène (sables bioclastiques SB2c et bio-lithoclastiques SB1c) (cf § **II-2.1.2.2.c**). Il s'agit respectivement d'un sable grossier (59 % en moyenne du poids du sédiment) et d'un sable fin (43 % en moyenne) mélangés à une fraction organogène de moins en moins importante vers l'amont de l'estuaire (**tab. II-13**). L'augmentation de la teneur en carbonates (+17 %) se traduit par la présence dans ce sable brun bioclastique d'un stock de débris coquilliers plus variés, grossiers et moins bien triés. Le diamètre moyen varie entre 0,78 et 1,48 mm. À partir de +2 m, les sédiments deviennent litho-bioclastiques (SL2d) et localement lithoclastiques (SL1d). Ces deux sables sont très proches l'un de l'autre tant par leur couleur sombre que par l'allure de leur histogramme de fréquences (**fig. II-58**). L'intervalle de répartition de la médiane des sables fins litho-bioclastiques varie de 0,23 à 0,52 mm et englobe celle des sables fins lithoclastiques [0,29 à 0,33 mm]. De la même manière qu'au Nord de Granville, cette frange litho-bioclastique joue le rôle de relais granulométrique entre les sédiments côtiers carbonatés et les sédiments intertidaux lithoclastiques. Du fait du rétrécissement du spectre granulométrique sur le mode des sables fins, les courbes cumulatives de ces deux sables présentent un très bon tri, seule l'augmentation de 17% en débris biogènes entre 0,2 et 2 mm modifie l'allure de la courbe cumulative pour les sables de la classe SL2d. Ces sables fins à moyens de bas niveaux répondent à des processus ségrégatifs importants liés à une forte et permanente agitation du milieu (action des houles et oscillation permanente de la marée, cf § **I-3.3.3**). Parallèlement au gradient d'affinement dirigé vers la côte, ces sables font l'objet d'un tri sévère pas les agents hydrodynamiques qui concentrent les bioclastes dans les grands bancs allongés parallèlement aux courants (L'Homer et Larsonneur, in Larsonneur 1989). Il en résulte un important brassage et remaniement du stock sédimentaire orchestré par le rythme des marées.

CLASSES	VB1a	VL2b	SL2e	SL1d	SL2d	SB1c	SB2c
Galets	0	0	0	0	0	1	1
Graviers	3	0	0	0	1	3	4
Granules	4	1	0	0	1	7	6
Sables grossiers	9	3	0	1	3	20	20
Sables moyens	10	3	0	1	5	25	39
Sables fins	44	6	19	75	69	43	29
Sablons	20	29	79	22	22	0	1
Lutites	10	58	1	0	0	0	0
% CaCO ₃	62	48	43	26	43	62	79
Médiane (mm)	0,52	0,08	0,21	0,33	0,37	1,01	1,22
Moyenne (phi)	1,19	3,36	2,25	1,57	1,37	-0,11	-0,31
Ind. dispersion (phi)	1,50	1,56	0,53	0,59	0,77	1,21	1,12
Ind. d'asymétrie (phi)	0,14	-1,45	-1,00	-2,17	-1,48	-0,48	-0,69

Tab. II-13 : Caractéristiques granulométriques des sédiments prélevés dans l'éventail pré-estuarien

L'instabilité du substrat dans la moitié est du delta permet d'expliquer l'absence quasi-totale d'espèces sédentaires ainsi que les faibles valeurs de densité et de biomasse (Guillaumont et al, 1981). Nous n'y avons rencontré que la communauté à *Macoma baltica*. Ces sables s'organisent en une succession de bancs sub-parallèles séparés par des chenaux de flux. Les photographies aériennes montrent que ces grands corps sédimentaires sont festonnés de petites et moyennes dunes hydrauliques rectilignes et sinueuses en bordure des grands chenaux. Leur longueur d'onde peut varier entre 10 et 30 m et les amplitudes de 15 à 50 cm (Lafond et Le Rhun, 1987). Le Rhun (1982) observe que leur profil est souvent remodelé de manière complexe en fonction de la phase de courant capable de le rabattre complètement en sens inverse au moment du jusant.

(2) Au-delà de + 5 m jusqu'à 12 m (par rapport au 0 des cartes marines), la partie supérieure du delta de marée se compose d'un sable très fin litho-bioclastique (SL2e) et homogène. Il s'agit d'un sédiment compact bien trié (en moyenne 0,53 phi) constitué de sablons à 80%. La médiane est comprise entre 0,18 et 0,27 mm (**tab. II-13**) et le diamètre moyen est de l'ordre de 0,22 mm. Ces résultats prolongent les travaux de Barth (1988), du LCHF (1971), de Doulier (1977), de Larssonneur et Doré (1975) et de Dolet et al. (1965) au-delà de la ligne bec d'Andaine-Polders de l'Ouest. Ces sablons empruntent vers le Sud-Est le chenal médian des principaux cours d'eau qui divaguent sur l'estran et remontent plus en amont dans la Sélune (Barth, 1988). Cette classe sédimentaire constitue le dernier relais granulométrique avec la tange : sédiment fin lité et carbonaté de la haute slikke et du schorre (Mathieu, 1966; Dolet et al., 1965; LCHF, 1971, Larssonneur, 1989a).

2.4.1.2 - Les couloirs grossiers bio-lithoclastiques et bioclastiques :

Les lobes sédimentaires externes du delta de marée sont séparés par deux puissants couloirs de nature grossière clairement identifiés par l'imagerie acoustique, et ceci en raison de l'important contraste de réflectance entre les sables fins coquilliers de ces corps et les graviers bio-lithoclastiques ou bioclastiques qui constituent le fond des chenaux (**fig. III-9**). Tout comme le couloir sud (cf § **II-2.3.5**), les prélèvements à la benne montrent l'augmentation de la teneur en carbonates (de 4 à 17%) dans le sédiment à l'approche de la frange infra-littorale. Les courbes granulométriques sont trop proches les unes des autres pour discerner une quelconque différence. Pourtant les histogrammes de

fréquence indiquent la présence de stocks sédimentaires répartis inégalement dans les classes des sédiments du couloir médian et du chenal nord (**fig. II-59**).

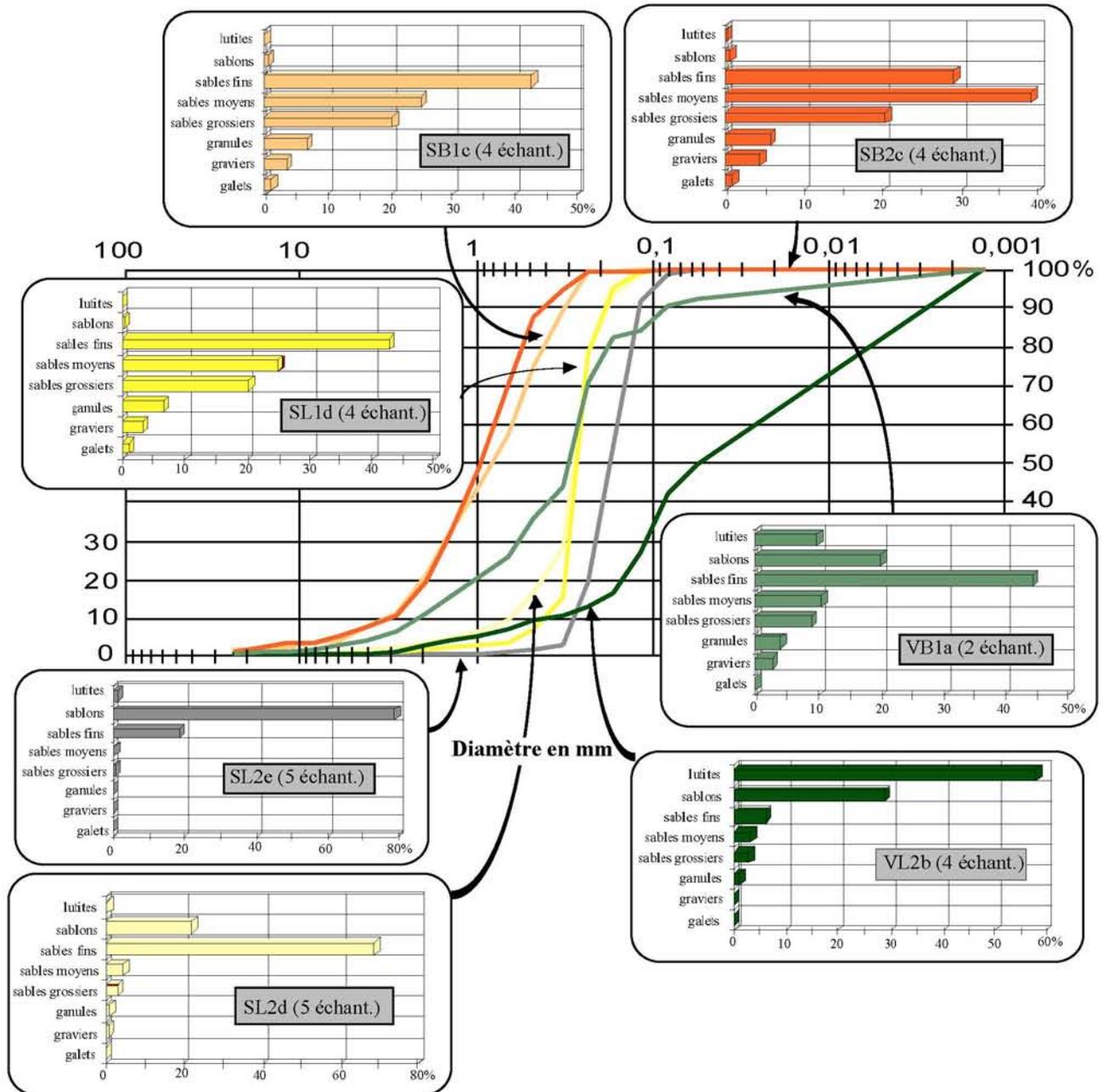


Fig. II-58 : Courbes cumulatives et histogrammes moyens des classes sédimentaires constituant le delta de marée.

Les sédiments du couloir médian dont l'échantillon 484 est représentatif (cf § **fig. II-56**), présentent une proportion en rudites supérieure à 41 % sous l'aspect d'un pavage de débris coquilliers grossiers (valves entières parfois noircies et coquilles brisées) mélangés à une fraction fine de granules, contribuant à rendre le sédiment très hétérogène et probablement peu mobile. Le stock sédimentaire est donc peu différencié comme en témoignent les indices de tri compris entre 1,4 et 1,5 phi (**fig. III-21**). Il s'agit là, vraisemblablement, d'un indice suggérant un stade avancé de colmatage du chenal où s'accumulent les débris organogènes issus des biocénoses voisines.

Le couloir septentrional longe le flanc court du banc de Rondehaie (**fig. III-9**) et remonte la dépression qui limite le prisme littoral modelé de grandes dunes hydrauliques de Granville jusqu'à toucher la pointe rocheuse de Champeaux. Il constitue avec le couloir sud le second axe de transport

sédimentaire depuis le domaine subtidal vers le sommet du prisme sableux côtier. Sa direction est clairement donnée par la carte de répartition de l'indice de dispersion (**fig. III-21**). Certains sédiments litho-bioclastiques graveleux (GB1b) présentent parfois un bon indice de classement inférieur à 1 phi [échantillons 450 et O4]. La succession des faciès lithologiques marquée par un enrichissement du stock sédimentaire en bioclastes, recoupe celle des couloirs adjacents mais la fraction graveleuse siliceuse demeure toutefois ici dominante (cf § **fig. II-22**). Elle se concentre dans la classe des granules (25 % en moyenne) mélangée à une fine mouture de débris coquilliers (**fig. II-59**). Ce chenal se distingue donc du couloir médian par un tri granulométrique plus accentué qui rend compte d'une dynamique sédimentaire plus intense.

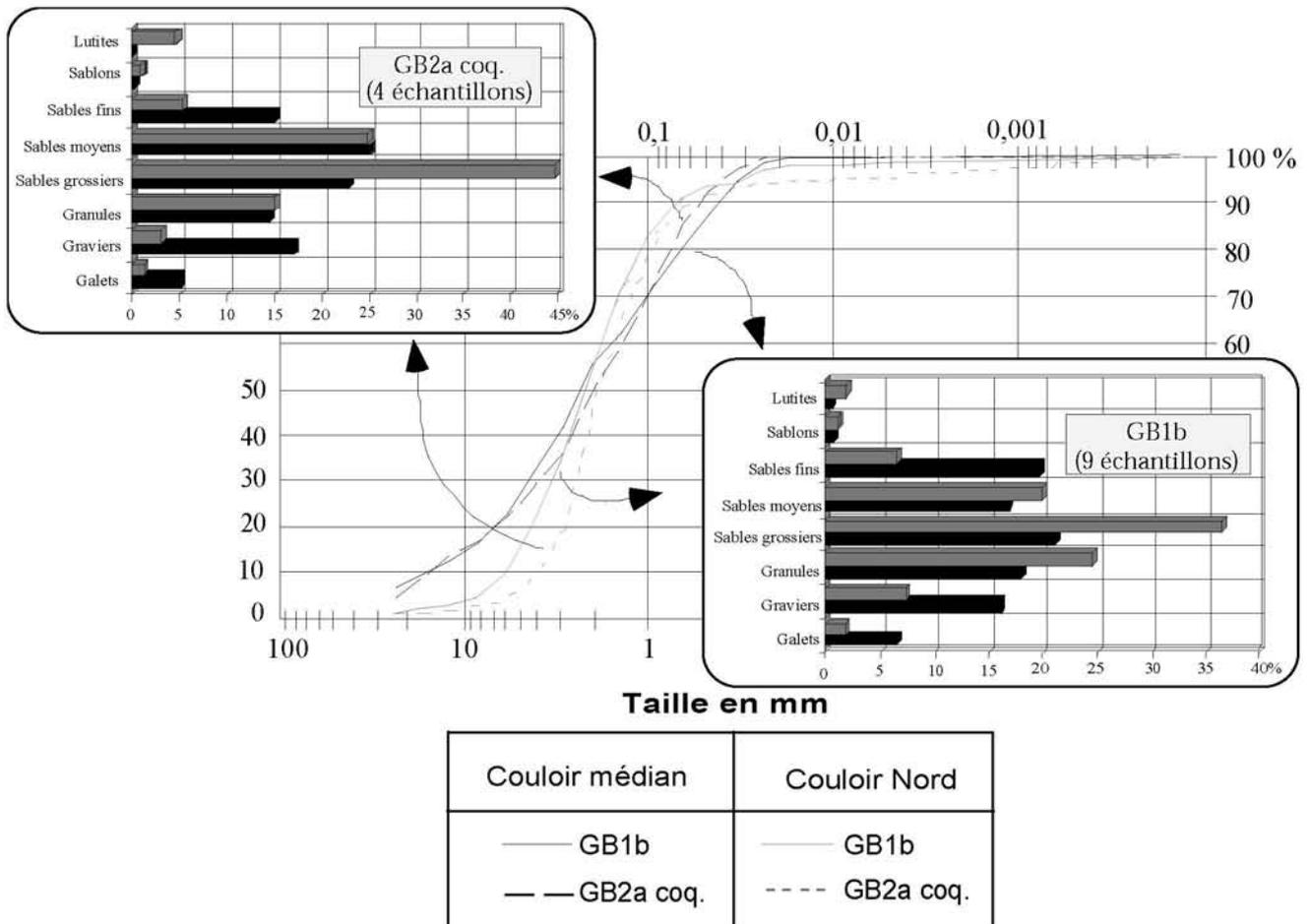


Fig. II-59 : Courbes cumulatives moyennes des échantillons prélevés dans les couloirs grossiers au débouché du delta de marée (positions sur la fig. III-9)

2.4.2 - Les vasières côtières :

Les dépôts de vases et de sables pélitiques sont peu répandus sur les fonds sous-marins de la Manche en dehors des zones naturellement abritées non soumises aux puissantes actions des courants tidaux (Giresse, 1968). En baie, les particules fines inférieures à 50 μm contaminent tous les types de substrat sédimentaire, depuis les sédiments grossiers (cailloux et graviers) dans les dépressions longitudinales de la baie maritime (cf § **II-2.3.3**) jusqu'aux sédiments les plus fins (sables et sablons) de la côte orientale et du delta de marée. Habituellement, les zones de décantation des vases sont fortement influencées par la morphologie du fond et la géométrie côtière qui offre également des espaces privilégiés d'atterrissement comme en baie de Cancale ou dans la zone estuarienne.

Ici, la cartographie subtidale de la répartition des pélites couplée à la cartographie intertidale

d'après les données de Nikodic (1981) et Guillaumont et al. (1981) montre que les phénomènes à l'origine du développement des vasières côtières depuis 20 ans ne se limitent pas uniquement aux secteurs abrités des houles et des violents courants de marée (**fig. II-60**). Les vases prélevées sont des vases réduites, compactes et peu coquillères sauf dans la partie superficielle. Elles sont parfois mélangées à des petits gravillons et interstratifiées entre deux couches de sables coquilliers bien triés. Seuls quelques échantillons de vase molle et fluide mêlée à des sablons ont été prélevés dans la vasière au droit de la pointe de Champeaux.

Deux types de vasières où les teneurs en fines sont supérieures à 5% recouvrent les fonds infra-littoraux et subtidiaux de la baie.

2.4.2.1 - Les vasières infra-littorales :

Le premier type correspond aux dépôts de vase de bas estran au voisinage du zéro de la carte marine (profondeur inférieure à -1 m). Ils concernent toute la côte ouest du Cotentin depuis Lingreville (au Nord de Granville) jusqu'à l'embouchure de l'éventail pré-estuarien. Les dépôts peuvent localement comme au droit de Granville contenir plus de 20 % de pélites. En 1980, cette vasière continue n'était pas aussi bien exprimée (**fig. II-61**, Caline et al., non publié). Plusieurs raisons peuvent expliquer cette apparition :

- une densité d'échantillonnage plus éparse en 1980, absente à l'embouchure de l'éventail pré-estuarien.

- l'interstratification rapide dans le temps des lits vaseux avec des lits sableux coquilliers pouvant masquer au moment des prélèvements superficiels, les dépôts vaseux. Les carottages (C_{11} , C_{13} , C_{15} , C_{16}) réalisés à l'interface par le carottier de type "Reineck" (cf § **A1-1.1.3**) ont montré en bordure de la côte, la grande variabilité verticale des séquences sédimentaires de haute et de basse énergie (cf § **fig. II-60**), caractérisant des zones actives à fort potentiel de sédimentation et d'érosion.

- influence du largage d'une quantité importante de vases (en moyenne 100 000 m³) issue du dragage du port de Granville tous les trois ans depuis 1980 (Lafond et Le Rhun, 1987). Ces dépôts artificiels au large de Granville sont rapidement remaniés par les agents naturels. Ils intègrent alors le cycle général des suspensions à l'échelle de la baie et sont dispersés par les courants de marée en direction du Sud (cf § **IV-2.4**).

- les tempêtes de secteur WNW participent occasionnellement à mettre à l'affleurement et à éroder les vases quaternaires anciennes intertidales (Guyot, 1984; Elhaï, 1963).

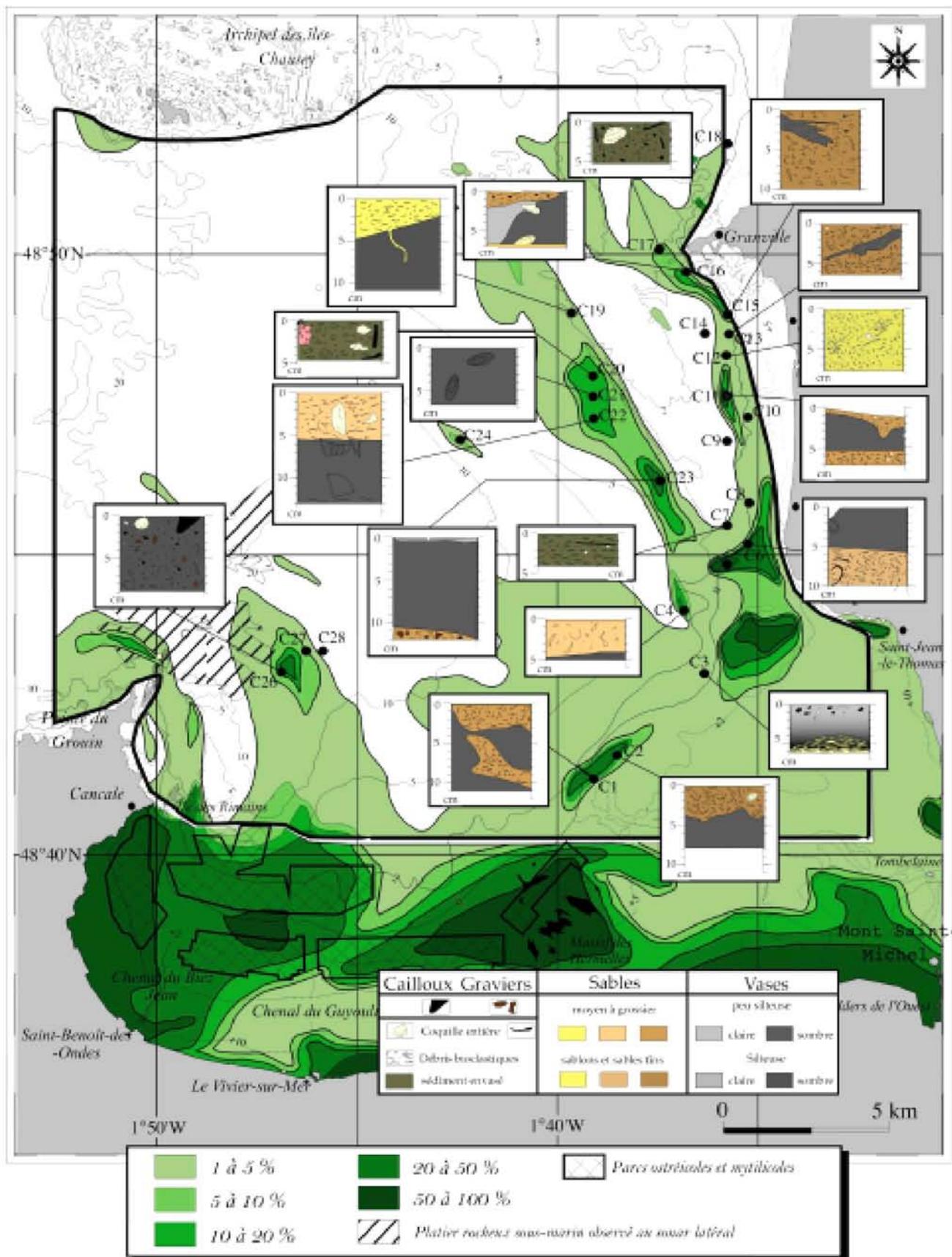


Fig. II-60 : Carte de répartition de la fraction fine ($< 0,05 \text{ mm}$)
 Cartographie intertidale d'après les données de Nikodic (1981) et Guillaumont et al. (1981)

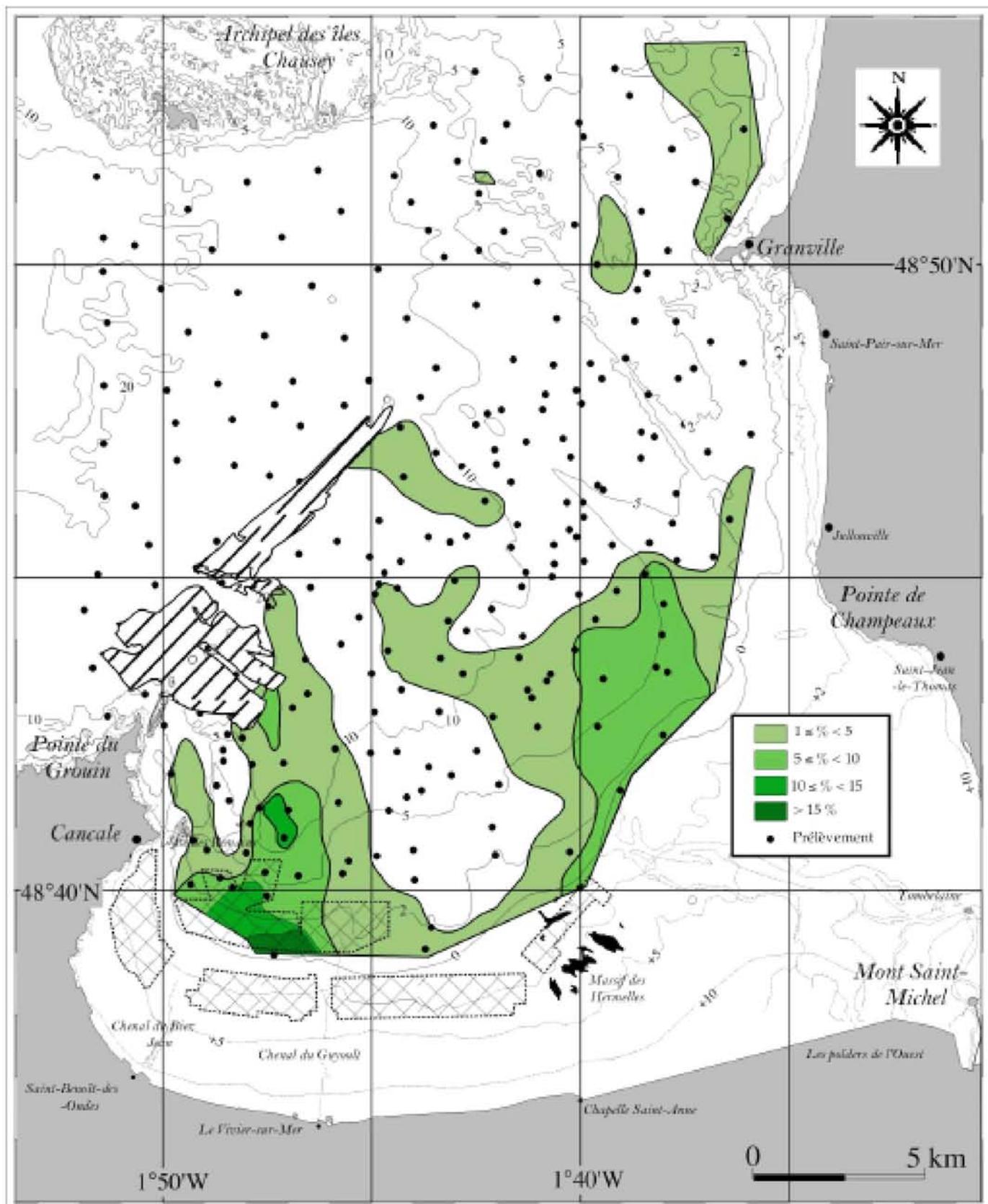


Fig. II-61 : Carte de répartition de la fraction péltique en 1980
(Données inédites de Caline et al., E.P.H.E. Dinard)

- enfin le caractère temporaire et sporadique de ces dépôts le long de ce littoral de haute énergie (Levoy, 1994) peut masquer d'une campagne à l'autre la présence de vase dans le sédiment. Lors des missions successives d'échantillonnage, plusieurs essais de prélèvements étaient nécessaires (3 à 4 jets de bennes) pour retrouver et remonter le sédiment envasé récolté antérieurement.

Mais ces vasières peu épaisses restent principalement alimentées par les eaux de lessivage des estrans sablo-vaseux qui accompagnent la vidange de la baie à marée basse. L'oscillation de la frange turbide autour des étales de basse mer avec une concentration en MES pouvant atteindre 125 mg/l sur le fond lors d'une grande VE, est responsable de la décantation par gravité d'une partie de la charge particulière au voisinage du zéro hydrographique (cf § IV-1).

2.4.2.2 - Les vasières subtidales :

Le deuxième type de dépôt correspond aux vasières en domaine sous-marin, comprises entre 1 et 10 m de profondeur. Ces vasières sont étroitement liées aux reliefs puisqu'elles reposent soit au fond de dépressions morphologiques (dépressions longitudinales de la baie maritime à l'Ouest (cf § II-2.3.3) et en bordure du prisme côtier normand à l'Est) où elles sont la conséquence de l'activité biologique d'espèces sédentaires dont nous avons préalablement discuté (cf § II-2.1.2.3.d).

L'alternance rapide et brutale sur quelques centimètres de lits vaseux avec des épisodes coquilliers traduit une variabilité hydrodynamique importante du milieu qui s'observe également dans ces vasières plus distales (C₁, C₂, C₃, C₄, C₁₉, C₂₂, C₂₃, cf § fig. II-60). Les périodes de forte turbulence soit au cours d'un cycle de VE moyenne soit pendant les tempêtes, favorisent sous ces faibles profondeurs, le déplacement des bioclastes et des particules siliceuses sur les dépôts vaseux existant et la remise en suspension de la crème de vase initialement déposée. Ce phénomène s'observe également sur les carottes 3 et 6, au pied de la pointe de Champeaux. Pour d'autres carottes (C₂, C₄, C₁₉, C₂₂), les dépôts coquilliers recouvrent selon un contact franc une couche de vase silteuse constituant la base de la carotte. Ces dépôts résultent pour les deux premières de la migration des grandes rides pré littorales transversalement à la côte et pour les suivantes de la dynamique des sables provenant des faisceaux de rubans.

L'existence de ces vasières n'est pas mentionnée dans les ouvrages hydrographiques du siècle dernier, ni sur les cartes au plomb suiffé de 1926 peut-être en raison de leur répartition particulière dans les creux des barres sableuses pré littorales où pour les raisons évoquées précédemment. Les coquilles entières noircies et l'interstratification des lits vaseux avec des lits sableux illustrent la rapidité du phénomène de réduction de la matière organique et la dynamique sableuse actuelle observée au sonar à balayage latéral. Ces vasières s'intercalent entre des dépôts de sables grossiers et de sables fins dans les séquences granulométriques horizontales provoquant des anomalies sédimentaires négatives locales dans la distribution logique des faciès vers la côte. Le régime hydrodynamique mixte combinant courants de marée et fortes houles génère ainsi dans les sédiments au large de la côte normande, une superposition de dépôts de haute et de basse énergie.

2.4.3 - Le champ de grandes dunes hydrauliques au large de Granville :

2.4.3.1 - Orientations et caractéristiques morphologiques de ces structures sédimentaires transversales aux courants de marée :

Ce champ, six fois plus grand que celui des Banchets (6,6 km²) se situe au large de la pointe du Roc, sur la terminaison septentrionale du prisme sableux littoral ancré plus au Sud sur la pointe de Champeaux (cf § fig. II-56 et II-62).

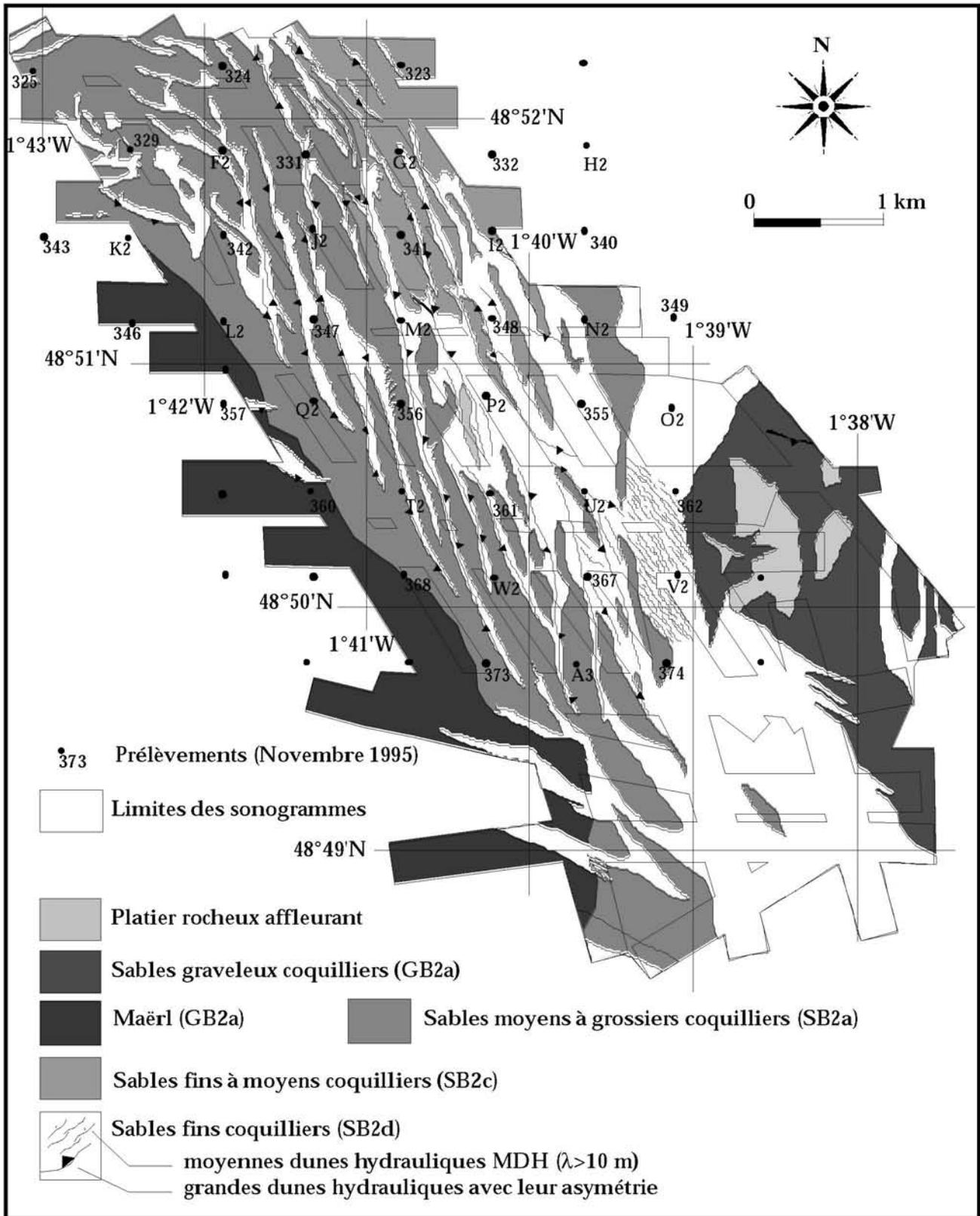


Fig II-62 : Interprétation simplifiée de la mosaïque sonar de juillet 1995
sur le champ de grandes dunes hydrauliques au large de Granville
 (position sur la fig. II-56)

Sa présence dans cette passe entre Granville et l'archipel des îles Chausey relève de conditions hydrodynamiques particulières car l'écoulement de la marée y est fortement contraint et les grandes houles océaniques y pénètrent avantagement. La profondeur au sommet des crêtes peut, pour une VE exceptionnelle, être inférieure à 1 m, rendant la navigation dangereuse au-dessus du champ. Mais

les profondeurs croissent rapidement vers l'Est où elles peuvent atteindre 7 m au plus profond de la dépression qui borde sa limite orientale à 3 km de la côte. Ses contours s'arrêtent brutalement sur l'isobathe des 5 m. Les dunes disparaissent alors à l'approche du couloir morphologique qui borde l'archipel de Chausey par le Sud-Ouest et vers l'Ouest au contact du banc de maërl (cf § II-2.1.2.2.c) qui le sépare du tréfond briovérien déclinant en pente douce vers le large. Pour des raisons morphologiques, la répartition des crêtes sur le fond marin dans cette étroite passe désoriente le cartographe qui d'une mission à l'autre peut mal interpréter leur orientation. Ainsi, paradoxalement, la représentation la plus fidèle des dunes qui composent le champ ne date pas des levés EDF de 1952 (**fig. II-63**) mais des missions hydrographiques de 1936 (**fig. II-64**). La mosaïque sonar obtenue en juillet 1995 montre que les crêtes simples sont orientées NNW/SSE et bifurquent au Nord-Ouest/Sud-Est sur les flancs externes du champ (**fig. II-65**). Leur continuité se suit sur 2 à 3 km pour les plus longues, exceptionnellement 4,2 km pour une dune médiane. Les crêtes se dédoublent rarement sauf localement à leurs extrémités. Tout comme le champ des Banchets, la morphologie des grandes dunes tidales a été étudiée à partir de 11 profils espacés de 30 centièmes de minute transversalement à l'allongement du champ et de 6 profils longitudinaux. Les premiers ne sont pas parfaitement perpendiculaires aux crêtes, l'écart angulaire avoisinant 25°. Nous avons tenu compte comme Dewez (1988) de cette obliquité dans le calcul de la longueur d'onde (surestimation de 10 %). Nous sommes repassés sur chacun des profils à trois reprises en novembre 1995, avril 1996 et juillet 1996 (cf § A1-1.3). La longueur d'onde L , l'amplitude H , et l'indice d'asymétrie a/b ont été mesurés sur près de 70 points dont les résultats sont synthétisés sur la **figure II-66**.

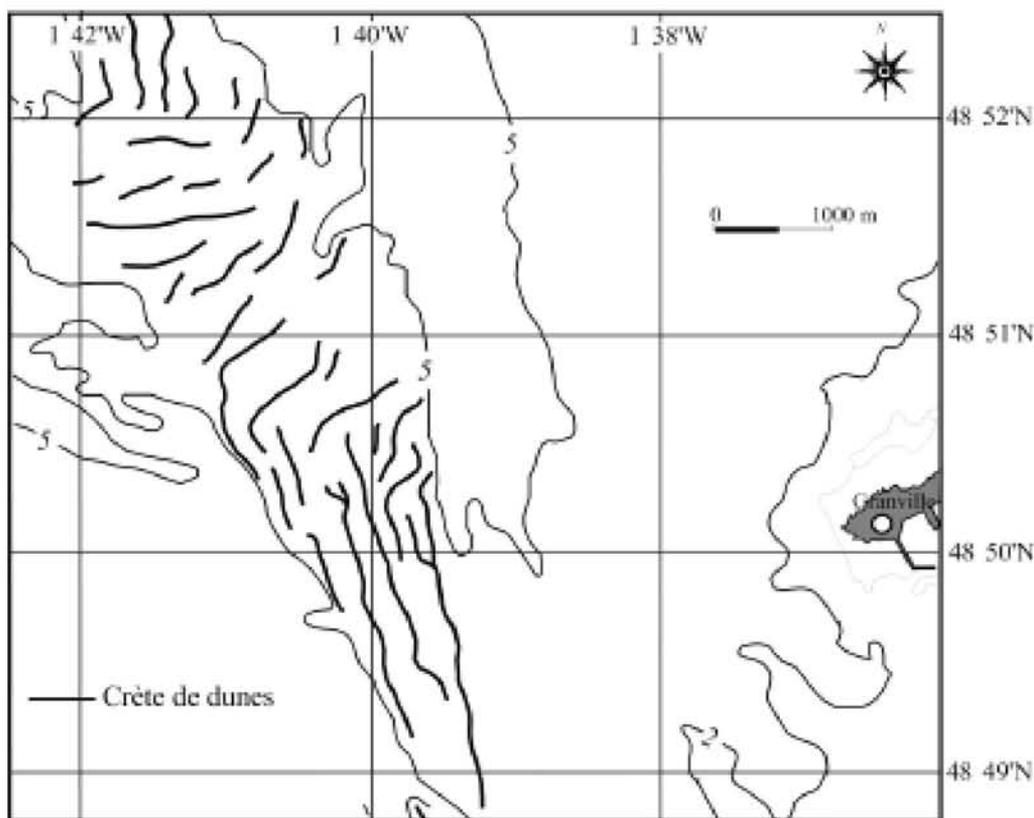


Fig. II-63 : Carte bathymétrique du champ levée par le E.D.F en 1959

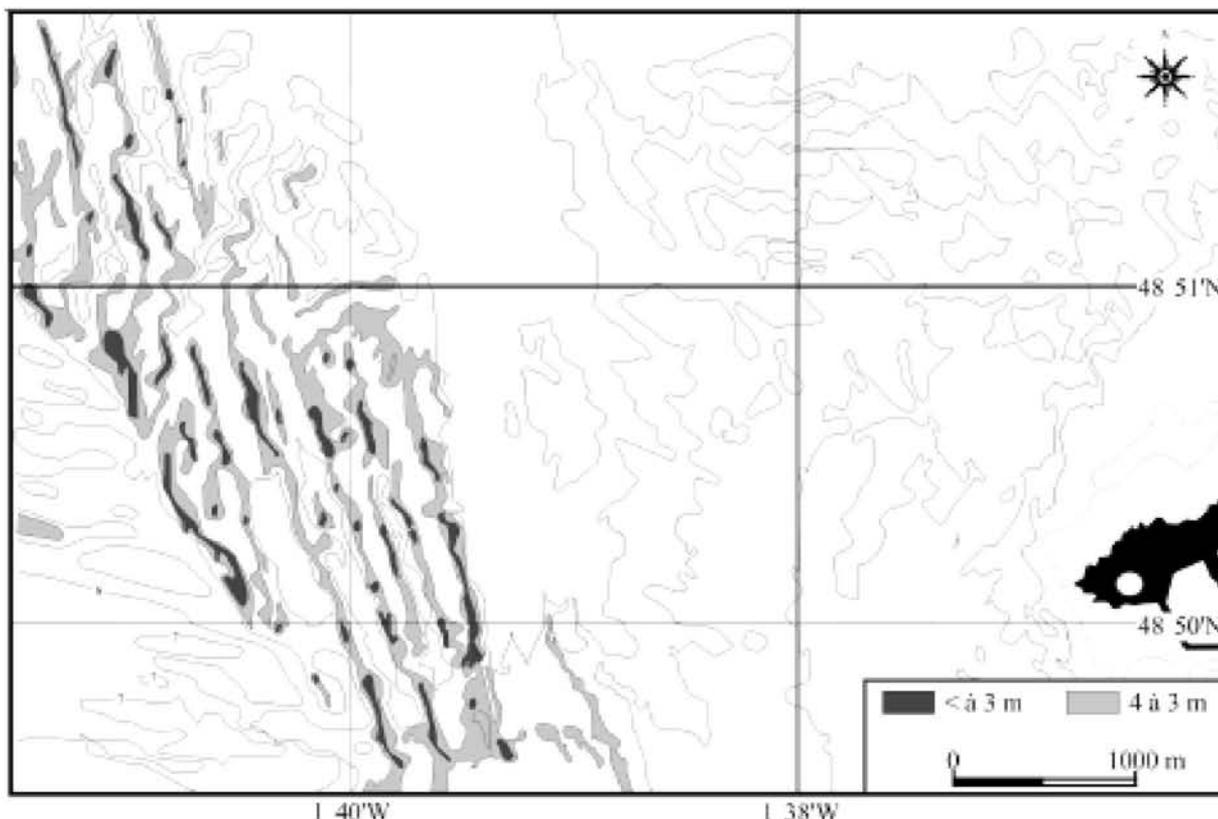


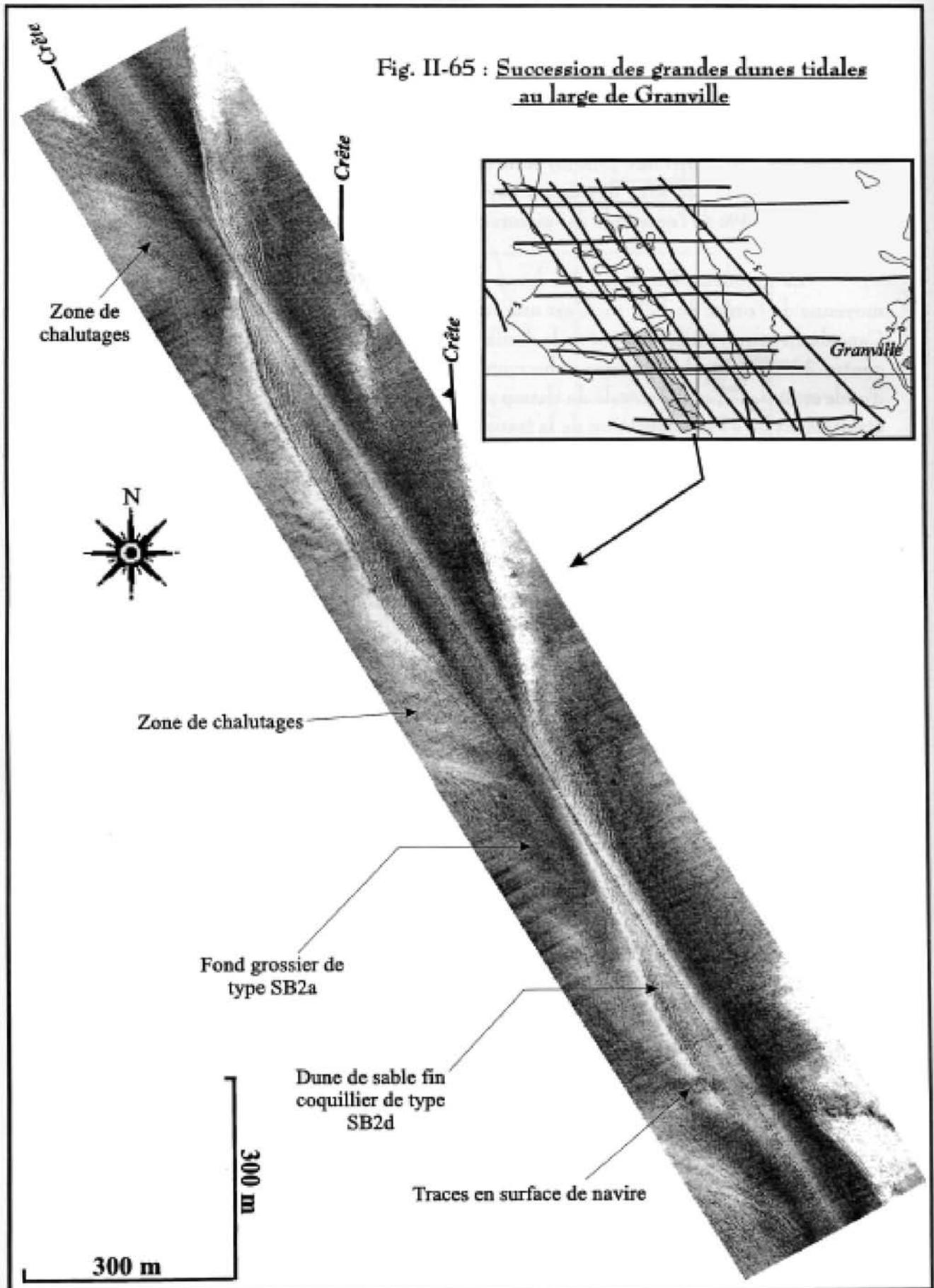
Fig. II-64 : Carte bathymétrique du champ de grandes dunes hydrauliques de Granville levée par le S.H.O.M. en 1936

* *L'amplitude (H)* des dunes est comprise entre 0,8 et 4 m, la plupart des valeurs se concentrant sur les intervalles de 1,5 à 2,5 m (55%). La moyenne est de 2,3 m, c'est-à-dire bien inférieure aux observations de Berné (1991) dans la baie de Bourgneuf (3,2 m) ou de l'embouchure de la Gironde (3,2 m) et de celles de Dewez (1988) en Manche orientale. Les dunes les plus hautes sont des dunes asymétriques trochoïdales de 4 m d'amplitude qui représentent 64% de l'ensemble des mesures effectuées à partir des relevés bathymétriques.

* *La longueur d'onde (L)* des dunes est comprise entre 60 et 382 m, avec une valeur moyenne de l'ordre de 129 m. C'est une valeur supérieure à celle obtenue pour le champ de Cancale en raison probablement de la diminution du pourcentage en dunes symétriques (12% contre 22%). 58% des mesures s'observent sur les classes entre 50 et 125 m. La longueur d'onde croît de la partie centrale du champ vers les bordures plus profondes. Ce phénomène est étroitement lié à l'augmentation de la tranche d'eau à l'approche de la dépression orientale et du banc de maërl. Comme le souligne Braud (1986) sur les dunes à l'embouchure de la Gironde, les dunes symétriques plus courtes se répartissent quelque soit la saison dans la partie médiane et haute du champ où la déclivité du fond n'est pas assez élevée.

* *L'indice d'asymétrie* est le rapport entre la longueur du flanc doux (a) et celle du flanc raide (b). Si sa valeur maximale atteint exceptionnellement 31, 77% des résultats sont compris entre 1 et 3. Sa moyenne est de 2,8 (10,1 à Bourgneuf) et se rapproche de celle des dunes de l'embouchure de la Gironde (2,7). L'asymétrie est donc peu marquée et rejoint en cela les observations faites par Allen (1982) qui montre que a/b ne dépasse pas 4. Le renforcement de l'asymétrie se rencontre sur le bord ouest du champ.

Fig. II-65 : Succession des grandes dunes tidales
au large de Granville



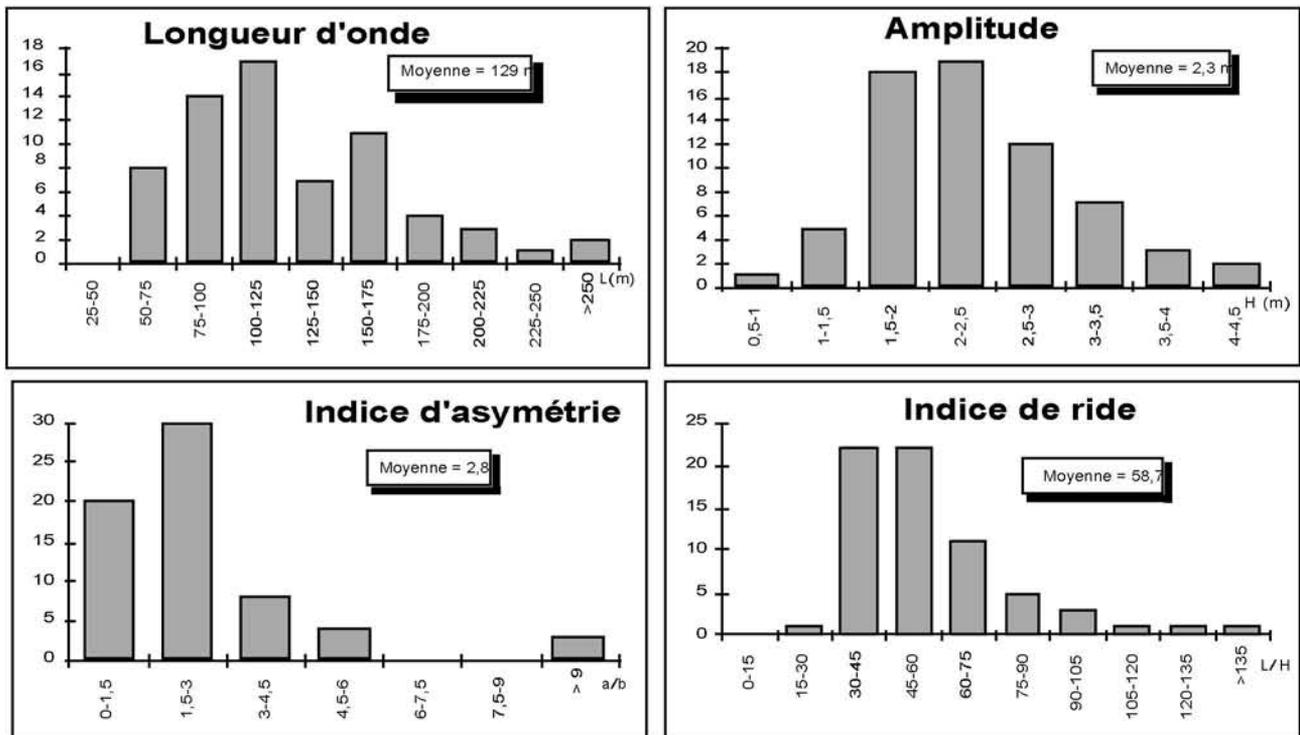


Fig. II-66 : Histogramme des différents paramètres morphologiques caractérisant les grandes dunes tidales de Granville

* L'indice de forme verticale encore appelé indice de ride est le rapport L/H entre la longueur L et la hauteur H . Il varie entre 27 et 238 (**fig. II-67**). La moyenne très élevée de l'ordre de 58,7, se rapproche des observations faites par Berné (1991) en baie de Bourgneuf (54,7) et demeure supérieure à celle de la Gironde (22,2). La distribution fortement unimodale est centrée sur les classes 30 et 60 (66% des mesures). Les rapports les plus élevés correspondent à de longues dunes progressives de longueur d'onde supérieure à 150 m et d'amplitude peu marquée, inférieure à 2 m. Ces dunes s'intègrent par conséquent difficilement dans la classification internationale (Aslhey, 1990; Berné et al., 1989, cf § **A2-1.2**). On constate également qu'en reportant l'amplitude en fonction de la longueur d'onde telle que Flemming (1988) le suggère, la droite de corrélation établie par l'auteur surestime l'amplitude des petites et des plus grandes dunes (**fig. II-67**). Berné (1991) a observé ce phénomène pour les dunes de la baie de Bourgneuf dont la longueur dépasse 100 m, et montre que ces dunes ne peuvent se maintenir en équilibre en raison de la faible profondeur. Les conditions de faible bathymétrie, inférieure au large de Granville à 6 m, tendent à destabiliser de la même manière la morphologie des dunes. Toutefois il semble qu'à la différence des dunes du champ des Banchets au large de Cancale, la morphologie des dunes de Granville réponde à des forces hydrodynamiques autres que celles engendrées par les courants tidaux, liées par exemple au forçage par les tempêtes.

La combinaison indice d'asymétrie et indice de forme verticale montre une bonne corrélation et suit la loi morphologique observée dans d'autres études (Dewez, 1988; Berné, 1991) qui relie l'accentuation du relief L/H à l'augmentation de l'asymétrie (**fig. II-68**). Pour les formes symétriques (a/b voisin de 1), L/H varie de 40 à 60, soit les valeurs maximales atteintes par les dunes les plus asymétriques des Banchets (cf § **II-2.3.2**). Les dunes fortement asymétriques de Granville présentent un indice de ride proche de 100, valeur maximale généralement calculée pour les grandes dunes tidales (Berné, 1991).

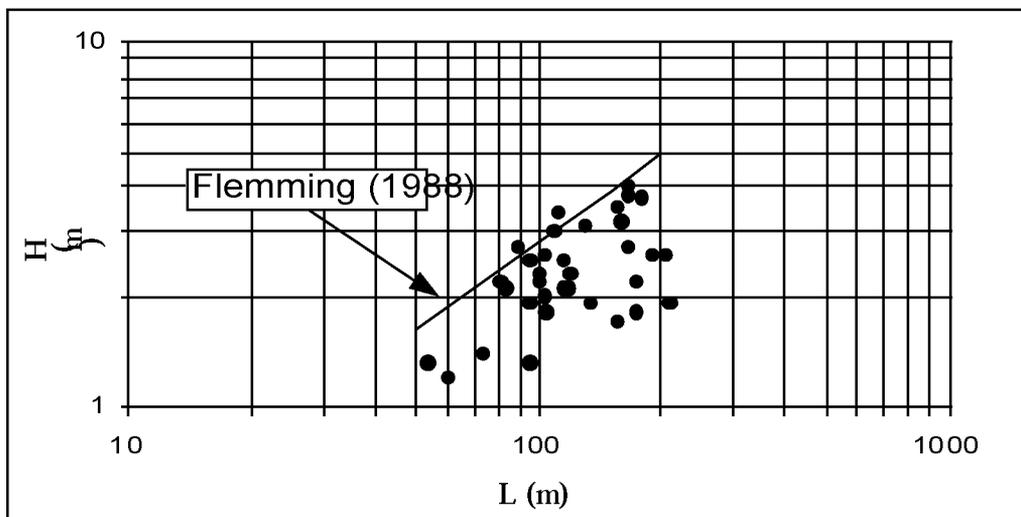


Fig. II-67 : Relation entre la longueur d'onde L et la hauteur H des dunes du champ au large de Granville (représentation logarithmique)

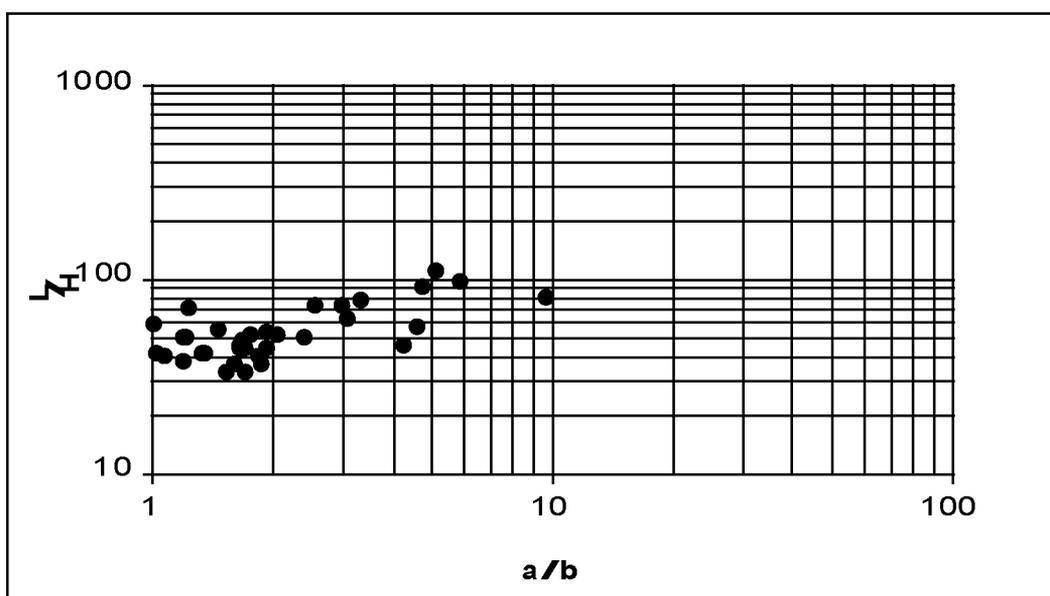


Fig. II-68 : Relation entre l'indice d'asymétrie a/b et l'indice de forme verticale L/H (représentation logarithmique)

2.4.3.2 - Structures associées :

Les profils resserrés de sonar latéral (cf § **fig II-9**) montrent que le flanc long des grandes dunes hydrauliques est comme celui des dunes du champ des Banchets, festonné de petites dunes sableuses. Ces structures secondaires de longueur d'onde inférieure à 5m et de faible amplitude, sont rectilignes, souvent longues et bifurquent à leurs extrémités pour donner un réseau de crêtes d'aspect homogène et contigu. Au pied du flanc long en pente douce, les transports sédimentaires ne sont pas perpendiculaires à la crête principale mais font un angle de 25 à 35° environ comme cela a été observé dans le champ des Banchets (cf § **II-2.3.2.2**). Les crêtes des dunes secondaires se réfractent rapidement à mesure qu'elles progressent vers le sommet de la dune (**fig. II-69**) jusqu'à devenir presque parallèles (écart de l'ordre de 10°).

Sauf dans le cas des dunes symétriques, nous n'avons jamais pu observer avec l'imagerie acoustique le modelé du flanc abrupt, peut-être en raison de la résolution adoptée (portée latérale de 150m) mais aussi des conséquences des phénomènes d'avalanches sableuses décrits précédemment sur les dunes

des Banchets. Dans la moitié nord du champ (cf § **fig. II-62**), les dunes de sable fin coquillier (SB2d) se déconnectent progressivement du prisme sableux ouest-Cotentin. A plusieurs reprises, des zones d'affouillement très localisées mettant à l'affleurement le substratum rocheux, ont été observées sur les sonogrammes entre les corps principaux (**fig. II-70**). Ces roches piègent et arrêtent localement le sable en transit sous la forme de queues de comètes larges et courtes (cf § **fig. II-69**). L'origine de cette desquamation est à rechercher dans les phénomènes locaux de déviation des courants au passage des crêtes (cf § **fig. II-47**) et dans l'augmentation du gradient hydrodynamique aux abords des hauts fonds de l'archipel de Chausey.

2.4.3.3 - Caractéristiques granulométriques :

La mosaïque sonar réalisée en juillet 1995 distingue 4 échos acoustiques en fonction de la rugosité des sédiments, permettant de discriminer les principaux faciès sédimentaires et leurs limites granulométriques au sein du champ (cf § **fig. II-62**) :

a - Le faciès acoustique gris sombre :

Ce faciès s'observe pour les sables à *Lithothamnium* qui bordent le champ par l'Ouest et dont les limites du banc ont été cartographiées dans le paragraphe II-2.1.2.2 (cf § **fig. II-7**). Ces biocénoses à maërl en raison de leur rugosité présentent un faciès acoustique très voisin de celui des sables graveleux coquilliers. Ils passent au Nord à des graviers bioclastiques de type GB2a parallèlement à l'augmentation de la teneur en maërl (cf § **fig. II-4**).

b - Le faciès acoustique gris foncé :

Il correspond à des sables légèrement graveleux et bioclastiques (GB2a coq.) qui remontent depuis la bordure orientale de la dépression littorale. 52% du poids des sédiments remontés en novembre 1995 se répartissent sur les classes des sables grossiers et des granules (**fig. II-71 et tab. II-14**) et sont mélangés à un stock important de coquilles entières souvent rougies par du maërl encroûtant et légèrement envasées. Les galets mous de vase échantillonnés à quelques reprises suggèrent la présence d'une vase proche coïncidant probablement avec les dépôts à proximité des rejets de dragage du port de Granville (Lafond et Le Rhun, 1987).

c - Le faciès acoustique gris moyen :

Les sables grossiers coquilliers de type SB2a sont des sables bioclastiques (72 % de carbonates) jaunâtres et riches en débris variés (buccin, huître, amande ...) dans lesquels vivent des spirographes remontés parfois avec le sédiment. Même si le mode reste centré sur la classe des sables fins (32%), la teneur en rudites demeure élevée et dépasse 30% du poids du sédiment (**tab. II-14**). Le classement s'améliore par rapport aux graviers bioclastiques comme le souligne la courbe cumulative (**fig. II-71**), mais il reste néanmoins très médiocre jusqu'à la limite des sables moyens.

Flanc long modelé de petites dunes tidales (mégarides)

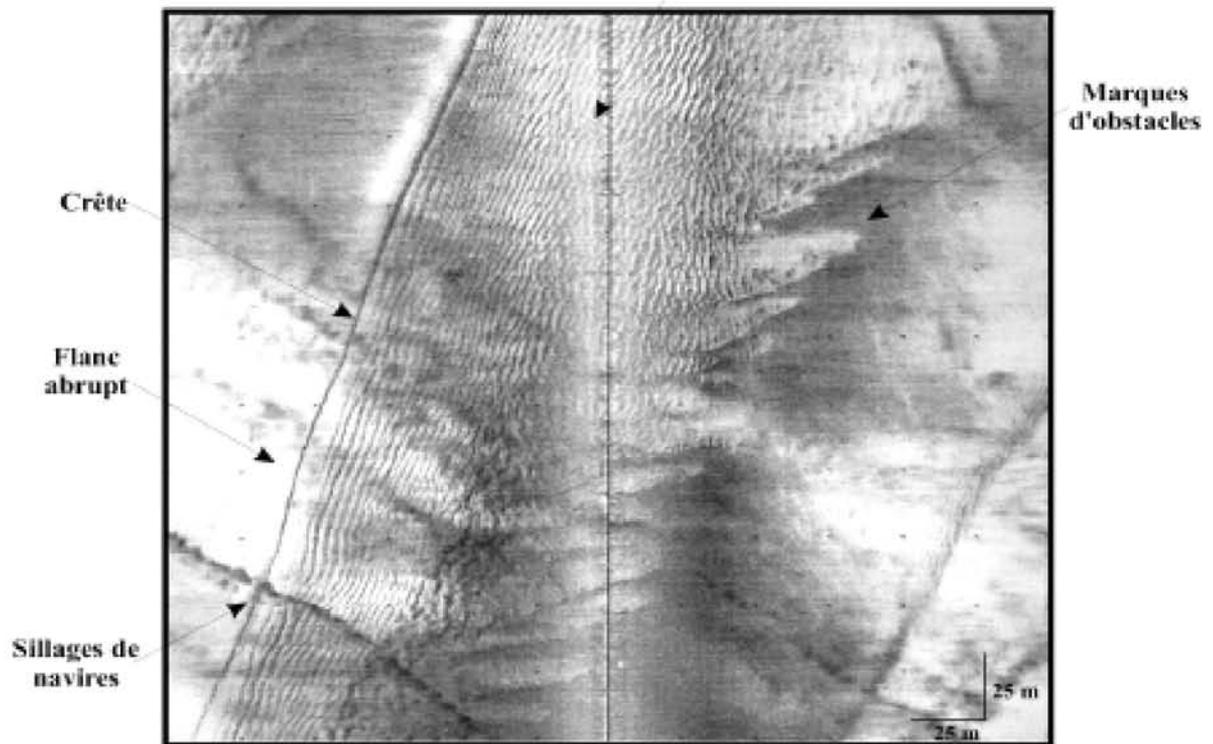


Fig. II-69 : Sonogramme présentant le flanc long d'une grande dune tidale

Fond grossier coquillier

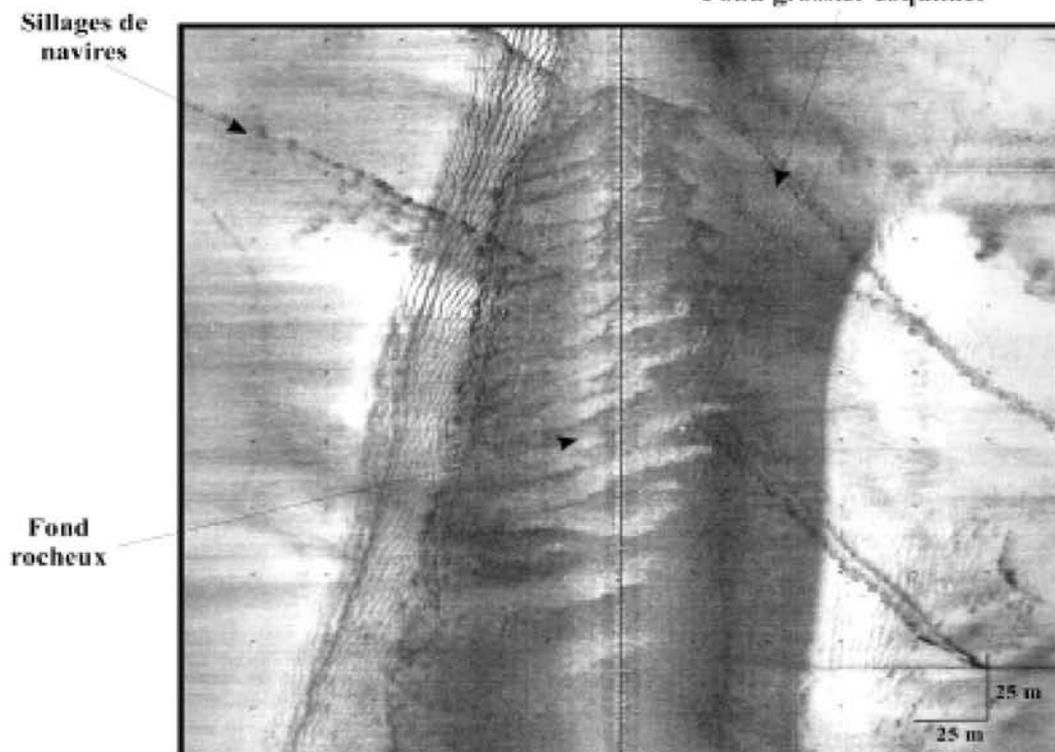


Fig. II-70 : Affleurement du substratum rocheux entre deux grandes dunes sableuses

Classes	SB2d	SB2c	SB2a	GB2a
Galets	1	2	3	0
Graviers	10	2	15	8
Granules	13	8	13	16
Sables grossiers	11	18	13	34
Sables moyens	13	25	24	21
Sables fins	51	44	32	15
Sablons	1	1	0	4
Lutites	0	0	0	2
% CaCO ₃	79	73	72	71
Médiane (mm)	0,89	0,96	1,40	2,01
Moyenne (phi)	-0,01	-0,01	-0,68	-0,67
Ind. dispersion (phi)	1,06	1,22	1,51	1,56
Ind. d'asymétrie (phi)	-0,67	-0,35	-0,51	0,57

Tab II-14 : Caractéristiques granulométriques des classes sédimentaires appartenant au champ de grandes dunes hydrauliques de Granville

d - Le faciès acoustique gris pâle :

Ce faciès correspond à la réponse acoustique du sédiment constituant les grandes dunes tidales. Il s'agit d'un sable fin ocre finement coquillier de type SB2d, d'aspect bien lavé et trié. Ce sable ne possède pas les mêmes caractéristiques granulométriques que les sédiments prélevés sur les dunes des Banchets (cf § II-2.3.2.3) puisqu'il est plus carbonaté (79 % contre 40 %) et légèrement moins grossier (mode sur les sables fins à 51 % contre un mode sur les sables moyens à 42 %). La médiane est de 0,9 mm (1,13 mm pour les dunes des Banchets, soit légèrement supérieure aux valeurs habituellement mesurées (entre 0,1 et 0,7 mm) sur ces grands corps sédimentaires (Terwindt, 1971; Berné, 1991). La production importante de débris biogènes dans cette partie de la baie peut expliquer cette différence. La mobilité de ce sédiment se traduit par un bon indice de classement par rapport aux sédiments voisins (**tab. II-14**).

La densité de l'échantillonnage montre que ce faciès présente localement une forte différenciation granulométrique en relation avec le degré de mobilité des particules engagées lors des phases de transport. Les courbes cumulatives des échantillons prélevés sur les dunes (au pied du flanc long à leur sommet et au pied du flanc court), et dans la couverture sableuse continue ainsi qu'au sein du champ de moyenne dunes hydrauliques à l'Est (**fig. II-71**) montrent une grande dilatation de la partie médiane du spectre granulométrique entre 0,23 et 2 mm. Dans le cas des sédiments prélevés sur les dunes, leurs caractéristiques moyennes respectent globalement le modèle bien établi des variations lithologiques transversales à une grande dune (Berné, 1991; Thauront, 1994).

Le tri granulométrique s'améliore vers la crête. Quoique la localisation ait été effectuée avec un GPS différentiel, le positionnement de nos points reste relatif et de nombreux auteurs (Therwindt, 1971, Dewez, 1988, Thauront, 1994) mettent l'accent sur les variations granulométriques latérales liées à la présence des petites et moyennes dunes hydrauliques qui modèlent le flanc long de la dune principale.

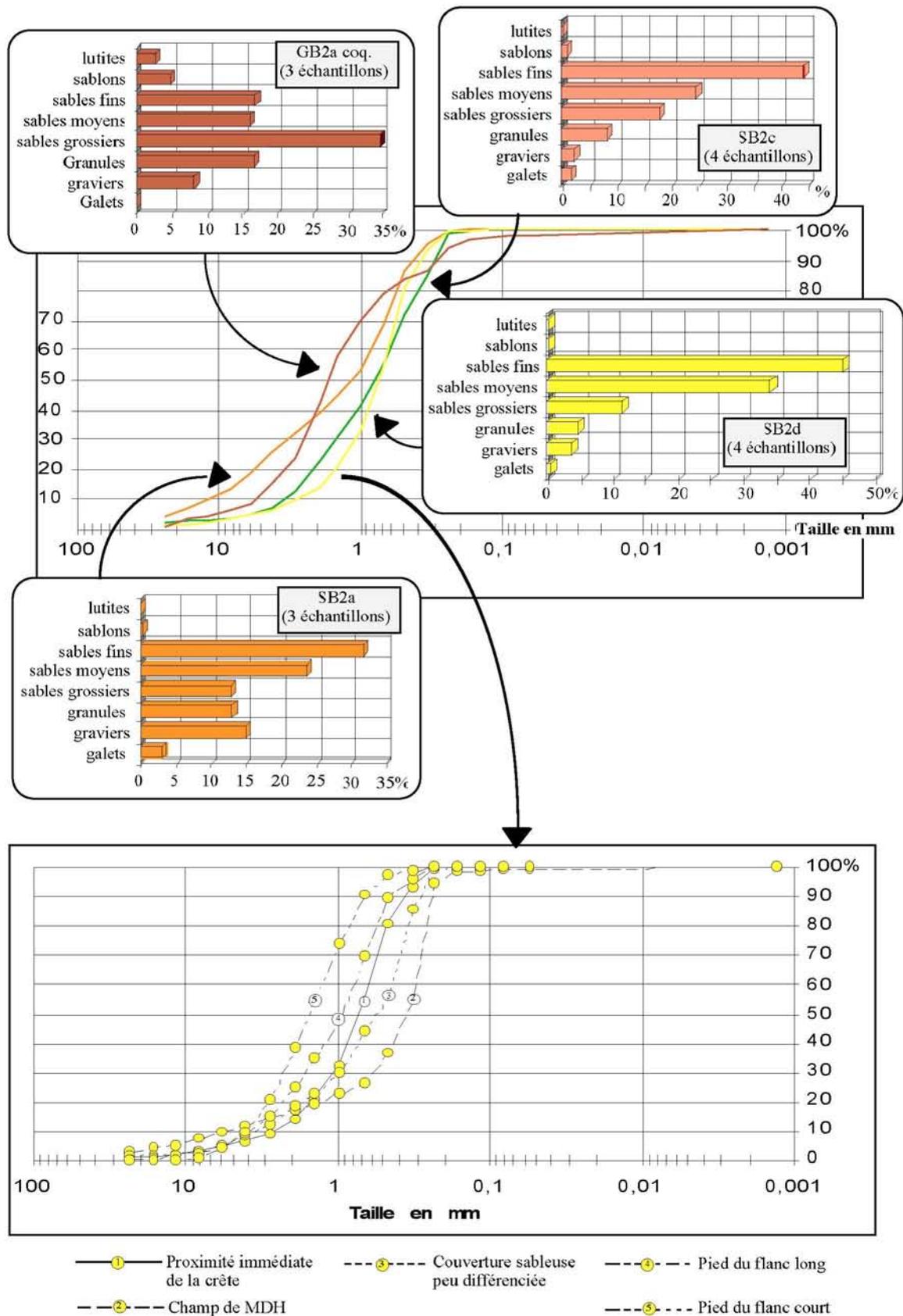


Fig. II-71 : Courbes cumulatives moyennes et histogrammes des sédiments prélevés au large de Granville

2.4.4 - Résumé :

De nombreux indices morphologiques, sédimentologiques et hydrodynamiques permettent de

distinguer le prisme sableux bas-normand de la zone pré-littorale bretonne. Le prisme entre Granville et la Chapelle St-Anne est puissant et se biseaute au large jusqu'à 7 km du littoral correspondant à une teneur en sable dans le sédiment de l'ordre de 60%. De la Chapelle Saint-Anne à la pointe de Champeaux, il s'agit d'un environnement de lobes sédimentaires au débouché du delta de marée modelés par les mouvements périodiques et puissants des courants de marée. Au Nord de la pointe granitique de Champeaux, ce prisme s'appuie sur un linéament probablement d'origine structurale (accident de vitré-Pontorson) en direction du Nord-Ouest (cf § I-2.1.2) qui provoque une rupture de pente vers - 5m. Au large de Granville, il est modelé de grandes dunes tidales sableuses de 2,3 m d'amplitude en moyenne et dont la rectilignité peut se suivre sur plusieurs kilomètres. Les données anciennes (levés du SHOM) montrent que ce bourrelet sableux était déjà limité en 1936 par le banc de maërl à l'Ouest et les sédiments coquilliers et graveleux de la dépression à l'Est.

On constate que les séquences sédimentaires y sont presque complètes avec la succession progressive des termes de liaison depuis les sédiments caillouteux et graveleux du large jusqu'aux sables fins lithoclastiques de la bande littoral. Les caps rocheux de la pointe de Champeaux et de celle du Roc génèrent dans la couverture sableuse continue à l'image des effets engendrés par la pointe du Grouin, des zones d'affouillement et de transport des sables coquilliers (dépressions au Nord de Granville et au Nord-Est du banc de Rondehaie). La distribution des faciès sédimentologiques dans la couverture sableuse est également interrompue par de larges couloirs grossiers, perpendiculaires à la côte et la présence de biocénoses à maërl et à crépidules qui couvrent une surface importante.

L'observation de figures sédimentaires temporaires (rides de houles), le caractère sporadique des dépôts vaseux et l'alternance verticale de ces dépôts avec des lits coquilliers pluri-centimétriques au voisinage du zéro hydrographique, montrent que l'environnement sédimentaire de cette partie de la baie en domaine subtidal peu profond, inférieur à 5m, est épisodiquement influencé par les houles de tempêtes de secteur ouest.

3 - Synthèse :

3.1 - Méthodologie :

L'étude morphosédimentaire des fonds de la baie du Mont-Saint-Michel s'appuie sur deux méthodes complémentaires.

La réalisation d'un canevas régulier de prélèvements sédimentaires d'environ 600 points à la benne Shipeck et Smith permet de mieux saisir la grande variabilité des faciès sédimentaires rencontrés dans la baie. Parfois remontés à la limite des possibilités de navigation des navires océanographiques, en bordure des côtes rocheuses, sur les hauts fonds sableux et loin en amont dans le delta de marée, ils fournissent les premiers éléments dans l'analyse de la répartition des sédiments et permettent de calibrer les images acoustiques.

L'intérêt du sonar à balayage latéral dans ce type d'étude n'est plus à démontrer. Il est devenu systématiquement depuis 15 ans un outil d'investigation fondamental et incontournable dans l'étude morphologique et dynamique des formes de dépôt sédimentaire et dans la recherche des contacts entre les différents faciès sédimentaires. Son principe repose sur l'évaluation des propriétés de rétrodiffusion de sédiments qui varient avec la granulométrie et sont traduites sur l'enregistrement par une gamme théorique de gris de 16 niveaux (cf § A1-1.1.1). Les principaux apports à la connaissance de ces mesures sont la mise en évidence d'anomalies linéaires de formes différentes (rubans et traînées sableuses, sillons d'érosion dans les sédiments envasés) que les prélèvements même ponctuels ne permettent de déceler et d'anomalies d'origine biologique correspondant à la colonisation des fonds par la crépidule. Les limites du platier rocheux de la pointe du Grouin ont pu être également clairement

identifiées jusqu'au centre de la baie par cette méthode. Mais son utilisation à des fins cartographiques devient rapidement limitée dans les environnements homogènes de sable fin comme à la limite du domaine subtidal et intertidal, car la rétrodiffusion du fond est contrariée par les conditions de turbidité et de faible profondeur. Il faut alors faire appel à d'autres méthodes.

3.2 - Les figures sédimentaires :

Les figures longitudinales rencontrées dans la baie sont nombreuses. L'imagerie acoustique a révélé la présence d'une forte densité de rubans sableux rectilignes dans la passe ouest entre Chausey et la pointe du Grouin. Deux types de rubans y ont été cartographiés. Dans la moitié nord, le reg hétéroclite est parcouru par d'étroits rubans pluri-kilométriques (largeur moyenne de 3 m). L'espacement moyen entre les rubans est de l'ordre de 4 m et correspond approximativement au quart de la profondeur (entre 15 et 20 m). Ces rubans sont organisés en plusieurs larges (entre 28 et 290 m) et longs faisceaux sableux (10 à 12 km) orientés Est-Ouest, donnant un aspect "chevelu" au sonogramme. Le nombre de rubans est bien corrélé graphiquement avec la largeur de ces faisceaux. On constate qu'il y a emboîtement des rubans sédimentaires élémentaires dans des faisceaux secondaires puis dans des unités principales de 400 à 450 m de large. Cet étagement des figures rappelle celui observé sur les grandes dunes hydrauliques modelées successivement de petites et moyennes dunes puis de rides. L'origine de cette organisation est liée à la présence d'écoulements hélicoïdaux d'échelles différentes, les rubans les plus étroits se formant sous l'action de petits vortex supplémentaires. La distribution de ces figures sur la nappe à cailloutis et graviers montre qu'il existe des couloirs sous-marins à forte mobilité et disponibilité sédimentaire. Ils sont étroitement connectés aux corps sédimentaires du prisme littoral. Les sédiments prélevés sur ces figures sont composés de sables litho-bioclastiques graveleux du type SL2b. La distribution des particules est bimodale et montre le mélange de graviers lithoclastiques qui constituent la semelle grossière (35% du sédiment) et de sable (61% du sédiment) composé pour moitié de sable fin. Dans la moitié sud, les rubans sont plus larges, en moyenne 35 m, à bord diffus sur les sonogrammes. A l'inverse des fins rubans de la zone nord, ils ne sont jamais modelés de petites et moyennes dunes hydrauliques. Ils sont principalement constitués de sables moyens (22 %) et grossiers (16%). Mais la composition des sédiments prélevés sur ces rubans (médiane de 5,9 mm) les classe dans le type graviers litho-bioclastiques (GL2b). La signature graveleuse qui caractérise ces figures souligne leur faible épaisseur (entre 5 et 15 cm) et renforce l'intérêt de l'acquisition au sonar à balayage latéral dans leur détection sur le domaine de la couverture sableuse discontinue.

Une autre famille de figures longitudinales qui dérive parfois de celle des rubans a été observée dans les zones où l'écoulement est chenalisé. Il s'agit de sillons d'érosion à l'aval d'obstacles isolés ou dans les sédiments envasés à la limite de l'affleurement du bedrock au Nord de la dépression du Guyoult. Ces phénomènes d'abrasion sous-marine par les courants tidaux sont peu connus en domaine côtier.

Les principales caractéristiques morphosédimentaires des grandes dunes tidales des Banchets, de Granville et de la passe ouest, sont résumées dans le **tableau II-15**. Ces caractéristiques résultent de l'interaction entre les conditions hydrologiques d'une part et l'environnement sédimentaire immédiat. La production importante de débris biogènes dans cette partie de la baie et une forte mobilité de ces particules peuvent expliquer les différences granulométriques d'un champ de dunes à l'autre. De nombreux points de similitudes ont été relevés avec les travaux antérieurs sur les dunes du plateau continental :

- l'augmentation de la tranche d'eau s'accompagne en général d'une augmentation de la longueur d'onde.
- Les crêtes des petites dunes secondaires font un angle à la base du flanc long de 25 à 35° avec la

crête de la grande dune. Elles se réfractent rapidement à mesure qu'elles progressent vers le sommet de la dune jusqu'à ce qu'elles deviennent presque parallèles (écart de l'ordre de 15°).

	Profondeur	Amplitude	Longueur d'onde	Orientation	Médiane	% CaCO ₃	Type
Dunes des Banchets	0 - 5 m	3,7 m	82 m	N90	1,13 mm	40 %	SL2c
Dunes de Granville	0 - 5 m	2,3 m	129 m	N160	0,9 mm	79 %	SB2d
Dunes isolées	15 - 20 m	5,1 m	263 m	N5	2,82 mm	67 %	GB1a

Tableau II-15 : Synthèse des caractéristiques morphosédimentaires des grandes dunes sableuses du domaine d'étude.

- Les phénomènes de déviation des courants au passage des crêtes ont également été observés provoquant des écoulements locaux perpendiculaires au pied du flanc abrupt et des phénomènes d'abrasion de la couverture superficielle peu épaisse.

- La pente du flanc long ne dépasse pas 3°. La pente du flanc court débute vers 5 à 6°, puis s'infléchit rapidement pour atteindre des valeurs de 25 à 28°. Ces angles sont suffisants pour déclencher les mécanismes d'avalanche sableuse sur le flanc abrupt à l'origine de la propagation de la dune.

- Les caractéristiques granulométriques des échantillons prélevés sur les différentes parties des dunes respectent globalement le modèle bien établi des variations lithologiques transversales à une grande dune. Le champ de Granville étant plus grand, ce faciès présente localement une forte différenciation granulométrique. Les prélèvements positionnés au GPS différentiel montrent que les sédiments s'enrichissent en débris biogènes et sont mieux triés depuis la base du flanc long vers la crête.

La relation linéaire établie par Flemming (1988) qui relie l'amplitude à la longueur d'onde (cf § II-2.4.2.1 et II-2.4.3.1), différencie clairement ces trois champs de dunes qui s'observent dans chacun des trois domaines morphosédimentaires étudiés. Seules les dunes isolées des "petits bancs" respectent cette relation. Les grandes dunes tidales des Banchets sont morphologiquement trop hautes pour leur longueur (**fig. II-72**). La chenalisation des courants dans les dépressions aux abords du champ, la proximité du plateau rocheux affleurant de la pointe du Grouin et les fortes variations périodiques de la hauteur du plan d'eau sont les facteurs responsables de cette anomalie. Les dunes de Granville ont, par contre, une amplitude trop faible par rapport à leur longueur d'onde. Les conditions de faible bathymétrie, inférieures à 6 m qui règnent au large de Granville, tendent à déstabiliser comme au large de Cancale la morphologie des dunes. Il semble également que l'action épisodique des houles de tempêtes annule l'action des courants de marée à l'origine de la construction de ces corps sédimentaires. Dans les deux cas, ces dunes s'intègrent par conséquent difficilement dans la classification internationale d'Ashley (1990).

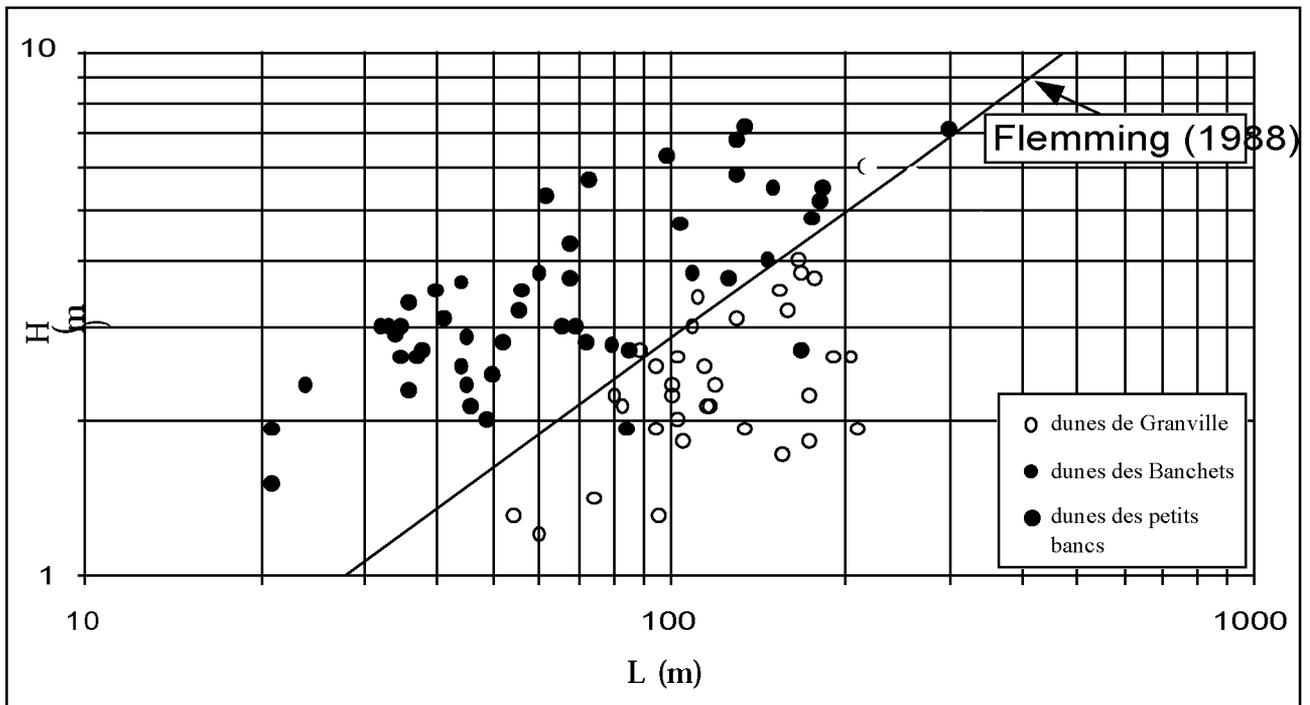


Fig. II-72 : Position des trois champs de dunes tidales décrites en baie du Mont-Saint-Michel par rapport à la relation de Flemming (1988)

Les bancs côtiers de la baie maritime se dressent dans une zone de faible bathymétrie où les courants de marée sont canalisés par des dépressions profondes. Ceux sont des bancs de dimensions modestes (**tab. II-16**) connectés au prisme littoral.

	Profondeur	Dimensions	Symétrie	Type de sédiment	Figures sédimentaires secondaires
Banc du Chatry	0 à 10 m	L : 1,6 km l : 300 m	aucune	SL1b - SB1a SF gris sombre	sillons d'érosion petits dunes lingoïdes
Banc des Corbières	0 à 10 m	L : 3 km l : 1,4 km	vers l'Ouest	SL2a - SB1a SF gris beige	moyennes dunes hydrauliques

Tableau II-16 : Synthèse des caractéristiques morphosédimentaires des bancs côtiers de la baie maritime à l'Est de Cancale

Le banc du Chatry s'effile vers le Nord jusqu'à l'île des Landes où il disparaît en raison du gradient croissant de vitesse des courants sur le fond et d'un déficit croissant d'apport en sable fin. La distribution granulométrique du banc des Corbières est transverse à la direction d'allongement du banc. Les sables gris-beige drapent le sommet du banc et passent longitudinalement à la nappe constituée de sable moyen coquillier et modelée de grandes dunes hydrauliques. Ces sables remontent depuis la dépression du Guyoult sous la forme de moyennes dunes hydrauliques rectilignes, entraînant de nombreuses coquilles entières de natures variées dont des crépidules. L'étude synoptique des paramètres sédimentaires montre que la moitié sud du banc est le siège de phénomènes de transport sédimentaire actifs. Les mécanismes de tri granulométrique y sont plus marqués. Les gravillons et les coquilles brisées sont transportés sur le flanc long depuis la dépression orientale jusqu'au sommet du banc soumis à des processus de vannage par les houles.

3.3 - Répartition des sédiments :

Le domaine subtidal de la baie du Mont-Saint-Michel est essentiellement composé de sédiments graveleux (39%) et sableux (51%). Cette bivalence des dépôts est enrichie par la composante organogène des sédiments qui engendre une grande diversité des faciès sédimentaires clairement différenciés par la méthode de classification. Les sédiments de la baie renferment en effet une quantité importante de carbonate puisque 64 % des sédiments prélevés dans une maille régulière ont une teneur supérieure à 50%. Ces teneurs s'expliquent par la richesse malacologique de la baie qui représentent 50 à 90 % de la biomasse totale. Les concentrations importantes (> 60 %) se rencontrent sur les classes des sables moyens (16 %), des sables grossiers (29 %) et des granules (33 %). Ce stock de coquilles module de manière importante la réflectivité des sédiments sableux en contrôlant directement leur niveau de rétrodiffusion. Dans le champ de grandes dunes tidales de Granville par exemple, les sables bioclastiques coquilliers (SB2a) ont un taux de carbonate proche de celui des sables bioclastiques moyens et grossiers (SB2c) situés au Nord-Est. On constate néanmoins que la réflectance des sables moyens et grossiers est plus faible car les débris biogènes sont plus fins, répartis sur la classe des sables fins du spectre granulométrique. La distribution des bioclastes sur les classes grossières est responsable également du classement médiocre, calculé sur le sédiment total, des sédiments prélevés dans les figures sédimentaires, et ceci malgré l'importance des forces hydrodynamiques mises en jeu qui tendent à accentuer les tris granulométriques.

La prolifération des crépidules dans la baie depuis 20 ans est un élément nouveau dans la répartition des biocénoses, intervenant directement sur la cartographie des faciès sédimentaires. Colonisant les substrats variés riches en coquilles, elles recouvrent partiellement 80 km², soit 12 % de la surface de la baie et totalement 15 km² (2 %) sur plusieurs décimètres d'épaisseur. La biomasse vivante et morte est estimée à 214 000 t (Ehrhold et al., 1998). Les conséquences de cette prolifération sont profondes sur l'environnement sédimentaire et l'écosystème côtier. Les nombreuses colonies modifient le substrat (granulométrie, texture, stabilité, oxygénation) de manière irréversible et entraînent l'exhaussement des fonds. La forte porosité des gisements favorise le piégeage des bioagrégats estimés à 330 000 t/an (poids sec), l'envasement progressif des populations et par la même l'envasement du substrat qui peut être initialement très varié (sable coquillier ou sable graveleux). Il s'établit ainsi des vasières stables entre la laisse des plus basses mers et la zone des 10 m de profondeur, dans des milieux hydrodynamiquement peu favorables à la stabilisation de vases et qui en étaient antérieurement dépourvues.

Le modèle de sédimentation tel qu'il est envisagé par les études précédentes, décrit le mode de distribution des sédiments dans la baie dépendant du gradient d'intensité décroissante des courants de marée du large vers le littoral. La cartographie sédimentaire actuelle montre qu'à l'échelle de la baie, le gradient granulométrique d'affinement est bien une résultante de la diminution des forces qui agissent sur les sédiments. Mais localement, les limites des faciès sédimentaires ne sont pas transverses aux courants de marée.

Dans la baie maritime entre la pointe du Grouin et le Vivier-sur-mer, la séquence de dépôt est tronquée depuis le large vers les zones découvrantes envasées et met en contact franc et sans transition granulométrique, les corps sableux avec les sédiments grossiers des dépressions. Ces dépressions canalisent les courants de marée et contrôlent les processus de sédimentation. Elles peuvent être le siège de fortes remobilisations et d'érosion du sédiment ou de décantation de placage de vase. Les limites des faciès sédimentaires sont parallèles à la côte et la diminution de la taille des grains sédimentaires peut-être localement inversée en s'orientant vers le Nord. L'interaction de l'onde de marée avec le cap rocheux de la pointe du Grouin est à l'origine du modelé des fonds de cette partie de la baie et de l'avancée de la nappe graveleuse des fonds grossiers jusqu'à la limite du domaine intertidal.

À partir du Vivier-sur-mer, le gradient sédimentaire est en effet perpendiculaire à la côte et ceci

jusqu'au Nord de Granville, la limite septentrionale de notre domaine d'étude. Les séquences horizontales de dépôts sont presque complètes, troublées en leur milieu par les carbonates organogènes, les vasières biogènes et de bas-niveaux ou par des anomalies morphologiques telles que les grandes dunes tidales côtières. La présence de trois larges couloirs grossiers orientés parallèlement aux courants de marée, au droit du massif des Hermelles, dans l'axe du delta de marée et au Nord du banc de Rondehaie sont des éléments nouveaux dans la compréhension des phénomènes à l'origine de l'accrétion du delta de marée et de l'ensablement du Mont-Saint-Michel.

Chapitre 3

DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE ET MODELES SEDIMENTOLOGIQUES

Ce chapitre tente de dégager les grands couloirs de transport sédimentaire dans la baie du Mont-Saint-Michel et les échanges avec le reste du Golfe normand-breton. Il aborde l'étude de la dynamique sédimentaire par une approche de terrain fondée sur l'observation des fonds marins à l'aide du sonar latéral, de l'écho-sondeur et de la vidéo sous-marine (cf § **A1-1.1**) mais aussi par la mise en oeuvre de méthodes indirectes, là où l'information de terrain est la plus difficile à obtenir, c'est-à-dire par petits fonds aux abords du zéro hydrographique.

Ces nouveaux outils d'investigation des directions résiduelles des transports sédimentaires s'appuient soit sur l'étude des filiations granulométriques des sédiments prélevés dans un canevas sédimentaire dense et de maille régulière (méthode de Gao et Collins), soit sur l'étude de la couleur de la fraction sableuse, utilisée ici comme marqueur des processus hydro-sédimentaires.

1 - Schéma global de circulation des sédiments du domaine d'étude par l'interprétation morphologique des figures sédimentaires :

La répartition des "bedforms" et la polarité des transports résiduels déduite de leur morphologie par l'analyse des sonogrammes, suivent l'analyse morphosédimentaire effectuée dans le chapitre 2. En effet, tout comme les variations granulométriques, la morphologie des figures sédimentaires est une adaptation graduelle à l'intensité des courants tidaux et à la disponibilité de la phase sédimentaire mobile (cf § **A-2 et fig. AN-10**). L'enchaînement des corps sédimentaires observés se rapproche de la séquence de "type b" définie sur la plateforme continentale par Belderson et al. (1982). Cette succession de figures sédimentaires apparaît dans des zones à apports sédimentaires modérés ("sand sheet facies"). Elle serait dans le cas de la baie, largement décalée vers le littoral en raison de l'intensité des courants de marée qui demeure supérieure à 1 m/s au fond du Golfe normand-breton. La compilation de toutes les observations recueillies dans le cadre de nos travaux se présente sous la forme d'un schéma global de circulation des sédiments (**fig. III-1**).

En chaque point de prélèvement, un vecteur représente soit la direction observée par sonar ou par vidéo à proximité de l'échantillon, soit la direction interpolée à partir des informations récoltées sur les prélèvements sédimentaires directement voisins. J'ai ainsi distingué 3 domaines :

- la passe ouest, siège d'une forte dynamique sédimentaire sous la forme de rubans rectilignes relayés par des dunes tidales isolées.
- le tourbillon résiduel autour de la pointe du Grouin qui dévie les rubans vers la baie maritime et concentre les sables sur les bancs sableux côtiers.
- le prisme littoral du Cotentin, ouvert sur le large, et englobant la passe nord entre Chausey et Granville est modelé de grandes dunes tidales. Il se trouve sous l'influence d'un régime mixte combinant courants de marée et houles de tempêtes.

Les intersections entre chaque environnement hydrosédimentaire montrent qu'il existe de nombreuses inter-connections, donnant finalement un schéma de fonctionnement s'intégrant dans la logique de construction du prisme sableux côtier. En exploitant les 830 km de profils au sonar latéral (cf § **A1-1.1.1.3**), nous avons cherché à déterminer les mouvements sédimentaires annuels voir pluriannuels à l'échelle de la baie, sans en écarter localement les évolutions saisonnières. Malgré la densité des profils "sonar" effectués en juillet 1995 et 1996, une large bande côtière entre Saint-Pair-sur-Mer et la Chapelle

Saint-Anne s'est révélée dépourvue de structures sédimentaires plurimétriques pouvant fournir des directions privilégiées de transport.

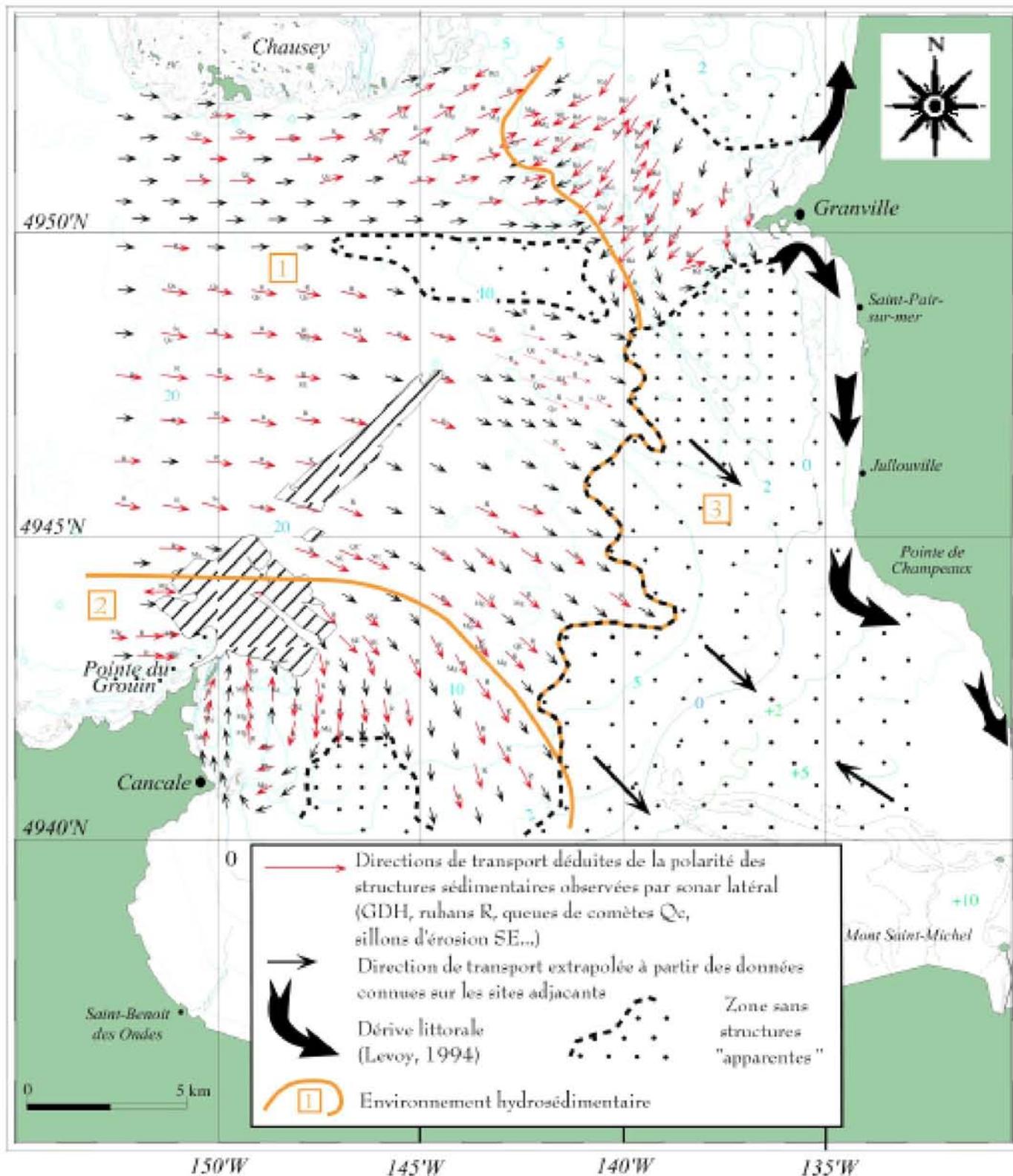


Fig. III-1 : Modèle de terrain des transits sédimentaires observés sur le fond à partir de l'analyse des sonogrammes

Deux raisons peuvent expliquer cette absence de polarité. La raison principale tient au rôle joué par les houles de tempêtes qui masquent la dynamique tidale jusqu'à la profondeur de 7 m environ. Au large du delta de marée, seules quelques rides de houles y ont été observées. La seconde raison est d'ordre technique puisque dans ces conditions de très faible profondeur et sur un fond homogène de sable fin acoustiquement absorbant, les sonogrammes sont de qualité médiocre limitant les possibilités d'exploitation de l'information.

1.1 - Le domaine ouvert du large :

La passe ouest entre Chausey et la côte bretonne constitue la voie principale d'entrée du matériel sédimentaire dans la baie. Les forts courants tidaux de flot transportent sur ces fonds caillouteux et graveleux des sables fins et moyens sous la forme de rubans fins étroits ou de rubans larges à bords diffus (cf § II-2.2.3). Ces figures sédimentaires longitudinales donnent naissance localement à des marques d'obstacles (queues de comète, sillons d'érosion) ou à de grandes dunes tidales isolées (zone dite des "Petits Bancs" et de la "Basse Parisienne"). Si la direction résiduelle des transports s'inscrit dans un mouvement dirigé vers la côte du Cotentin et le fond de baie, cette large passe de 17 km d'ouverture n'en demeure pas moins le siège d'une virgation des transits en relation avec les promontoires rocheux littoraux (pointe du Grouin et pointe du Roc) et les hauts fonds côtiers (archipel des Iles Chausey).

1.1.1 - Le couloir morphologique au Sud de Chausey :

La passe nord est empruntée par l'une des 3 unités longitudinales principales "U₁" décrites dans le chapitre 2 et qui longe Chausey par le Sud (cf § fig. II-20 et II-21). D'autres petits rubans accompagnent ce large faisceau et migrent en direction de l'Est en rasant les îles les plus méridionales. Il est difficile d'obtenir sur de telles structures peu épaisses, longilignes et pluri-kilométriques des indices irréfutables de transit sédimentaire résiduel. Mais à de nombreuses reprises, les rubans sableux traversent des zones de blocs erratiques (cf § II-2.2.1.2) donnant à cette occasion de nombreuses informations sur la polarité des flux sédimentaires. À partir de la bordure est de l'archipel, ce couloir de transport se scinde en deux directions divergentes (fig. III-2).

La première direction est guidée par la dépression qui borde l'archipel par le Sud-Est. Les minces rubans s'y réunissent en deux larges rubans (250 et 300 m) épais et modelés de petites dunes hydrauliques rectilignes de longueur d'onde inférieure à 5 m. Le mouillage pendant 13h d'un courantmètre S4 (fig. III-2) à 1 m au-dessus du fond montre que la vitesse des courants y est maximale à BM+1 en atteignant 67 cm/s pour une grande morte eau (coef. 66). La direction est alors parallèle à celle de l'élongation des trains de rubans, c'est à dire N76 (fig. III-3).

Le ruban le plus septentrional et les minces rubans connexes tendent à s'échapper du système par la passe nord dans un mouvement de rotation anti-horaire suggéré par la rose de courant. Cette virgation des transits sédimentaires autour de Chausey avait été présentée par Giresse et Hommeril dès 1969 pour rendre compte de la dispersion dans le sédiment des radioles d'oursin, des articles de *Cellaria* et des pièces de balanes (*Balanus crenatus* et *Balanus balanoides*). Ces particules de la taille de graviers et de sables grossiers constituaient des marqueurs grossiers et représentatifs de la dynamique en charriage malgré le risque de confondre dispersion des thanathocénoses avec migration des biocénoses. Cette méthode a été abondamment utilisée dans l'étude du Golfe normand-breton (Hommeril, 1971).

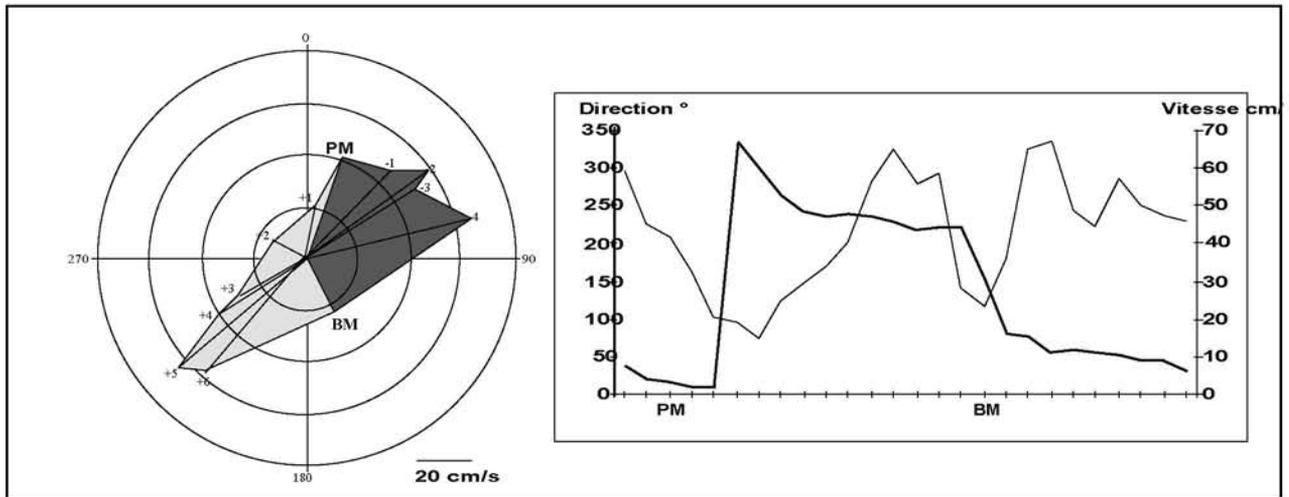


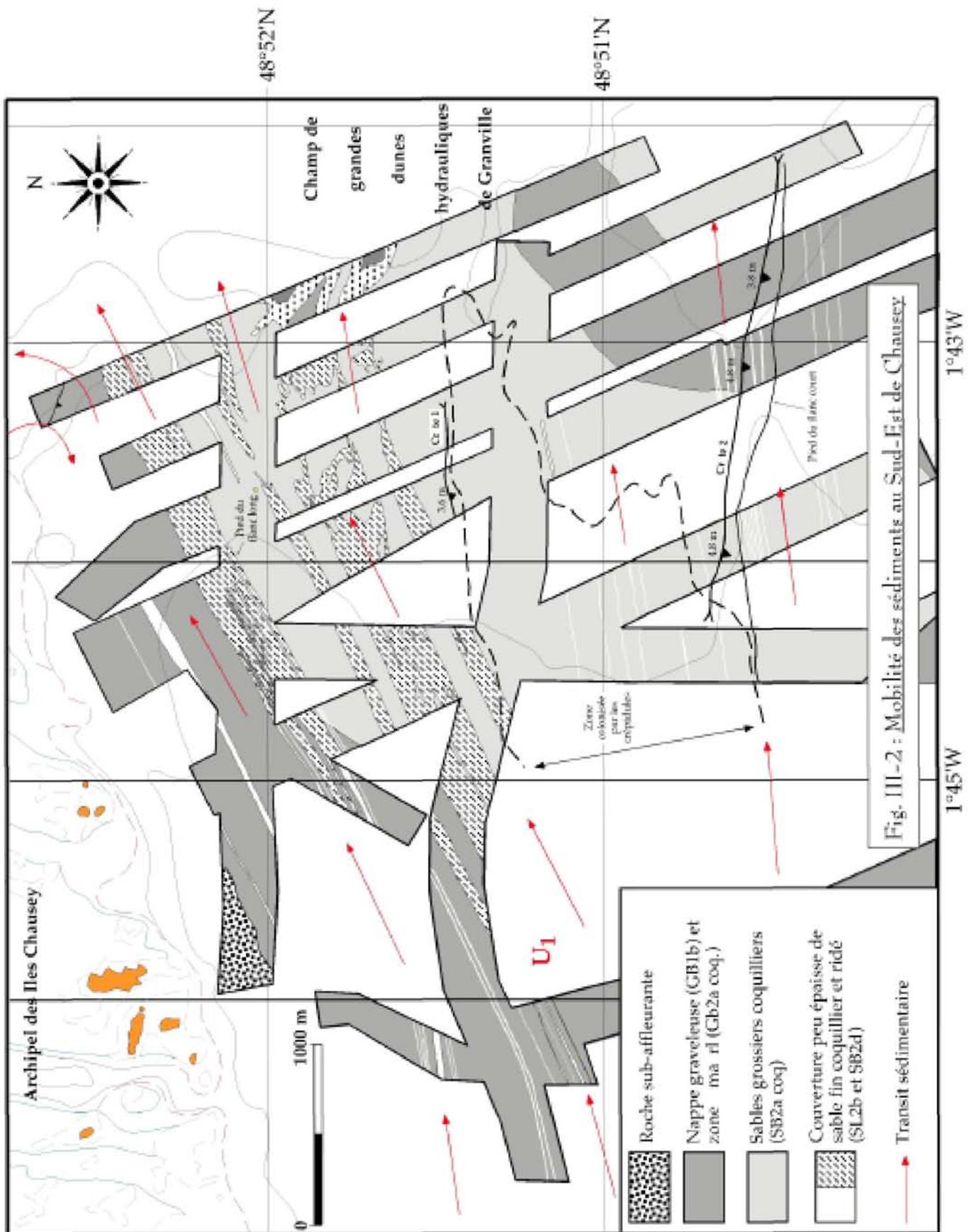
Fig. III-3 : Rose de courant de marée au Sud-Est de l'archipel
(coefficient 66 ; position sur la figure III-2)

Fortin (1972) montre également que les débris allochtones s'accumulent à l'Est de l'archipel sous la forme de bancs coquilliers alimentés par de puissants courants opposés Sud et Nord qui prennent en tenaille la partie orientale de l'archipel. Le courant venant de Nord et qui longe la bordure nord du granite, est à l'origine de la polarité d'une petite dune hydraulique limitée par l'isobathe -5 m (**fig. III-2**). Ce phénomène s'explique par la vorticité croissante des eaux autour des iles (cf § I-3.3.2, **fig. I-19**).

En s'cartant du relief insulaire, l'influence de la morphologie sous-marine sur la propagation de la marée s'att ne et les trains de rubans conservent leur direction initiale en poursuivant leur migration vers l'Est jusqu'à se connecter à la bordure ouest du champ de dunes de Granville. L'analyse des bandes sondeurs et des sonogrammes montre que ces structures migrent en recoupant deux grands corps sédimentaires avec un angle de l'ordre de 19  (**fig. III-2**). Ces deux corps fortement asymétriques se succèdent vers le Sud avec une longueur du flanc long variant de 1200   2400 m et celle du flanc court entre 50 et 190 m. Leurs amplitudes sont faibles ne dépassant pas 5 m (entre 3,6 et 4,8 m) . Leur présence dans cet environnement qui ne montre que des indices de transport perpendiculaires à la côte semble de prime abord en marge de la dynamique sédimentaire actuelle.

Il ne peut s'agir de dunes tidales géantes, car non seulement l'orientation des crêtes est presque parallèle à la direction d'elongation des rubans mais leurs dimensions ne s'accordent pas avec celles mesurées pour les dunes extrêmes du plateau continental qui présentent des amplitudes bien supérieures à celles observées dans notre secteur : 12 m au Nord-Est du Vergoyer pour Dewez (1988) et 15 m sur le Ruytingen pour Vicaire (1991).

Ces corps sédimentaires identifiés sur les minutes bathymétriques de 1936 (SHOM) et 1959 (EDF), s'apparentent davantage à deux petits bancs dont les crêtes respectives font un angle inférieur de 20  par rapport à l'orientation des courants dominants. Ils sont néanmoins dépourvus de structures secondaires asymétriques généralement convergentes vers la crête (Caston, 1972; 1981; Dewez, 1988, cf § A2-2). La nature des sédiments prélevés à leur surface (sables grossiers coquilliers parfois constitués exclusivement de maërl, cf § **fig. II-7**) présente trop peu de filiations avec la nature granulométrique des rubans qui les chevauchent, enfin, leur polarité dirigée vers le Sud suggère plutôt un courant de NNE dominant alors que de nombreux indices morphologiques montrent le contraire.



Deux hypothèses peuvent alors être envisagées :

- Il peut s'agir de corps sédimentaires fossiles qui se sont construits par la marée dans des conditions hydrodynamiques différentes de celles qui modèlent aujourd'hui les fonds de cette passe (inversion de la phase d'intensité maximale actuellement orientée vers le Nord-Est et l'Est).

- Mais plus vraisemblablement, il faut voir dans cette anomalie, l'influence de conditions météorologiques paroxysmales (houles de tempêtes de secteur Nord-Ouest) qui ont modelé ces bancs reliques de maërl. Hommeril (1971) propose cette origine pour le banc de l'Écrevière, accroché également en écharpe au Sud-Est des Écréhous plus au Nord dans le Golfe normand-breton. La rotation de la crête de 14° entre le corps nord et le corps sud peut être interprétée comme la réfraction des houles autour de Chausey. L'étude du champ de grandes dunes hydrauliques de Granville centré dans la passe, montre l'influence et le rôle des houles de tempête dans les déplacements saisonniers de ces dunes de dimensions plus modestes. L'analyse structurale de ces corps par sismique réflexion (sondeur de sédiments ...) permettrait probablement de préciser l'origine et la nature des facteurs hydrologiques mis en jeu.

1.1.2 - Le couloir principal entre Chausey et la pointe du Grouin

Tous les indicateurs morphologiques de la moitié nord de la passe entre Chausey et la pointe du Grouin fournissent une direction de transport résiduelle de sable fin coquillier exclusivement vers l'Est (cf § **fig. III-1**). A quelques reprises, nous avons observé la coalescence de rubans fins parallèles en figure longitudinale plus large et le front de propagation de ces unités sous la forme de terminaisons triangulaires (**fig. III-4**). Les faisceaux de rubans engendrent de nombreuses figures d'obstacles à l'aval des aspérités qui jonchent ce fond grossier parsemé de gros blocs erratiques déposés sur un bed-rock sub-affleurant (cf § **II-2.2.1.2**). Les extrémités des queues de comète et des sillons d'érosion plurimétriques en forme de pointe sont toutes orientées sans exception dans la direction d'écoulement du courant de flot.

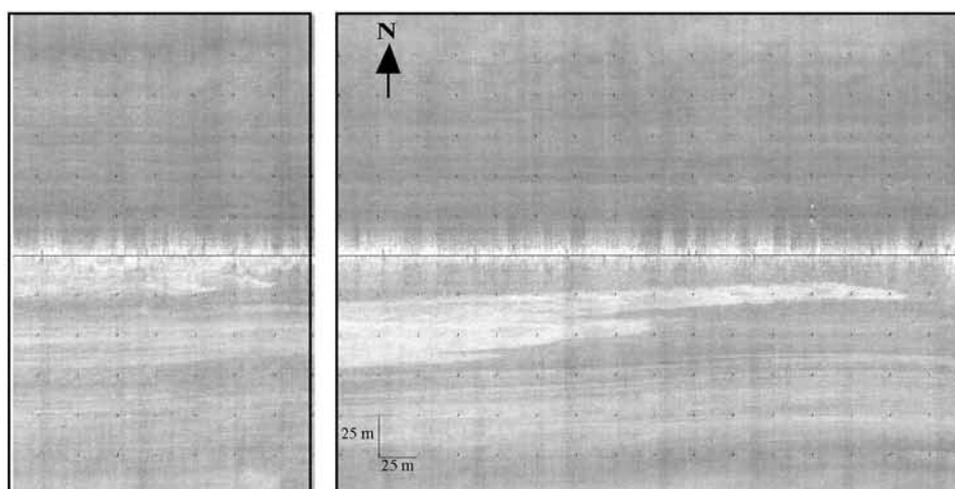


Fig III-4 : Exemples de terminaisons orientales de rubans sableux dans la passe ouest

Les figures longitudinales tendent à disparaître des sonogrammes au passage de la couverture sableuse continue lorsque la teneur en sable atteint 60 % du poids du sédiment (cf § **fig. II-27**). En effet, les contrastes granulométriques deviennent insuffisants pour discerner la phase mobile de la semelle résiduelle

qui possède un cortège granulométrique très proche. La morphologie du substratum et la décroissance locale de la vitesse des courants sont responsables de l'interruption des trains de rubans qui alimentent alors deux petits systèmes relais de dunes tidales :

- un système intermédiaire, appelé Les Petits Bancs sur la carte marine 7156 vers 1°47' de longitude W et 48°48'20 de latitude N,

- un système terminal au contact du prisme sableux vers 1°42'W et 48°47'50N appelé la Basse Parisienne.

1.1.2.1 - La zone dite "des petits bancs" :

La polarité des deux crêtes principales (C2 et C3 sur **fig. II-30**) est orientée vers l'Est. La comparaison des positions actuelles levées au GPS différentiel de celles levées par EDF en 1957-58 suggère également un déplacement de l'ensemble du système vers l'Est de 400 m en 37 ans. Cette distance est une valeur relative liée à la difficulté de saisir très précisément les coordonnées des crêtes sur les minutes au 1/20 000 d'Électricité De France. Néanmoins, en considérant la part d'incertitude relative au positionnement ancien, les 10 m de progression annuelle des structures vers la côte sont une valeur peu éloignée de la moyenne mesurée par Berné et al. (1991) sur les dunes de Surtainville au Nord de Carteret (migration de 15 m/an), et ceci pour des conditions bathymétriques et courantologiques très voisines de celles de la baie du Mont-Saint-Michel.

Il faut cependant noter que l'action des houles de tempêtes de secteur ouest qui s'engouffrent dans la baie, surtout lorsqu'elles se combinent aux courants de flot, doit être particulièrement efficace sur ces hauts fonds en provoquant l'accélération épisodique de la vitesse de migration du système. En effet, comme le constatent Auffret et al. (1989) sur les grandes dunes hydrauliques de la baie de Surtainville, les houles et les vents peuvent contrarier la dissymétrie de l'oscillation permanente de la marée en amplifiant ou contrariant l'effet du courant dominant. L'interaction de la houle sur la morphologie et la progression des crêtes de grandes dunes tidales est un phénomène à de nombreuses reprises mis en évidence (Terwindt, 1971; Berné, 1991; Harris, 1991; Houthuys et al., 1994; Thauront et al., 1996; Herman, 1996, cf § **A2-1.2.5**). C'est ainsi que les houles longues de période supérieure à 10 s et d'amplitude supérieure à 1m provenant du large (cf § **I-3.2.2**), peuvent mettre en mouvement sous une tranche d'eau de 20 m, un mélange de sables coquilliers sur un fond plat graveleux. Dans les conditions de "mer de vent", des houles plus courtes mais d'amplitude plus forte, supérieure à 3 m, produisent des effets semblables. Berné (1991) mesure sur ces corps sédimentaires en périodes de vives-eaux combinées à de fortes tempêtes une capacité de transport doublée.

Les trois dunes sont parfaitement reconnaissables sur les levés anciens. Elles sont alimentées par l'unité morphologique U_3 (cf § **fig. II-30**). Malgré un taux de renouvellement probablement important du matériel sédimentaire, la géométrie externe des corps est conservée dans le temps. Ce système de dunes tidales isolées semble se comporter de manière ordonnée. La direction relative du courant et de la houle, ainsi que la durée des périodes de mauvais temps, sont les deux facteurs importants qui contrôlent à cette profondeur le remaniement ou la construction des corps sédimentaires.

1.1.2.2 - La Basse Parisienne et sa connexion au banc de Rondehaie :

Ce haut fond correspond en réalité à la terminaison orientale du faisceau U₃ de rubans (**fig. III-5**). A partir de 1°43' de longitude ouest, les rubans fins se réunissent à l'image de la zone des "petits bancs" pour constituer localement un large et épais ruban de sable modelé de mégarides rectilignes, de longueur d'onde inférieure à 5 m. Deux crêtes successives de grandes dunes ont été cartographiées par l'imagerie dont la plus haute atteint 6,6 m d'amplitude. L'échantillon Y3 a été prélevé au pied du flanc long de cette grande dune tidale, il présente les caractéristiques granulométriques d'un sable grossier coquillier biolithoclastique de type GB1a.

La polarité des deux crêtes est celle des courants de flot en direction du delta de marée. L'orientation des figures est conforme aux roses de courants obtenues dans cette région (cf § site B **fig. I-20**) et toutes les figures à l'aval des obstacles identifiées sur les sonogrammes indiquent également au voisinage de la Basse, une direction résiduelle des transits sédimentaires vers l'ESE, coïncidant avec l'extrémité Nord-Ouest du banc côtier de Rondehaie (**fig. III-5**). À partir de 1°41' de longitude ouest, le large ruban sableux s'effiloche sur les disparités du socle rocheux sub-affleurant et son écho se perd au contact de la couverture sableuse continue.

La passe ouest est donc le siège d'une forte dynamique sédimentaire qui se traduit, en raison de l'asymétrie des roses de courant, par une entrée de matériel sableux et coquillier en charriage sur le fond. Les indices morphologiques montrant la progression des rubans et des structures connexes vers le fond de baie sont nombreux et seul le couloir bordant la côte sud de Chausey indique un départ des sédiments vers le système de la Catheue.

L'origine des faisceaux larges de rubans rectilignes est à rechercher dans le schéma plus global de circulation des sédiments dans la moitié méridionale du Golfe normand-breton. La connexion évidente de cette dynamique superficielle au prisme sableux côtier et aux bancs littoraux est un résultat nouveau qui illustre les mécanismes actuels de la construction du prisme holocène.

1.2 - Dynamique sédimentaire autour de la pointe du Grouin et dans la baie maritime :

Au large de la côte bretonne, les transits sédimentaires sont parallèles à la côte. Les fonds grossiers (cf § **II-2.2.3.3**) sont balayés par de puissants courants (> 2,5 nds en VE) croissants à l'approche de la pointe du Grouin (5 nds entre les roches Herpin et La Fille, cf § **I-3.3.3.1**). À quelques kilomètres au large de la pointe du Grouin, les placages de graviers et de sables grossiers entre les affleurements rocheux sont modelés de petites et moyennes dunes tidales rectilignes, anastomosées, de longueur d'onde inférieure à 6 m et dont les polarités peuvent s'inverser en fonction de l'intensité du courant et du coefficient de marée. Le sédiment [échantillon 174] peu carbonaté (22%) est composé presque exclusivement de graviers roulés très légèrement encroûtés (48 % du poids de l'échantillon). Le banc des Renardières nommé ainsi sur la carte marine, situé à 3 km au NNW de la pointe, constitue en réalité une dune tidale d'une longueur de 700 m environ pour une amplitude de 5 à 6 m. Elle est isolée sur ces placages graveleux. La direction du flanc court est orientée vers l'E soulignant une nouvelle fois l'importance du courant de flot dans la direction résiduelle de transport des sédiments à l'entrée de la baie. Cette direction est confortée par les nombreux rubans qui s'appuient sur les escarpements rocheux et sont guidés par les directions de fracturations. Au passage des hauts fonds du Grouin, les directions de transit sont rapidement réfractées à la côte en s'intégrant dans un grand mouvement tourbillonnaire généré par la pointe (cf § **fig. III-1**).

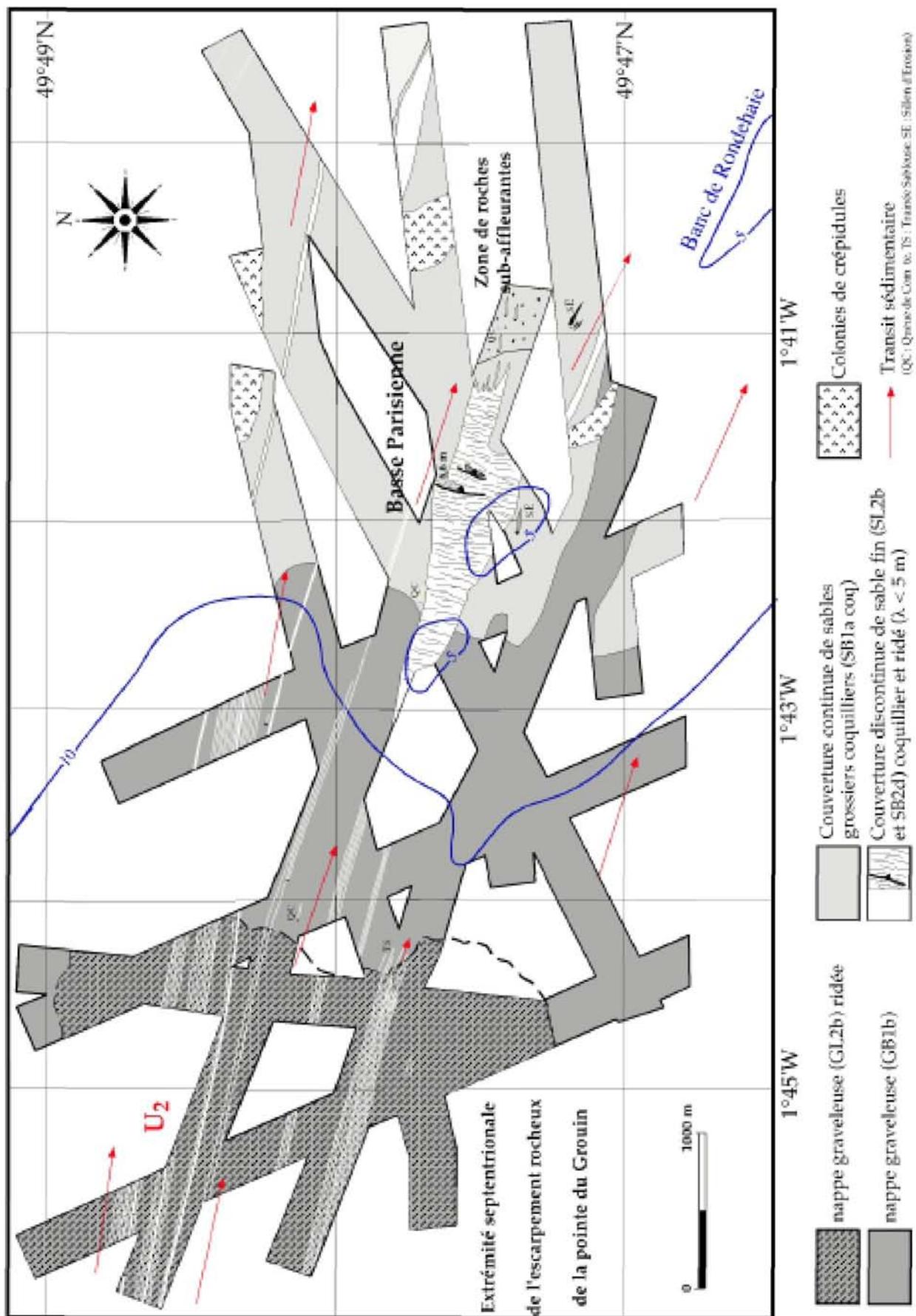


Fig. III-5 : Mobilité des sédiments au Nord-Ouest du banc de Rondehaie

1.2.1 - La dynamique dans les dépressions du Guyoult et de la grande rade de Cancale :

1.2.1.1 - *La dépression du Guyoult :*

Ce chenal dont les caractéristiques morphologiques et sédimentaires ont été décrites dans le chapitre 2 (cf § **II-2.3.3.3**) offre de nombreux indices de direction résiduelle des transports en raison de la proximité des écueils du platier sous-marin et de la pointe du Grouin qui interceptent la dynamique sédimentaire.

Dans la partie nord de la dépression, entre 15 et 17 m de profondeur, on constate une divergence des transits sédimentaires. Une partie des rubans sableux qui remontent la paléovallée du Couesnon (cf § **II-2.2.2**, **fig. II-20** et **II-23**) poursuivent leur migration vers l'ESE. L'autre partie alimente le système de la baie maritime (**fig. III-1**). Les profils sonars effectués dans cette zone en juillet 1996 montrent l'existence de figures érosives (cf § **fig. II-52**) de type "longitudinal furrows" (Stride et al., 1971; Flood, 1983; Belderson et al., 1988) dans les sédiments envasés de la dépression. Ces figures de haute énergie coïncident localement avec la présence de champs de petites dunes hydrauliques sablo-graveleuses dont la polarité des flancs abrupts était orientée vers le Sud-Est au moment de notre passage, c'est-à-dire 3 heures après la pleine mer.

Vers le Sud de la dépression, à partir de 48°43' de latitude nord, on assiste à une virgation rapide des transports vers le Sud-Est, le Sud puis le Sud-Ouest. Avec la diminution du gradient d'intensité des courants, les sillons érosifs donnent naissance aux rubans sableux de sables fins coquilliers qui remontent sur le flanc Est en pente douce du banc des Corbières (cf § **fig. III-1** et **II-39**). Les échos de cette dynamique se perdent à partir d'une dizaine de mètres de profondeur dans l'axe de la dépression en raison des conditions de turbidité qui y règnent et qui limitent la prospection acoustique. Les gisements denses de crépidules semblent également interrompre les rubans rectilignes à proximité du domaine infra-littoral.

1.2.1.2 - *La grande rade de Cancale :*

Dans la dépression bordant à l'Ouest le banc des Corbières, la pointe des sillons graveleux incisant la couverture sablo-vaseuse indique un transport orienté vers le Nord. L'intensité croissante des courants à proximité de la pointe du Grouin, du fait de la chenalisation de l'écoulement sur le fond, fait apparaître deux types de figures longitudinales. Au pied du champ de grandes dunes hydrauliques des Banchets et au Sud de l'île des Landes, la canalisation des courants de marée est à l'origine de la formation de structures longitudinales n'appartenant pas à la classification de Kenyon (cf § **A2-3.1**).

Le ruban bordant le tombant du banc des Corbières et la limite ouest du champ des Banchets a été décrit par McLean (1981) dans sa modélisation en canal d'expérimentation et Braud (1986) dans l'embouchure de la Gironde. Il est constitué de petites dunes hydrauliques lingoïdes ou en barkanes de longueur d'onde moyenne de 6 m environ, recoupées transversalement par des saignées rectilignes appelées par McLean "longitudinal furrows" mettant à nu les graviers sous-jacents. Il s'agit selon cet auteur d'une forme transitoire dans la genèse des rubans sableux (**fig. III-6**). L'espace entre les sillons varie de 6 à 8 m et vérifie ses travaux qui montrent que cette distance est égale à la moitié de la profondeur, soit de 11 à 15 m en fonction du marnage dans cette partie de la baie.

1.2.2 - Les bancs sableux :

1.2.2.1 - *Le banc du Chatry :*

Le banc du Chatry ne ressemble pas génétiquement au modèle de banc sableux de la mer du Nord et de

la Manche orientale dont le fonctionnement a abondamment été étudié (Caston, 1972, 1981; McCave et Langhorne, 1982; Dewez, 1988, Clabaut, 1988, Vicaire, 1991 et Trentesaux, 1994 ; cf § annexe **A2-2**). Il semble qu'il corresponde davantage à la synthèse des caractéristiques morphologiques d'un banc sableux en bannière de type 'Banner Bank' dans sa partie méridionale, et de celles de rubans sableux anastomosés dans sa terminaison septentrionale vers l'île des Landes (cf § **fig. II-36**). Sur les deux flancs, la direction de transit du matériel sédimentaire est identique et orientée vers le Nord. La stabilité du banc est alors assurée par l'apport de sable venant du Sud. Ce transport unidirectionnel du sable parallèlement à la crête a été décrit sur la Bassure du Bras en Manche orientale (Dewez, 1988). Une virgation progressive des directions privilégiées de transport vers le Nord-Est est constatée à l'approche de l'île des Landes qui contraint fortement l'onde de marée pendant toute la durée de la basse mer (cf § **fig. III-1**). L'étroit chenal qui sépare l'île du continent n'a pas été prospecté pour des raisons de sécurité.

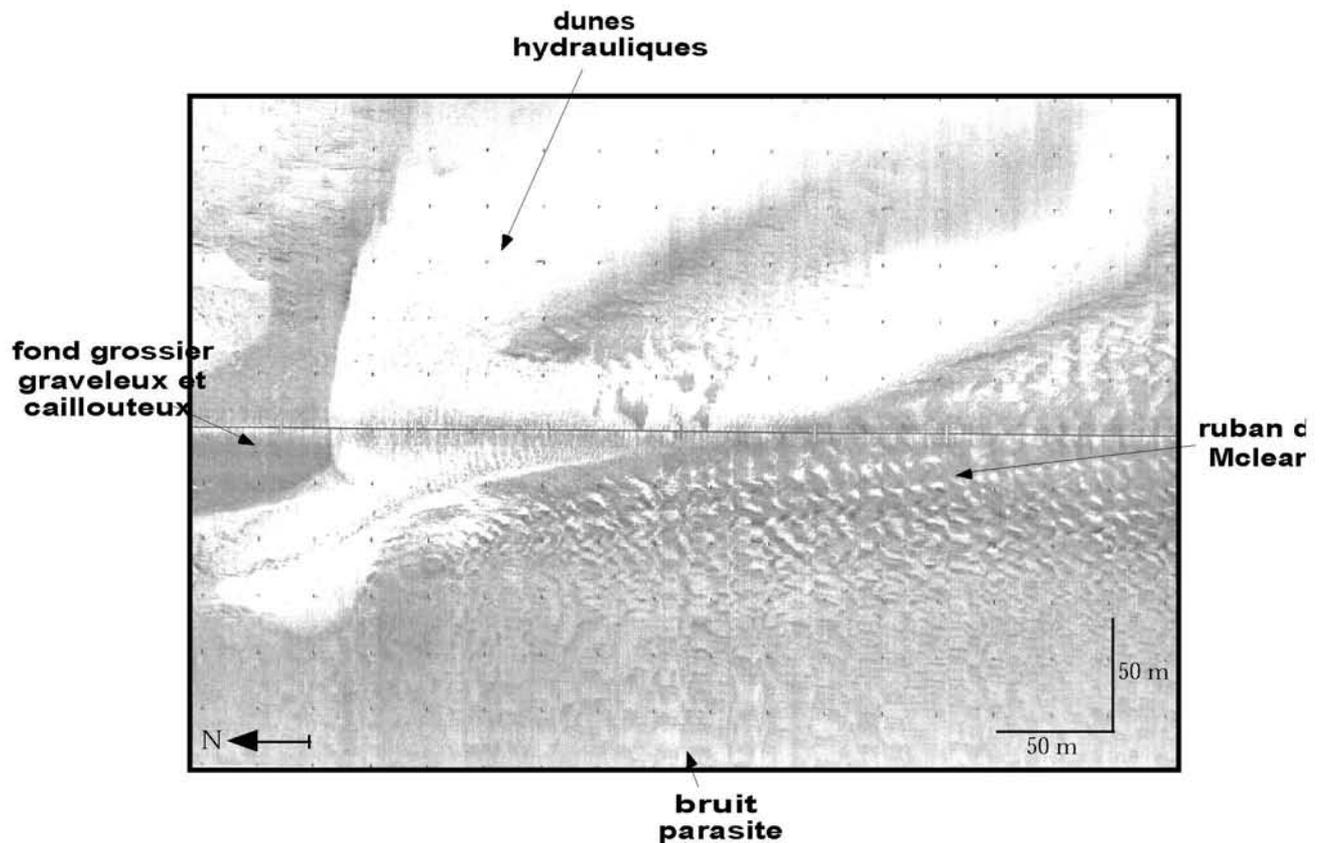


Fig. III-6 : Sonogramme de la bordure occidentale du champ de grandes dunes hydrauliques des Banchets (premier plan : ruban sableux de McLean) - Position sur la fig. III-8

1.2.2.2 - Le complexe Corbières-Banchets :

Ces deux grands corps sédimentaires côtiers en terme de dynamique sédimentaire sont indissociables. Ils se trouvent au coeur d'un vaste vortex à rotation horaire (cf § **fig. III-1**) et sont alimentés par les apports remontant depuis l'axe des deux dépressions. Le pied de la bordure est du champ de grandes dunes hydrauliques des Banchets est incisé par un profond sillon graveleux orienté vers le Sud (cf § **fig. II-41**). Toute la moitié est du champ est par ailleurs sous l'influence du courant de flot (cf § **fig. II-42**). La polarité des crêtes des grandes dunes est orientée au Sud. Le flanc long du banc des Corbières, connexe au champ de dunes tidales, est modelé également de moyennes dunes hydrauliques qui indiquent un transport

vers le sommet du banc avec une rotation progressive des crêtes qui tendent à être parallèles à celle du banc.

La mosaïque sonar réalisée en janvier 1995 oppose clairement la partie est de ce complexe de la partie ouest en bordure de la grande rade de Cancale sous l'influence prépondérante des courants de jusant. En examinant les minutes bathymétriques anciennes, il semble que la position des crêtes des dunes tidales et celle du banc indiquent une relative stabilité. Néanmoins, les passages au sondeur vertical lors des missions qui ont suivi, ont fait apparaître sur quelques crêtes de dunes des indices d'arasement, ce qui confirme l'action des houles de tempêtes dans le modelé de ces structures en équilibre dynamique dans des conditions de faibles profondeurs, entre -5 et -10 m.

1.2.2.3 - Nature des processus à l'origine de la construction de ces deux bancs :

L'allure de ces bancs et leur position en bannière derrière la pointe de la Chaîne pour le banc du Chatry et au Sud-Est de la pointe du Grouin pour le système Corbières-Banchets, résulteraient des mêmes processus hydrauliques que ceux décrits par Pingree et Maddock (1979a) autour du promontoire rocheux de Start Point. Selon Orbi (1986) et ces derniers auteurs, la présence d'un cap rocheux modifie l'écoulement linéaire de la marée en générant d'importantes perturbations hydrodynamiques. La dépression de la surface de l'eau au passage du cap, est à l'origine d'une accélération des courants de marée sur le fond. Le couplage d'une importante force de friction en bordure de côte et d'une petite force au large favorise un écoulement rotationnel ou tourbillonnaire en aval de l'obstacle. Les courants transportent le matériel sédimentaire en suspension et en charriage vers le centre du vortex qui correspond au centre du banc, ce qui explique le détachement du banc de la pointe rocheuse qui l'a initié. Les courants s'atténuent une fois passé l'obstacle. Le banc du Chatry et le complexe sédimentaire Corbières-Banchets se distinguent néanmoins l'un de l'autre par l'importance du courant de retour (point 2 sur la **fig. III-7**). Mesuré voir nul à quelques encablures de la côte à proximité du banc du Chatry, il devient une composante essentielle dans l'édification du système Corbières-Banchets.

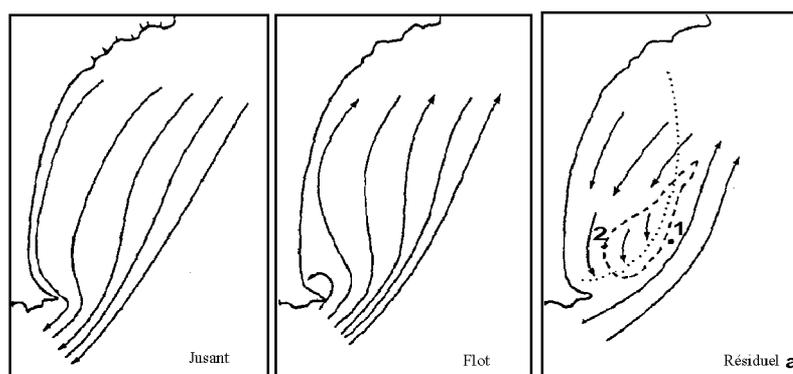


Fig. III-7 : Direction d'écoulement des eaux de part et d'autre du cap de Star Point

La ligne pointillée matérialise les limites du banc de Skerries d'après Pingree et Maddock (1979b)

Une telle orientation des courants a pu être vérifiée sur plusieurs bancs comparables soudés aux côtes anglaises tels que les bancs de Skerries (**fig. III-7**) et de Warts (Jones et al., 1965). Ce qui s'observe également parallèlement aux côtes françaises : banc de la Ligne à proximité du cap Gris-Nez (Clabaut, 1988) et banc Saint-Georges à l'embouchure de la Gironde (Mallet, 1995 et 1998). Ces bancs sont généralement de dimension modeste, quelques km au maximum, et peuvent se développer par paire en arrière ou de part et d'autre d'un obstacle (Pingree et Maddock, 1979b) comme pour l'ensemble des bancs

du Cardonnet et de Saint-Marcouf en baie de Seine occidentale (Ehrhold, 1993). Dans le cas du banc du Chatry arqué vers le Nord-Ouest, la direction résiduelle des courants est orientée vers le Nord du fait de la prépondérance, surtout en durée, du courant de jusant sur celui de flot. En effet, si les intensités des pics de courant respectifs sont sensiblement égales, la configuration de la côte entre la pointe de la Chaîne et la pointe du Grouin impose durant 9 heures du cycle et quelque-soit le coefficient de marée un courant sortant de jusant. L'analyse des directions de transport sédimentaire déduites de la recherche des filiations entre les sédiments (**fig. III-22**) et des résultats du modèle numérique (**fig. IV-20 et 21**) confirment cette donnée courantologique. Les îles des Rimains canalisent en amont les courants de vidange de la baie de Cancale et leurs effets s'ajoutent à ceux exercés par la pointe de la Chaîne. Selon les Instructions Nautiques, la dépression du Chatry bordant la face occidentale du banc, est parcourue par des courants pouvant atteindre 2 à 3 m/s en vive-eau. Le mouvement rotationnel et anti-horaire de la masse d'eau est une réponse hydrodynamique au gradient de pression lié à l'inflexion des lignes de marée au passage des îles des Rimains et de la pointe de la Chaîne. Le matériel sableux est transporté en charriage sur le fond. Il converge et s'accumule au Nord du platier du Gaut (§ **fig. II-35**). Tout comme le banc des Corbières mais à une échelle moindre, le banc du Chatry correspond à une marque d'obstacle de grande taille décrite par ailleurs dans les travaux de Kenyon et al. (1981) ou Belderson et al. (1982). Malgré la tendance fortement unidirectionnelle des courants à proximité de ce banc, l'orientation des structures sédimentaires secondaires, l'absence de dissymétrie apparente et la diminution de l'épaisseur vers l'aval du banc, sont des facteurs qui ne permettent pas de le rapprocher de la formation des barres de rattachement (Rubin et al., 1990) suivant la terminologie employée pour définir les barres sableuses de vortex en rivière. Ces auteurs montrent que la présence d'un éperon rocheux, resserrant le thalweg d'un défilé rocheux du Grand Canyon sur la rivière Colorado, produit vers l'aval, un courant tourbillonnaire qui s'infléchit vers la rive en décrivant un vortex (**fig. III-8**). Si les phénomènes hydrauliques sont proches de ceux observés en mer, le courant de retour qui isole la barre de la rive, n'existe pas dans le cas du banc du Chatry.

Tout comme la passe ouest entre Chausey et la côte bretonne, le prisme côtier breton et la baie maritime sont le siège d'une entrée de matériel sédimentaire depuis le tréfonds rocheux au Nord-Ouest. Le cap rocheux de la pointe du Grouin modifie la propagation de l'onde de marée, y accélère localement les courants et engendre un important vortex hydrodynamique qui contrôle dans cette partie de la baie la dynamique sédimentaire. Ses effets se font sentir sur les directions résiduelles des transports sédimentaires jusqu'à 7 km à l'Est de la pointe (1°45' W).

Les dépressions et les bancs côtiers sont génétiquement liés. Du fait de sa position en quinconce par rapport aux courants de marée, l'éperon rocheux du Grouin joue un rôle essentiel dans le modelé des fonds de la baie de Cancale. La dépression du Chatry et la grande rade constituent dans la baie maritime deux étroits couloirs où le matériel sédimentaire est expulsé vers le large. Mathieu (1966) remarque dans les sédiments de la grande rade de Cancale des apports de tests de foraminifères infralittoraux dus aux courants de jusant. La dépression du Guyoult par contre, est le siège d'une remontée des sédiments depuis le domaine subtidal profond vers la zone intertidale.

À partir de 1°45' ouest, les directions des transits sédimentaires échappent à la circulation anticyclonique de la baie maritime et les rubans progradent vers le massif des Hermelles (cf § II-2.3.5).

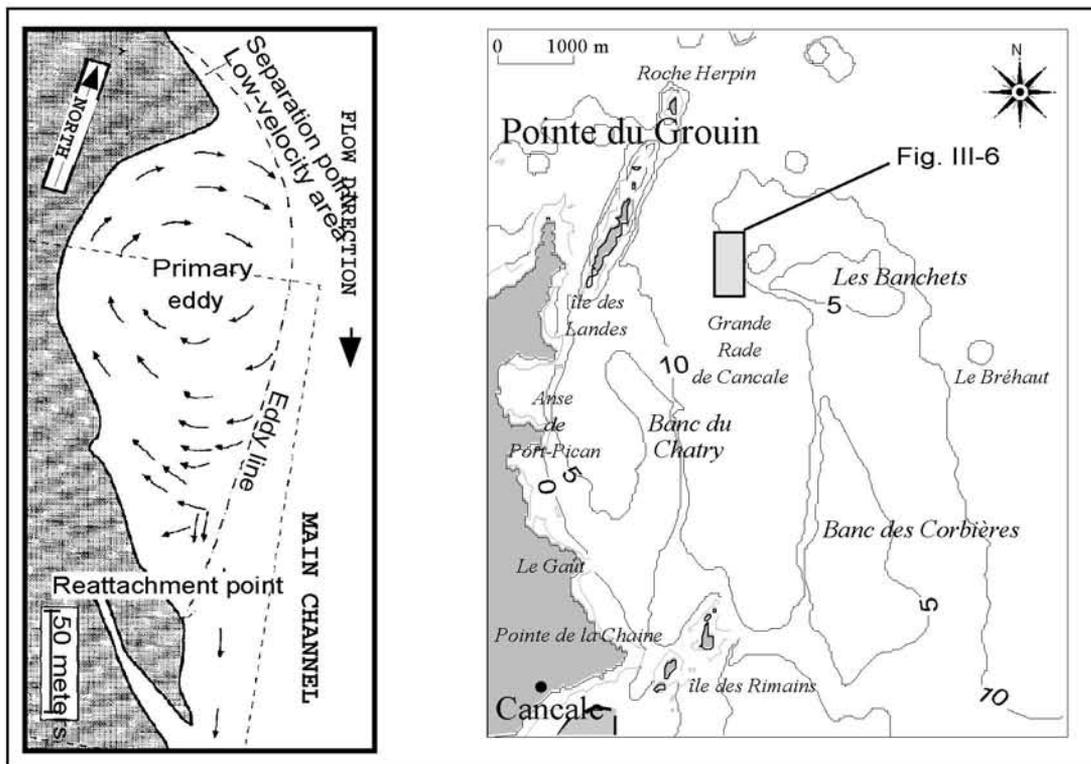


Fig. III-8 : Formation d'un vortex, observé à la surface de l'eau à l'aval d'une pointe rocheuse dans la rivière Colorado (Rubin et al., 1990) et comparaison avec la morphologie de la pointe du Grouin

1.3 - Dynamique sédimentaire à l'embouchure du delta de marée :

L'embouchure du delta de marée, entre le Massif des Hermelles et la pointe de Champeaux, est le siège d'une forte dynamique tidale dont les marqueurs morphologiques sont peu visibles sur les sonogrammes. Les problèmes de détection du fond par le poisson remorqué, déjà rencontrés dans la baie maritime et plus généralement sur toute la frange littorale, sont dans cette région, accentués par la combinaison de 3 facteurs : turbidité élevée des eaux au voisinage du zéro hydrographique (cf § **IV-2.3**), morphologie irrégulière des fonds enfin faibles profondeurs inférieures à -5 m. Pour ces raisons, seulement 4 profils sonar transversaux à l'embouchure (cf § **fig. II-9**), ont pu être obtenus en juillet 1996. Ces enregistrements ont mis en évidence la présence de 3 larges couloirs grossiers incisant le prisme sableux depuis les fonds asédimentaires du centre de la baie (cf § **II-2.4.1.2**). J'ai par ailleurs souligné le rôle de ces couloirs dans la morphologie actuelle du prisme littoral (**fig. III-9**). Les courants y sont accélérés tels que des rubans de sables fins, rectilignes, de type B (selon Kenyon et Stride, 1970) ont été décelés dans le chenal médian jusqu'à la latitude de 48°43'N. Les vitesses de courants nécessaires pour faire apparaître ces structures sont selon ces auteurs de l'ordre 2 nœuds (**fig. AN-16**).

Au sommet du banc de Rondehaie, affleure une zone de sable bio-lithoclastique graveleux de type SB1b (cf § **fig. II-4** et **III-9**). La présence de ce faciès dans la couverture sableuse des sables fins bioclastiques (SB2a coq.) traduit localement l'action érosive des courants de marée couplée épisodiquement aux houles de tempêtes. Les vitesses de courants mesurées par le courantomètre S4 sur le site 2 (**fig. IV-6**) sont au max. de 74 cm/s pour le flot à BM+3 dirigé vers le Sud-Est (coef. 100). Cette vitesse est suffisante selon Migniot (1992) pour mettre en mouvement et déplacer les sables fins et les coquilles brisées vers le delta de marée. Les prélèvements remontés en janvier 1995, après une succession de fortes tempêtes de secteur

ouest [échantillons 463, 472, 478, 179 et 497], présentent des caractéristiques sédimentologiques de sédiments ayant subi une phase de réduction chimique ; il s'agit de résidus d'érosion bien triés et lavés, de couleur noire, organisé en petites dunes hydrauliques observées au sondeur vertical. L'étude de la couleur des sables dans la 3^{ème} partie de ce chapitre montre que cette zone d'affouillement par les courants et les houles n'est pas unique dans la baie. Les houles de tempêtes jouent un rôle fondamental dans la remobilisation du matériel qui est repris et transporté par les courants de marée. J'ai pu observer la présence de rides de houles symétriques jusqu'à 5 m de profondeur (48°44'20N et 1°38'5W).

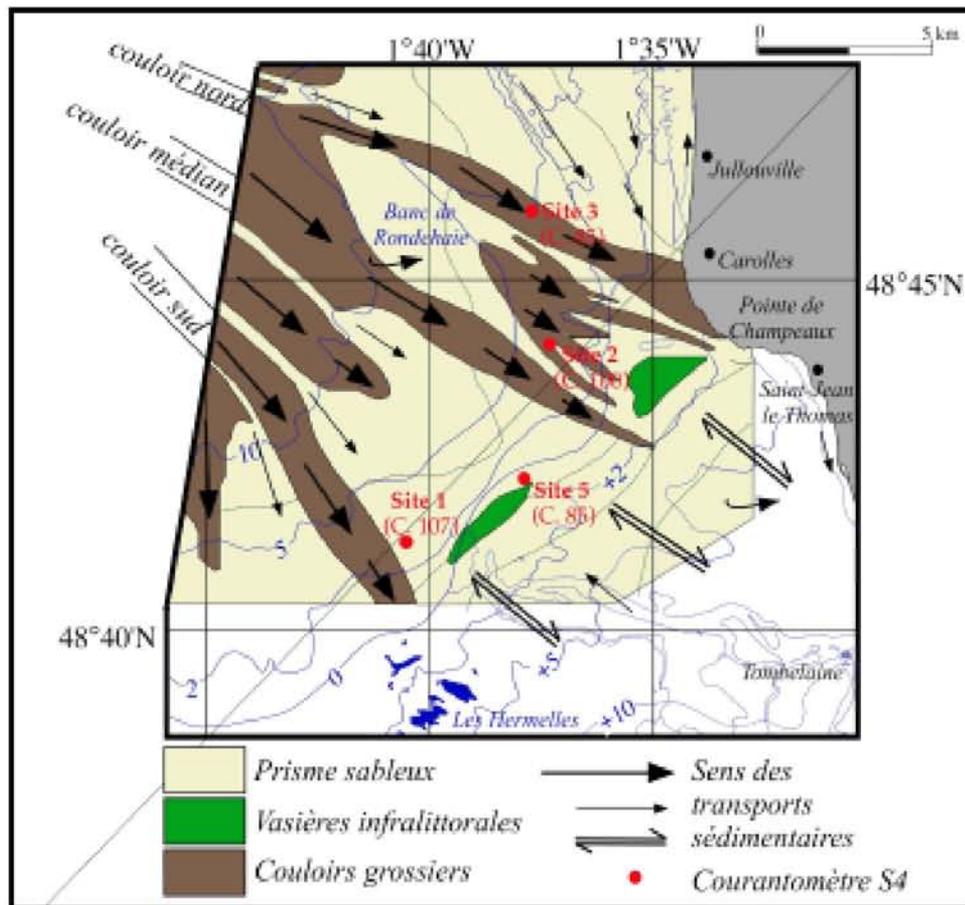


Fig. III-9 : Interprétation simplifiée de la dynamique sédimentaire aux abords du delta de marée

Les vitesses maximales des courants sur les 4 stations courantologiques (cf § **fig. II-2**) sont enregistrées à mi-flot. L'asymétrie de la courbe de marée pour une VE moyenne est à l'origine de l'alimentation du front du delta de marée depuis la zone subtidale ; cette convergence des apports étant guidée par les couloirs sédimentaires grossiers. Mathieu (1966) par l'analyse granulométrique constate également qu'il y a un transport d'éléments coquilliers grossiers (débris de coquilles et granules de schistes) depuis le domaine infralittoral vers la zone intertidale. La quantification de ces transports a été tentée dans le chapitre 4.

1.4 - Dynamique de la passe entre l'archipel des Iles Chausey et la pointe du Roc :

1.4.1 - Le domaine pré-littoral :

La passe nord constitue la seconde voie d'entrée du matériel sédimentaire dans la baie, depuis le

système sédimentaire de la Catheue qui est équivalent au système de Granville mais décalé vers le Nord. Larsonneur et Walker (1986) constatent au Sud de ce système une virgation des directions de transit sédimentaire conforme aux variations d'inclinaison de l'allongement des ellipses de courants de marée. La communication entre les deux systèmes s'effectue par un important ruban sableux, parfois ramifié, qui s'allonge depuis l'axe de la Déroute vers la pointe du Roc de Granville.

Une partie des sédiments allochtones est rabattue à la côte comme le confirment les différentes simulations (Gao et Collins cf § III-2 et le calcul des flux charriés IV-2). Ils convergent vers le domaine intertidal puis sont repris par la dérive littorale (§ fig. III-1). Cette zone est un bel exemple d'échanges sédimentaires entre le domaine subtidal et l'estran. Cette situation n'est pas unique puisque Levoy (1994) souligne que le prisme sableux présent sur la côte ouest du Cotentin constitue une plateforme d'échanges pour les sédiments entre le domaine marin et la bande littorale.

L'autre partie alimente le champ de grandes dunes tidales et transite sous la forme de fins rubans parallèlement à la côte à quelques encablures de la pointe du Roc (cf § fig. II-62). Si le cap de Granville constitue un obstacle infranchissable aux sédiments sableux de l'estran (Levoy, 1994), il ne semble pas limiter les échanges sédimentaires subtidaux entre les cellules littorales nord et sud. Une fois le matériel piégé dans cette vaste unité, il est redistribué vers le Sud à la faveur des courants de marée et des houles.

1.4.2 - Le champ de grandes dunes hydrauliques de Granville :

1.4.2.1 - *Polarité des crêtes* :

Le fonctionnement hydrodynamique de ce petit champ apparaît plus complexe que celui de Cancale. Il est découpé suivant plusieurs couloirs de transports orientés dans la direction NNW-SSE (cf § fig. II-62 et III-10). L'asymétrie résiduelle de ces grandes dunes tidales résulte du rapport entre la durée et l'intensité maximale des deux phases de courants (cf § fig. I-18). Les données courantologiques recueillies sur la station 4 au Nord de la dépression (cf § fig. II-2) montrent que les vitesses maximales à 1 m au-dessus du fond, sont atteintes au voisinage des étales, c'est à dire à BM+6 et PM+1 (fig. III-11). De style elliptique la rose suggère une tendance à la giration des courants générée par la pointe du Roc. Le grand axe de l'ellipse de courant est orienté NNE-SSW. Il est en accord avec l'orientation des crêtes des grandes dunes tidales.

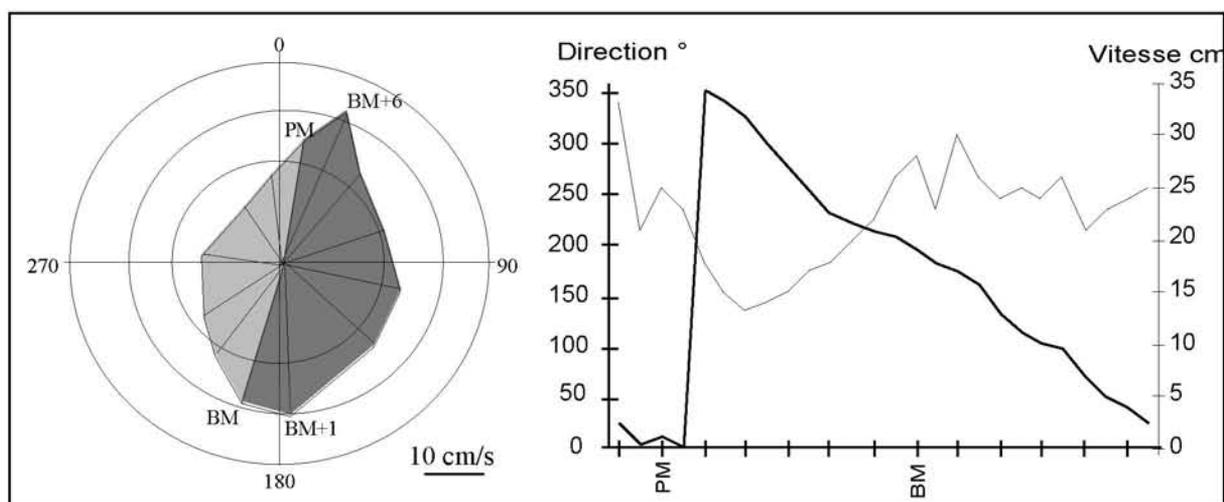


Fig. III-11 : Rose de courant de marée au Nord-Ouest de Granville
(coefficient 55, à 1 m au-dessus du fond)

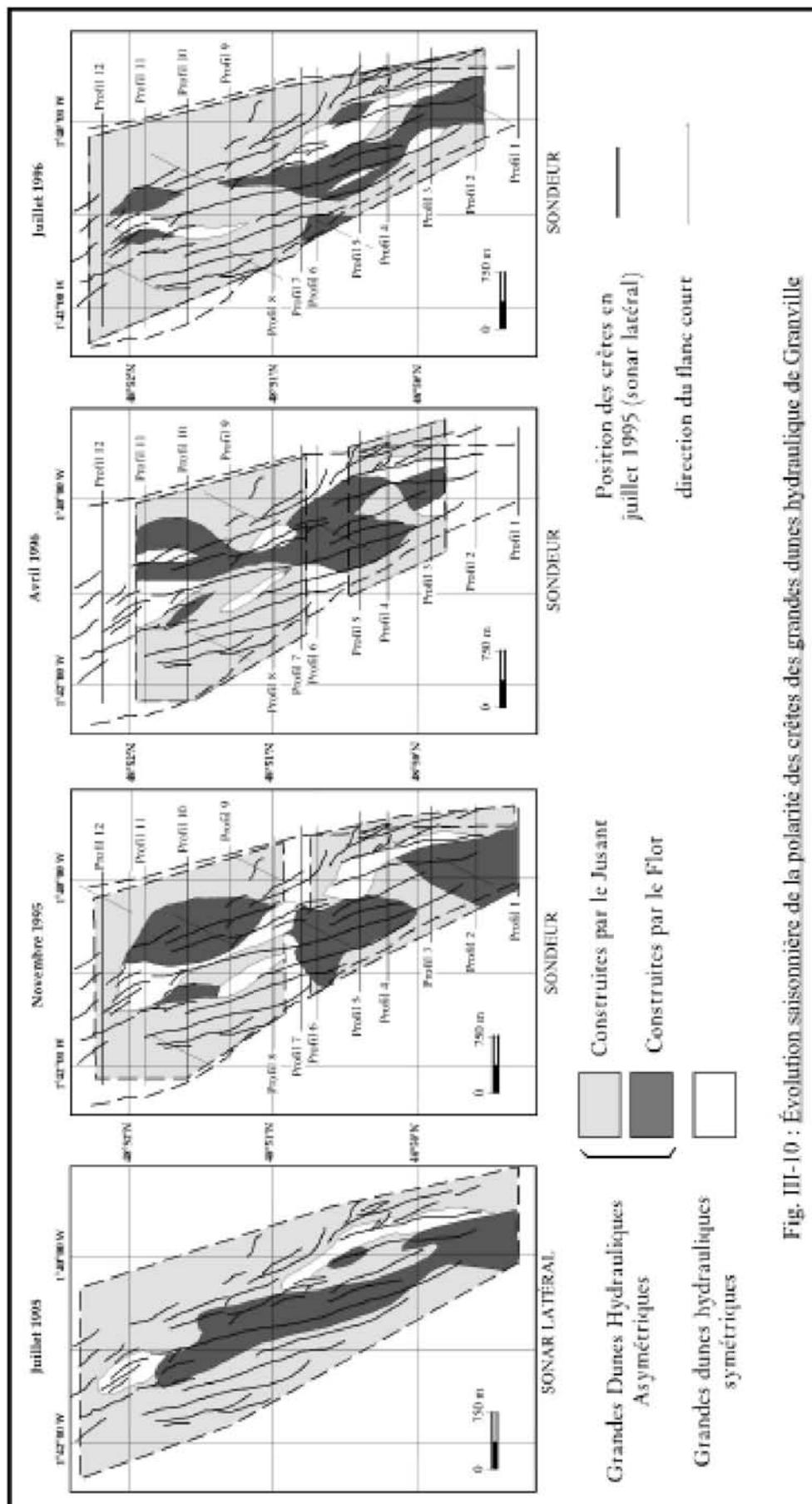


Fig. III-10 : Évolution saisonnière de la polarité des crêtes des grandes dunes hydraulique de Granville

La circulation des sédiments au sein du champ se distingue par une grande constance dans les directions déduites de la polarité des crêtes, quelque soit la période de l'année considérée. L'image du champ en juillet 1995 et juillet 1996 présente assez peu d'évolution. Le schéma hydrodynamique tel qu'il peut être envisagé sur une année se compose :

- de deux zones latérales se rejoignant à l'extrême Nord, contrôlées par les courants de jusant qui déplacent les crêtes en direction du Sud-Ouest de quelques mètres par mois,
- d'un couloir principal médian emprunté par des courants de flot dominants dirigés vers le Nord-Est. Il est ancré au Sud et s'estompe à certaines périodes de l'année,
- de zones locales plus discrètes à crêtes asymétriques, siège d'une convergence des apports sédimentaires.

En résumé, la prépondérance des courants de flot s'exprime dans la partie Sud-Ouest du champ et celle des courants de jusant sur sa bordure est et sa frange septentrionale, ce qui est l'inverse à Cancale.

1.4.2.2 - Évolution annuelle des crêtes :

Trois missions de suivi des crêtes ont été réalisées à quelques mois d'intervalle (cf § **A1-1.3**). Suivant les mêmes coordonnées (**tab. AN-4**) les profils bathymétriques positionnés au GPS différentiel font apparaître au cours d'une année, des déplacements plurimétriques à pluridécamétriques de la position des crêtes des grandes dunes hydrauliques de Granville. Les déplacements inférieurs à 5 m sont difficiles à estimer du fait de l'échelle d'analyse utilisée et de la superposition imparfaite des profils d'une mission à l'autre. La mesure de ces déplacements est donc empreinte d'une incertitude. Les crêtes de flot et de jusant ayant migré dans la même direction d'une dizaine de mètres entre novembre 1995 et juillet 1996 ne représentent que 8 % de l'ensemble des mesures effectuées sur le champ ; il s'agit, soit du déplacement de l'extrémité d'une des longues dunes rectilignes de longueur supérieure à 1 km, soit de petites dunes isolées ou anastomosées aux structures principales.

Les mouvements pluridécamétriques observés sur l'année, affectent les crêtes septentrionales et occidentales, ainsi que les crêtes en bordure de la dépression limitant le champ par l'Est. Ces déplacements de 10 à 40 m sur des périodes de 6 mois sont inattendus car la morphologie et la position du champ (forme et nombre des crêtes) cartographiées en 1936, sont proches de l'état actuel. Le comptage systématique des amplitudes de déplacement entre chaque mission montre que 53 % des crêtes ont migré entre novembre 1995 et juillet 1996 avec un mouvement d'une amplitude supérieure à 6 m. Mais en terme de déplacement résiduel, seules 24% des crêtes ont réellement évolué, car pour les 29% restants, les déplacements reconnus entre novembre 1995 et avril 1996 se sont annulés entre avril 1996 à juillet 1996 par des mouvements en sens opposé.

En Avril 1996, de nombreuses crêtes de jusant (asymétrie dirigée vers le Sud-Ouest) situées en bordure du champ ont reculé de plusieurs mètres à contre sens de leur propagation tidale (**fig. III-12**). Ce phénomène est apparu également fin juillet 1996 pour les dunes de flot dans la partie Sud et plus localement dans le reste du champ. Le remaniement de la structure de ces grandes dunes hydrauliques (amplitude moyenne de 2,3 m et longueur d'onde moyenne de 129 m, cf § **II-2.4.3.1**) pendant la période hivernale et dans une moindre mesure estivale, est la conséquence de l'action des houles de tempêtes dont les vagues déferlent à marée basse sur les crêtes les plus exposées et les moins profondes.

Sur la période de comparaison, c'est à dire de novembre 1995 à juillet 1996, les données météorologiques fournies par le sémaphore de Granville montrent que les vents ont soufflé modérément par rapport à l'année précédente et par rapport à la moyenne annuelle calculée sur 30 ans (cf § I-3.1.1), dépassant rarement 15 m/s (7 sur l'échelle Beaufort).

Durant l'hiver 1995 et le printemps 1996, les vents dominants soufflent du secteur Sud-Ouest à Est (64 %). Les vents d'intensité supérieure à 10 m/s qui soulèvent des vagues courtes, proviennent du quart Nord-Ouest et du SSE (fig. III-13). Les données météorologiques sur 30 ans (cf § fig. I-10) soulignent statistiquement l'importance de la période hivernale (novembre, décembre et janvier) dans les conditions de forte agitation. En effet, cette période rassemble 62 % des vents forts et 79 % des tempêtes provenant du domaine océanique. Les houles générées s'amortissent rapidement sur les premières dunes occidentales du champ.

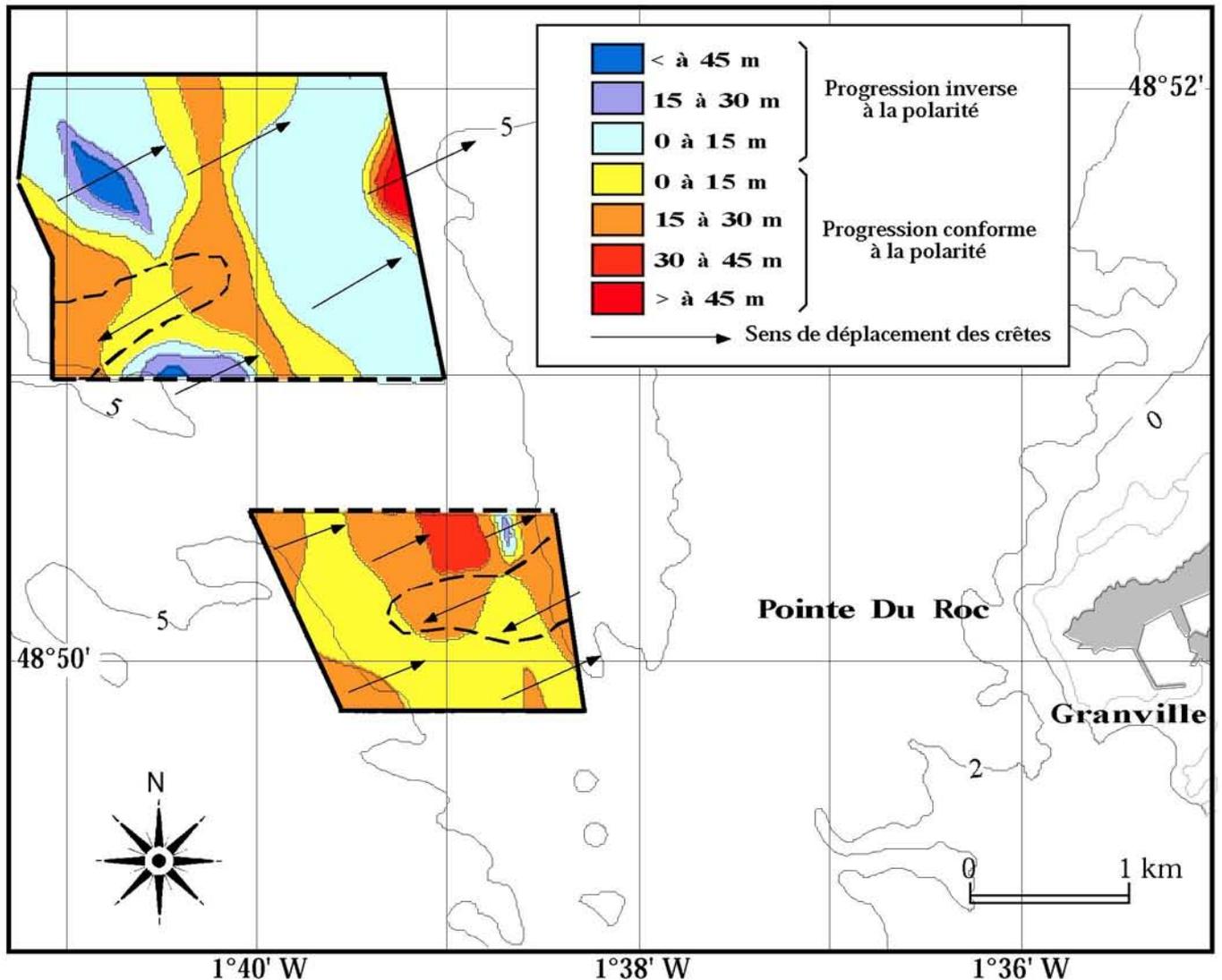


Fig. III-12 : Évolution des crêtes des dunes tidales de Granville entre novembre 1995 et avril 1996

D'avril à juillet 1996, les vents de secteur WNW, Nord-Ouest et Nord-Est se renforcent (46 %). Malgré leur position au Sud-Est de Chausey, les dunes bordant le flanc est du champ sont attaquées par les houles de secteur Nord-Ouest qui s'engouffrent dans le couloir bathymétrique de profondeur supérieure à 5 m entre l'archipel et la pointe du Roc et se propagent efficacement vers le Sud-Est avant de se réfracter sur la bordure orientale du champ. Sur les profils réalisés au printemps, il n'est pas rare d'observer avec le recul de la crête, un arasement du sommet des dunes bordières de 30 à 60 cm, ces dunes étant reconstruites par la circulation tidale au moment de notre passage en juillet.

Terwindt (1971) observe le même phénomène durant les périodes de tempêtes sur les dunes de la Mer du Nord et leur reconstruction par la circulation tidale. Houthuys et al. (1994) constatent après le passage des tempêtes de Sud-Est sur les flancs du banc de Middelkerke en Manche orientale, la disparition des petites et moyennes dunes, le recul et l'amaigrissement des grandes dunes. L'intervention des vents, renforçant ou ralentissant l'impact des courants de marées, est à souligner (Harris, 1991; Herman, 1996). Thauront et al. (1996) constatent que les grandes dunes de la passe interne du bassin d'Arcachon enregistrent les changements saisonniers des courants dominants sous l'action des vents. Cet agent climatique est responsable de l'inversion provisoire de la polarité des grandes dunes en renforçant tantôt le courant subordonné, tantôt le courant dominant. Les grandes dunes symétriques résultent alors de l'évolution des formes asymétriques de flot remaniées par le jusant au printemps et inversement à l'automne. Ainsi de part sa position géographique et son contexte bathymétrique, le champ de grandes dunes hydrauliques de Granville caractérise un modèle hydrodynamique mixte (circulation tidale et forçage éolien). La fréquence de l'alternance de chacun des agents hydrodynamiques est responsable de la pérennité du champ dans les conditions tidales actuelles. Pour les 3/4 des crêtes mesurées, le déplacement résiduel est apparu sur une année finalement très faible, quasiment nul, de l'ordre de quelques mètres.

Pour rendre compte de la polarité des dunes qui constituent ce champ et de sa stabilité dans des conditions de si faible profondeur, inférieure à -5 m, nos résultats permettent d'envisager sur la base des travaux de Pingree et Maddock (1985), Robinson (1981) et Orbi (1986), la combinaison de deux vortex de faible envergure (2 à 3 km), générés respectivement par le cap de Granville et l'archipel des îles Chausey (fig. III-14).

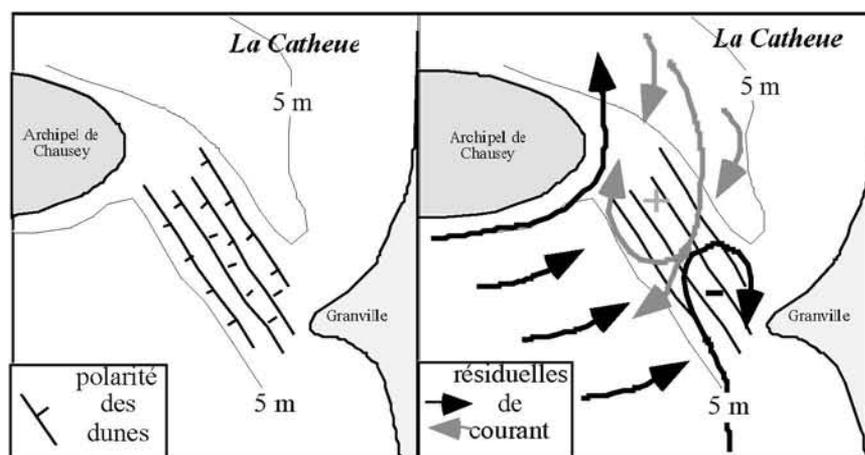


Fig. III-14 : Modèle schématique de circulation tidale des lignes de courants résiduels entre Granville et Chausey

Le style elliptique des roses de courants y est par ailleurs le plus renforcé de toutes celles reconnues en

baie (cf § fig. I-20 et III-11). Il reflète dans ce secteur la forte interaction de la côte et de son prolongement sous-marin sur l'écoulement de la marée. Les mécanismes à l'origine de la formation de ces tourbillons résiduels sont multiples (Orbi, 1986). Ils provoquent une accélération locale des vitesses des courants. Le cap de Granville au moment du pic d'intensité de flot (entre PM-2h et PM+2h) induit une vorticité résiduelle négative en direction du Nord. Inversement, l'archipel des   les Chausey cr  e sous l'action des puissants courants entrants de jusant (entre PM+5h et PM-5h), une vorticité résiduelle positive dans la partie nord du champ. Elle demeure moins spectaculaire que dans d'autres régions du Golfe normand-breton (Sud-Est de Jersey et de Guernesey) car elle est contrariée par le vortex opposé généré par la pointe du Roc.

En résumé, la passe nord entre Chausey et le cap de Granville constitue un modèle hydrodynamique mixte combinant l'action des courants de marée à celle des houles modérées à fortes qui engendrent une grande agitation du plan d'eau. Le prisme littoral, qui s'avance sous la forme d'un cordon sableux modelé de grandes dunes tidales entre le littoral sud-Cotentin et la bordure orientale de Chausey, est alimenté par les apports sédimentaires venant du Nord depuis le système de la Catheue et de l'Ouest par les faisceaux de rubans. La pointe du Roc n'arrête pas les transports sédimentaires vers le Sud en domaine subtidal.

La dynamique sédimentaire au sein de ce système est complexe en raison de la présence des caps et des îles qui modifient localement les champs de courants et génèrent des petits vortex antinomiques. L'influence des houles est non négligeable lorsque les vents soufflent au-delà de 10 m/s. Elles contrarient par courtes périodes la migration tidale des grandes dunes sous-marines. Les effets s'ajoutent ou s'opposent en fonction de la direction de propagation des houles, le bilan des mouvements sur une année étant souvent nul.

1.5 - Bilan de la circulation des sédiments sur la base des données de terrain :

La zone d'étude est soumise à l'action dominante des courants de marée. La dynamique sédimentaire que nous rapportons dans la baie du Mont-Saint-Michel n'est pas sans rappeler les observations faites par Auffret et d'Ozouville (1985) en baie de Seine. Ici, les fonds sont modelés par une grande diversité de figures sédimentaires construites par la marée et décrites dans le chapitre 2. La distribution de ces figures sur le fond est étroitement liée à la disponibilité de la phase sableuse mobile et au gradient de vitesse des courants qui diminue vers les plages. Ce gradient énergétique est localement inversé du fait de la géométrie de la côte dans les dépressions de la grande rade de Cancale et du Chatry. La durée de flot dans la baie est, presque partout inférieure à celle du jusant, mais sa vitesse est plus élevée si bien que les transits sont dirigés depuis la passe ouest vers l'Est et le Sud-Est et depuis la passe nord vers le Sud et Sud-Est.

La passe ouest est modelée presque exclusivement de figures longitudinales qui fournissent de nombreux indices de la direction préférentielle des courants de marée. Dans la moitié nord de la passe ouest, trois grands et larges faisceaux de rubans sableux migrent sur le reg marin et viennent alimenter du Nord au Sud, les systèmes des grandes dunes hydrauliques, le banc côtier de Rondehaie et le delta de marée. Des vitesses de progression de l'ordre de 10 m/an des dunes tidales isolées ont été relevées vers la côte. Au Sud, ces faisceaux sporadiques et localisés donnent naissance à des traînées sableuses au contact d'affleurements rocheux (cf § II-2.2.3.3). L'accélération des courants à l'approche de la pointe du Grouin entraîne l'apparition de nouvelles figures sédimentaires (sillons d'érosion, petites dunes de sable graveleux ...) et les directions de transits jusque là WNW-ESE bifurquent vers le Sud puis le Sud-Ouest par la

dépression du Guyoult.

Les dépressions de la baie maritime (Chatry et grande rade de Cancale) sont le siège d'un départ de sédiment vers le Nord. Les transports sont fortement chenalisés comme en témoigne la morphologie des figures rencontrées ("longitudinal furrows", paramètres morphologiques des grandes dunes des Banchets cf § II-2.3.2.1). La dynamique des bancs côtiers de cette partie de la baie correspond à celle des marques d'obstacles de grand taille générées par les promontoires rocheux. Le courant de retour est nul pour le banc du Chatry situé à quelques encablures de la côte. Il est à l'origine des transports unidirectionnels observés sur ses deux flancs. Inversement, ce courant est plus puissant pour le banc des Corbières et devient une composante essentielle qui explique la stabilité de la crête de ce banc cartographié précisément depuis 1913.

La dynamique sédimentaire de la passe nord est complexe car elle combine les effets des houles à ceux des courants de marée. Le suivi régulier de la morphologie des crêtes des grandes dunes sableuses au large de Granville montre que dans un schéma uniquement tidal, l'orientation des crêtes et leur polarité sont globalement identiques sur une année et dépendent de la proximité de la pointe du Roc ou de celle des hauts fonds de Chausey. Des vents modérés suffisent à lever des houles dont les effets sont amplifiés par la situation bathymétrique des dunes, inférieure à -5 m. Ils entraînent un arasement des crêtes des dunes bordières et des déplacements en sens inverse observés jusqu'à présent dans des zones chenalisées comme le détroit du Pas de Calais en Manche orientale (Herman, 1996) ou le bassin d'Arcachon (Thauront et al., 1996).

L'impact des houles sur la morphologie du prisme littoral est mis en évidence également à l'embouchure du delta de marée. Elles provoquent localement l'érosion et le décapage de la couverture sédimentaire meuble à partir de -5 m de profondeur, préférentiellement au sommet du banc de Rondehaie. A cette profondeur, peu d'informations sont rapportées par l'imagerie acoustique et pourtant les mesures de courants effectuées à l'embouchure du delta témoignent de l'intensité des processus de transport au voisinage du fond. Si les voies de connexions entre la dynamique superficielle du domaine subtidal et le prisme littoral sont clairement établies, la dynamique sédimentaire à leur interface qui constitue une zone charnière en terme d'échanges sédimentaires entre les deux domaines, ne peut être abordée que par la mise en œuvre de méthodes indirectes afin de différencier les modes de transport et de sédimentation aux abords des grèves sableuses.

2 - Suivi des transits sédimentaires résiduels par l'analyse spatiale des variations granulométriques : Modèle de Gao et Collins (1991)

2.1 - Introduction :

À partir des caractéristiques granulométriques des sédiments, la possibilité de description des processus sédimentaires et d'identification de leurs environnements, demeure aujourd'hui encore, un sujet de controverse. Différentes méthodes sont à la base de la détermination directionnelle et du sens des transits sédimentaires. Les gradients granulométriques des domaines externes vers les zones internes abritées (Bourcart et Boillot, 1960; Hommeril, 1967; Larssonneur, 1969) suggèrent une direction générale des transits sédimentaires sur le fond. Les indices ponctuels ou globaux (diminution de la taille moyenne

des grains ou évolution de l'indice du tri) et leur croisement à travers des diagrammes binaires ou ternaires (Folk et Ward, 1957; Passega, 1957; Galichon, 1984) fournissent des éléments de différenciation des environnements hydrosédimentaires et peuvent être indicatifs de la direction potentielle et résiduelle des transports réels.

De nombreux auteurs (Visher, 1969; Shea, 1974; Middleton, 1976; Lambiasi 1980) ont tenté de relier les populations sédimentaires déduites des ruptures dans les courbes de fréquence aux mécanismes de transport (traction, saltation ou suspension intermittente et suspension). Ces méthodes ont longtemps été le meilleur moyen d'appréhender les mouvements sédimentaires responsables de la zonéographie des faciès et de caractériser les environnements de dépôt. Mais elles donnent une représentation statique du sédiment alors que ses caractéristiques sont héritées de processus dynamiques. Pour connaître par la mesure, les directions et les sens de transport sédimentaire en domaine subtidal, il faut déployer actuellement une instrumentation coûteuse (sonar à balayage latéral, traceurs fluorescents ou radioactifs).

L'utilisation du modèle proposé par McLaren (1981) et modifié par Gao et Collins (1991, 1992), offre une perspective dimensionnelle nouvelle aux études de dynamique sédimentaire. J'ai testé cette technique et les modifications que nous lui avons apportés sur un petit secteur de référence au large de Cancale (Ehrhold et Auffret, 1996) avant de l'appliquer à l'ensemble du secteur d'étude.

2.1.1 - Fondements de la méthode :

Un sédiment marin ou littoral peut-être considéré comme la combinaison des effets d'un régime hydrodynamique appliqué à un stock sédimentaire disponible. Récemment sont apparues des études qui utilisent les variations spatiales des paramètres granulométriques combinés pour déterminer les directions de transport. Toutes ces études reposent sur les principes émis par McLaren (1981). Pour cet auteur, les changements dans la distribution granulométrique d'un sédiment depuis la région source jusqu'au moment du dépôt dépendent des processus sédimentaires (érosion, transport, tri, dépôt sélectif ou partiel et dépôt total) et marquent de leur empreinte les caractéristiques granulaires. Son objectif est de pouvoir extraire cet héritage au sein d'un « bruit de fond » lié aux facteurs externes au transport dominant. D'abord intuitive et fondée sur des observations empiriques (McLaren, 1981; McLaren et Bowles, 1985), la méthode proposée par McLaren est basée sur la comparaison de 3 paramètres statistiques entre deux prélèvements. Par comparaison de n paramètres, 2ⁿ cas possibles peuvent apparaître (**tab. III-1**). Avec les paramètres Moyenne (m), indice de dispersion (s) ou indice de classement et indice de dissymétrie (S_k), le nombre de cas possibles dans la comparaison entre deux points est donc de 8.

Cas	Définition des cas en unité phi.
1	$\mu_1 \geq \mu_2, \sigma_1 \geq \sigma_2$ et $S_{k1} \leq S_{k2}$
2	$\mu_1 \leq \mu_2, \sigma_1 \geq \sigma_2$ et $S_{k1} \geq S_{k2}$
3	$\mu_1 \geq \mu_2, \sigma_1 \geq \sigma_2$ et $S_{k1} \geq S_{k2}$
4	$\mu_1 \leq \mu_2, \sigma_1 \geq \sigma_2$ et $S_{k1} \leq S_{k2}$
5	$\mu_1 \geq \mu_2, \sigma_1 \leq \sigma_2$ et $S_{k1} \leq S_{k2}$
6	$\mu_1 \leq \mu_2, \sigma_1 \leq \sigma_2$ et $S_{k1} \geq S_{k2}$
7	$\mu_1 \geq \mu_2, \sigma_1 \leq \sigma_2$ et $S_{k1} \geq S_{k2}$
8	$\mu_1 \leq \mu_2, \sigma_1 \leq \sigma_2$ et $S_{k1} \leq S_{k2}$

Tableau III-1 : Différents cas obtenus par comparaison entre deux points (1 et 2) de la combinaison de trois paramètres statistiques (la moyenne (m), le classement (s) et l'asymétrie (S_k))

Les expériences de McLaren et Bowles (1985) en canal hydraulique sur des sédiments sources dont la distribution granulométrique est parfaitement contrôlée, leur permettent de montrer que la relation entre la vitesse croissante des courants et le départ de particules fines du sédiment original ne constitue pas une fonction monotone (**fig. III-15**).

Sur la figure ci-contre, $t(S_i)$ représente en abscisse le rapport pour chaque classe du poids de sédiment transporté $r(s)$ sur celui du sédiment source $g(s)$. Ainsi bien que la probabilité d'apparition de chacun des cas est statistiquement de 1/8, ces deux auteurs d'après leurs expériences en laboratoire et sur le terrain, ont considéré deux cas seulement (cas III-1 et III-2) réellement significatif d'un transport sédimentaire. Ces deux cas correspondent respectivement à un contraste de haute énergie (passage de t_D à t_C) et de basse énergie (passage de t_B à t_A). Pour chacun des deux cas, l'énergie diminue depuis la source jusqu'au dépôt et le tri s'améliore dans la direction du transport.

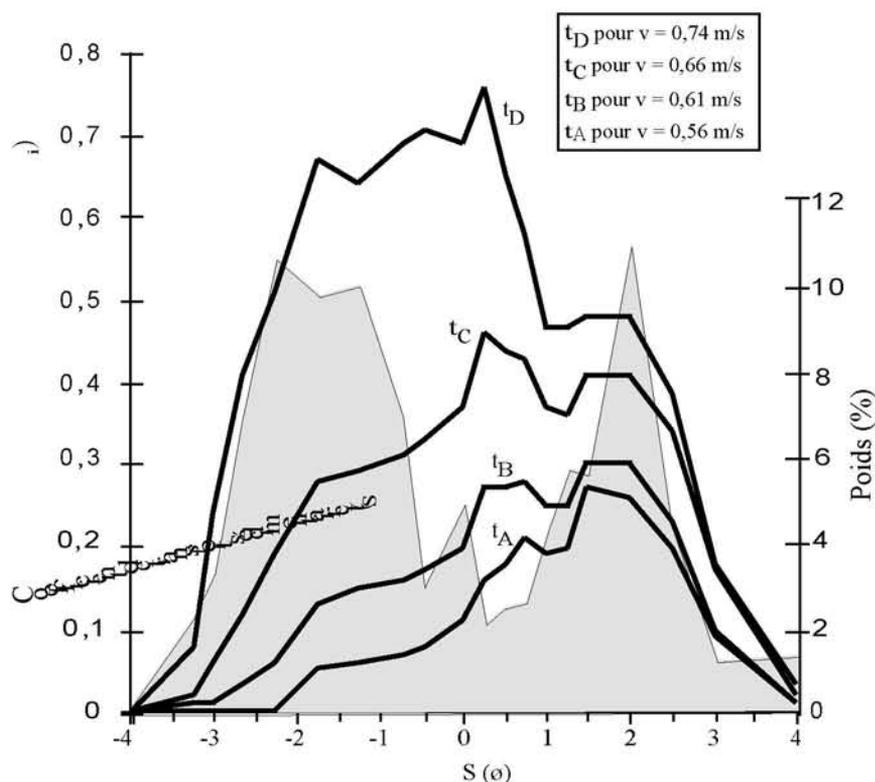


Fig. III-15 : Distribution granulométrique du sédiment source (poids en %) et courbes de fonctions de transfert résultantes sous différents régimes hydrauliques (d'après MacLaren et Bowles, 1985)

Le cas III-1 signifie que le dépôt résultant du transport est plus grossier, mieux classé et d'asymétrie plus positive. Ce cas est nommé en abrégé CB+ (Coarser, Better sorted, more positively skwened).

Le cas III-2 correspond à un dépôt plus fin, mieux trié et d'asymétrie plus négative. Ce cas est nommé en abrégé FB- (Finer, Better sorted, more negatively skwened).

Une combinaison de ces deux cas peut donner de nouvelles possibilités. L'association du cas III-1 avec le cas III-2 a été utilisée avec succès dans l'étude du banc de Kwinte en mer du Nord (Gao et al., 1994). Gao et Collins (1991,1992), sur ce même principe de base ont transformé le caractère unidimensionnel

(étude en ligne) de la méthode de McLaren en caractère bi-dimensionnel. Pour ne conserver que les cas significatifs d'un transport réel, ils pratiquent une technique semi-quantitative de filtrage du « bruit de fond », dont la procédure analytique est décrite dans le paragraphe suivant.

2.1.2 - Protocole de traitement des données :

L'originalité de cette approche réside dans l'utilisation combinée de ces trois paramètres statistiques au sein de la procédure de traitement analytique des données. L'objectif est de mettre en évidence les filiations entre les échantillons prélevés selon une maille à pas régulier, et de les exprimer ensuite sous la forme de vecteurs symbolisant le transport sédimentaire.

Tout d'abord, les paramètres d'un échantillon sont comparés avec ceux des points environnants tels que la distance entre les deux points soit inférieure ou égale à une Distance Critique d'échantillonnage (D_{cr}) qui correspond à la distance maximum séparant deux points adjacents. Un vecteur de grandeur unitaire ou vecteur de tendance $\vec{r}(x,y)$ est dessiné à chaque fois que l'un des 3 cas choisis (III-1, III-2 ou III-1/III-2) est observé entre 2 points (**fig III-16**). Le module de ce vecteur initial est arbitraire car comme le souligne Le Roux (1994a et 1994b) et Gao et al. (1996), il n'est pas proportionnel avec l'évolution de l'un ou l'autre des paramètres considérés.

Ensuite, si un point d'échantillonnage génère des vecteurs dans plusieurs directions, une sommation finale est faite (**fig. III-16**) de manière à obtenir un vecteur unique $\vec{R}(x,y)$ résultant tel que :

$$\vec{R}(x,y) = \sum_1^n \vec{r}(x,y)_i$$

Enfin, une opération de filtrage est appliquée pour réduire une nouvelle fois “le bruit” causé par les vecteurs dont les directions sont incohérentes (**fig. III-16**). Les vecteurs sommation de chaque point sont additionnés au vecteur des points voisins situés toujours à une distance comprise dans D_{cr} . Les vecteurs de transport $\vec{R}_{av}(x,y)$ ainsi définis, s'écrivent :

$$\vec{R}_{av}(x,y) = \frac{1}{k+1} \left[\vec{R}(x,y) + \sum_1^k \vec{R}_j \right]$$

\vec{R}_j est le vecteur sommation obtenu sur la base de l'équation (1) et k le nombre total de sites pris en compte pour le calcul sur un point.

2.1.3 - Domaines d'application de la méthode :

Le champ d'application de la méthode est vaste et de nombreux essais pour tester la technique ont été réalisés avec plus ou moins de succès sur des environnements hydro-sédimentaires très différents. Quelques études sont consacrées à de vastes régions : estuaire du Severn (McLaren et al., 1993), la baie de Yangpu au Sud de la chine (Gao et Collins, 1992). Le plus souvent la méthode a été expérimentée sur des petites surfaces telle la baie de Christchurch (Gao et Collins, 1994). Les résultats sont satisfaisants pour les auteurs et non contradictoires avec les informations fournies par d'autres moyens d'investigation.

La grande majorité des travaux concerne l'étude des bancs sableux (Ehrhold, 1994; Mallet, 1995), particulièrement les bancs linéaires de la Mer du Nord (Lanckneus et al., 1992 et 1993; Trentesaux, 1994; Gao et al., 1994). La validité des résultats fournis par le modèle est confrontée aux informations déduites

de la polarité des structures sédimentaires secondaires (grandes et petites dunes hydrauliques). Lanckneus explique que les faibles corrélations qu'il observe pour les deux cas III-1 et III-2 sont liées à des problèmes d'orientation de la grille d'échantillonnage par rapport à l'allongement des bancs de Goote et Kwinte.

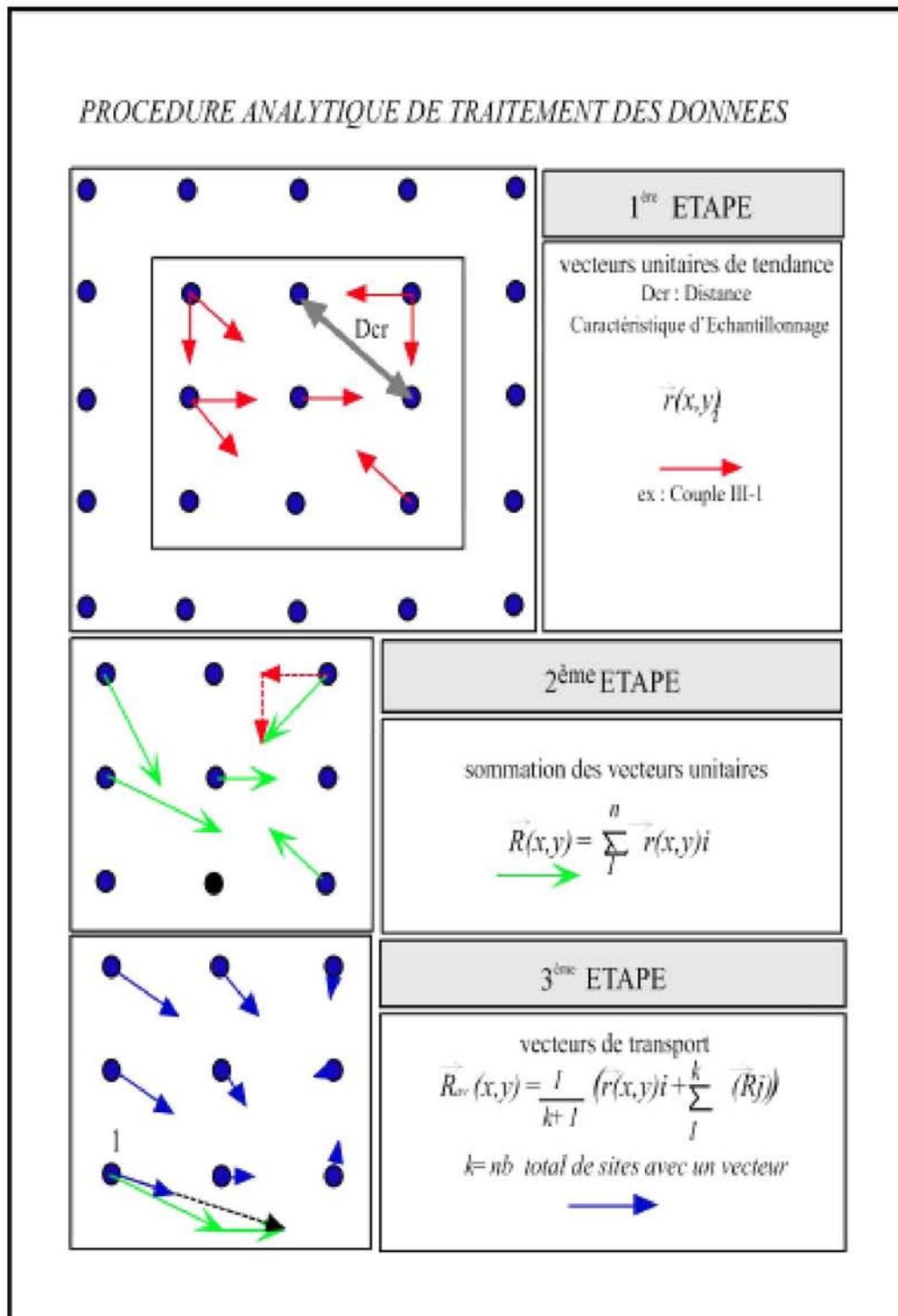


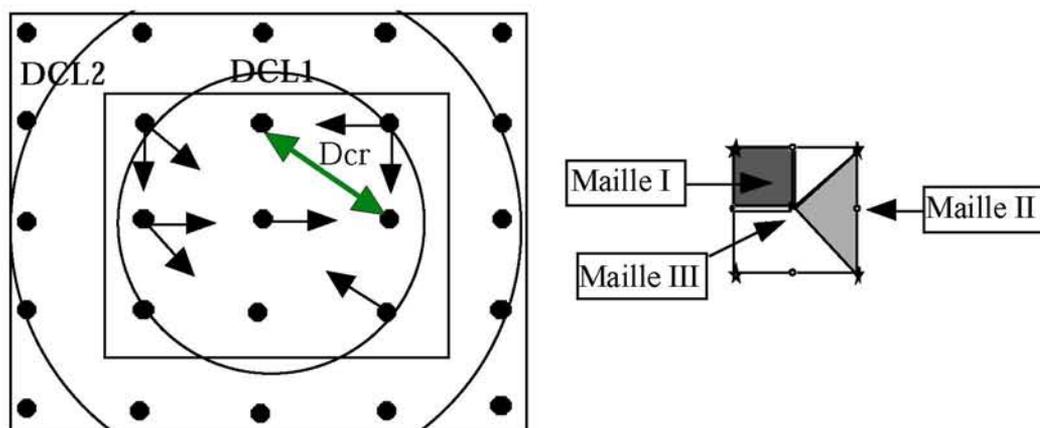
Fig. III-16 : Différentes étapes de la procédure analytique de la méthode de Gao et Collins (1992)

La démarche de Gao et al. (1994) sur la terminaison nord du banc de Kwinte est la plus novatrice. Ces auteurs ne se sont pas limités comme pour tous les travaux précédents à l'étude des deux cas spécifiques mais ont examiné 14 possibilités de cas. Pour connaître la validité de chacun des cas, ils calculent le pourcentage exprimant la différence d'orientation entre les vecteurs calculés par le modèle et les vecteurs déduits des observations faites au sonar latéral. Les directions calculées sont considérées comme représentatives de la direction naturelle lorsque l'angle les séparant est inférieur à 45°. Les deux cas III-1 et III-2 ainsi que le cas combiné III-1/III-2 donnent les meilleurs résultats avec 45 % de satisfaction pour ce dernier.

Enfin, la méthode a été appliquée en domaine littoral sur les plages de la côte aquitaine (Pedreros et al., 1996), sur le littoral de Juan de Fuca au Canada (McLaren et Bowles, 1985) et le long de la côte du delta du Rhône (Masselink, 1992). Finalement, à notre connaissance aucune application n'a été réalisée à l'échelle d'une baie comportant des sédiments aussi hétérogènes que ceux de la baie du Mont-Saint-Michel.

2.1.4 - Évaluation du modèle :

Pour valider les résultats calculés à l'aide du modèle présenté dans le paragraphe précédent, nous avons comparé les directions des vecteurs calculés avec celles déduites des structures sédimentaires modelant le fond et observées au sonar latéral (cf § **fig. III-1**). Lorsque l'angle entre les deux directions est inférieur à 30°, nous avons considéré que la direction calculée était cohérente à la direction et au sens de transport observés. Les 3 cas (III-1, III-2, III-1/III-2) ont été étudiés. Nous avons fait évoluer 2 facteurs (**fig. III-17**) :



Maille	DCr	DCL	Nb de prélèvements Nbe	
			Secteur référence	Secteur d'étude
I	1900 (m)	2000 à 4000 (m)	13	192
II	900 (m)	1000 à 3500 (m)	24	286
III	900 (m)	1000 à 2500 (m)	42	348

Fig. III-17 : Nature des mailles de calcul

a/ la Distance de Calcul (DCL) à partir d'un point de prélèvement :

La Distance Critique d'échantillonnage (DCr) utilisée jusqu'à présent par les différents auteurs ne correspond qu'à la maille d'échantillonnage choisie arbitrairement dont ils ont disposé. Nous avons cherché à définir le poids de ce facteur dans la fiabilité du résultat obtenu. En utilisant un maillage dense d'échantillonnage et en augmentant DCI par comparaison d'échantillons non contigus, les filiations inter-granulaires se renforcent-elles où s'estompent-elles ?.

b/ le Nombre d'échantillons (NBe) par le choix de 3 mailles :

Le calcul des vecteurs de transport a été effectué selon ces 3 mailles de forme carrée (**fig. III-17**). Une partie des prélèvements n'a pas été prise en compte du fait de la difficulté à déterminer une direction et surtout un sens de transport pour les points situés à proximité du littoral et de certains secteurs bien localisés (cf § **fig. III-1**). Ce phénomène est une sorte d'effet de bord. Gao et Collins (1992) ont montré que la distance d'échantillonnage était un facteur primordial dans l'analyse, la maille de prélèvements devant être déterminée par l'échelle des structures hydrosédimentaires.

Enfin la couverture sédimentaire superficielle de la baie du Mont-Saint-Michel et de son prolongement au Nord est très hétérogène. Les limites de cette technique dans ce type d'environnement variable sur de courtes distances avaient été suggérées par Gao et Collins (1992). Aussi, en isolant la fraction sédimentaire mobile (fraction sableuse et argileuse) de la fraction résiduelle de l'échantillon (fraction caillouteuse), nous avons cherché à diminuer le "bruit de fond" introduit par la prise en compte des particules ne participant pas directement au transport sédimentaire actuel. L'ensemble des opérations décrites précédemment (modification du rayon de calcul et traitement de tous les cas possibles) est effectué à l'aide du logiciel DERSEDI2 (DERive SEDImentaire) développé par Pedreros (1995). Il s'agit de la seconde version développée à l'EPSHOM depuis 1993 (Fichou, 1994). Ce logiciel permet d'obtenir très rapidement le modèle résiduel 2-D des transports sédimentaires, résultat ultime de la méthode de Gao et Collins.

2.2 - Confrontation des hypothèses sur le domaine de référence (Ehrhold et Auffret, 1996) :

Nous avons testé de manière exhaustive cette procédure de traitement des données sédimentologiques dans la partie occidentale de la baie du Mont-Saint-Michel (**fig. III-18**). Ce secteur géographique de superficie modeste (42 km²) possède les caractéristiques sédimentaires et hydrologiques qui reflètent les conditions à l'échelle de notre bassin d'étude. Il est limité par les repères géographiques suivants : 48°44'N-48°40'N / 1°50'W-1°45'W. Les profils d'acquisition acoustique et la grille d'échantillonnage y sont figurés. L'investigation s'est arrêtée à la limite nord des parcs à huîtres. Bien que 61 points de prélèvements aient été échantillonnés, seuls 42 points ont fait l'objet d'analyse en raison de la difficulté à différencier à partir des sonogrammes, des directions sédimentaires sans équivoque au Sud-Est de la zone.

2.2.1 - Fréquence d'apparition des cas :

Pour chacun des 3 cas retenus (III-1, III-2, III-1/III-2), La différence d'angle entre le vecteur calculé par la méthode (équ. 2) et le vecteur observé au sonar a été comparée. Ainsi la figure III-19 illustre en pourcentage, le nombre de vecteurs respectant cette condition. Pour tous les diagrammes, nous avons fait varier en abscisse la distance de calcul (DCI) et en ordonnée le type de maille et donc le nombre d'échantillons pris en compte.

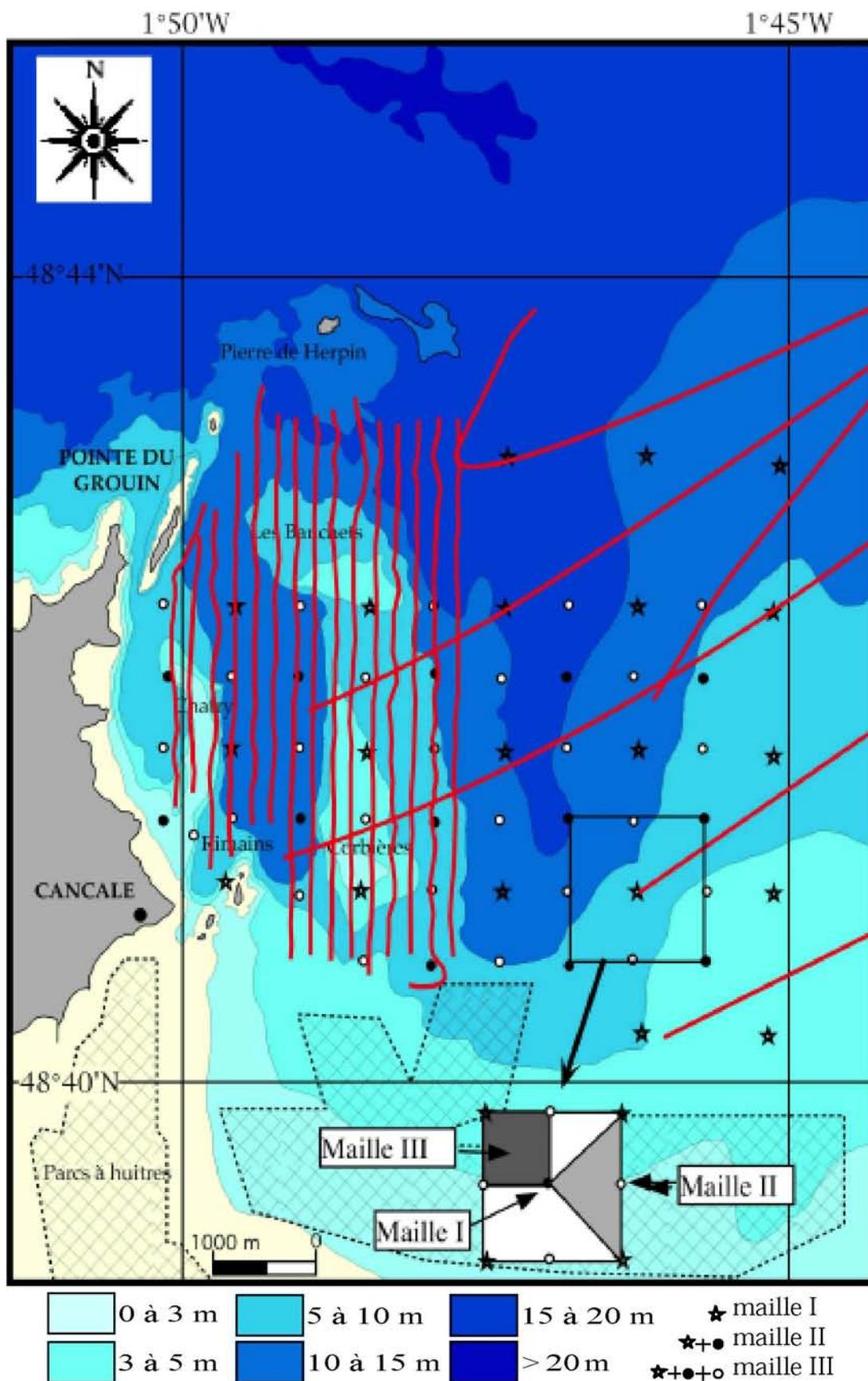


Fig. III-18 : Position des données sédimentologiques (I) et sonar (—)

En ce qui concerne l'étude sur le sédiment total, les résultats obtenus sur les cas III-1 et III-2 ne franchissent pas le seuil des 40 %. Seule la combinaison III-1/III-2 est plus sensible et exprime la dynamique sédimentaire, surtout à partir de la maille 2 et 3 (respectivement 24 et 42 échantillons). Le pourcentage de corrélations favorables est supérieur à 50 %. Pour l'étude sur la fraction sableuse et argileuse, les résultats obtenus entre les cas sont moins disparates et de meilleure qualité. Pour les cas III-1 et III-2, ils s'améliorent de 20 à 30 % par rapport au traitement effectué sur le sédiment total.

Dans tous les cas, il existe une distance de calcul en-deçà comme au-delà de laquelle la corrélation entre direction observée et direction calculée diminue. Les valeurs de DCI maximales pour lesquelles le modèle reflète le mieux la vérité de terrain sont supérieures de 9 à 49% à celle de DCr préconisée par les auteurs (**tab. III-2**). En d'autres termes, il semble qu'il existe donc une valeur limite de calcul qui est indépendante du nombre d'échantillons et de la distance maximale séparant deux points voisins. Cette valeur limite diminue lorsque le nombre d'échantillons augmente (**tab. III-2**). D'une manière générale, on atteint des taux importants de corrélation pour la troisième maille qui comprend 42 échantillons (DCI moyen de 1500 m).

En ce qui concerne le cas combiné III-1/III-2, nous observons comme Gao et al. (1994) une meilleure définition de la part du modèle, surtout lorsque l'on travaille sur la composition totale du prélèvement. Cette amélioration n'est plus aussi sensible dans l'étude de la fraction sableuse et argileuse où les résultats pour les trois cas sont très proches.

	Gao et Collins (1991, 1992)	Secteur de référence
Maille	DCr	Valeur moy. de DCI max
I	1900	2080
II	900	1830
III	900	1500

Tab. III-2 : Différentes valeurs de DCI pour les 3 mailles utilisées et pour lesquelles le modèle donne les meilleurs résultats.

2.2.2 - Comparaison avec les directions et les sens de transport déduits des figures sédimentaires :

Le meilleur cas de corrélation (60 %) obtenu sur la fraction réduite, pour une distance de calcul de 1500 m combinée avec la maille III, est présenté sur la **figure III-20**. La distribution des vecteurs permet de faire 3 remarques :

a/ Le modèle distingue le secteur dominé par les courants de flot (zone B) limité à l'Est de la crête du banc des Corbières et séparant en deux le champ de grandes dunes hydrauliques des Banchets, du couloir côtier à dominance de jusant (zone A).

b/ Il montre également la virgation des transits sédimentaires, influencée par la morphologie côtière au moment du flot.

c/ Dans le secteur indifférencié au Sud-Est de la carte, les vecteurs calculés proposent un déplacement des particules sédimentaires en direction de la petite baie de Cancale, ce qui n'est pas incohérent avec les données hydrologiques obtenues par Nikodic (1981).

Néanmoins, les directions de déplacement calculées par le modèle convergent plus vers le banc des

Corbières que les déplacements observés à partir de la morphologie des mégarides tapissant le flanc long de ce banc.

Deux hypothèses sont envisageables :

(1) Les directions fournies par ces structures d'ordres métriques, peuvent être considérées comme instantanées à l'échelle du cycle de marée, par rapport à l'histoire de l'évolution du banc depuis la transgression holocène. Les points de prélèvements sont compris dans une maille dont le pas est bien supérieur à la géométrie de ces figures sédimentaires mais plus proche de celle du banc sableux des Corbières. Les résultats de la méthode sont dans ce cas, en grande partie tributaires de la disposition des points d'échantillonnages par rapport à la taille des mégarides et représentent alors l'évolution résiduelle du banc et non pas sa dynamique à court terme.

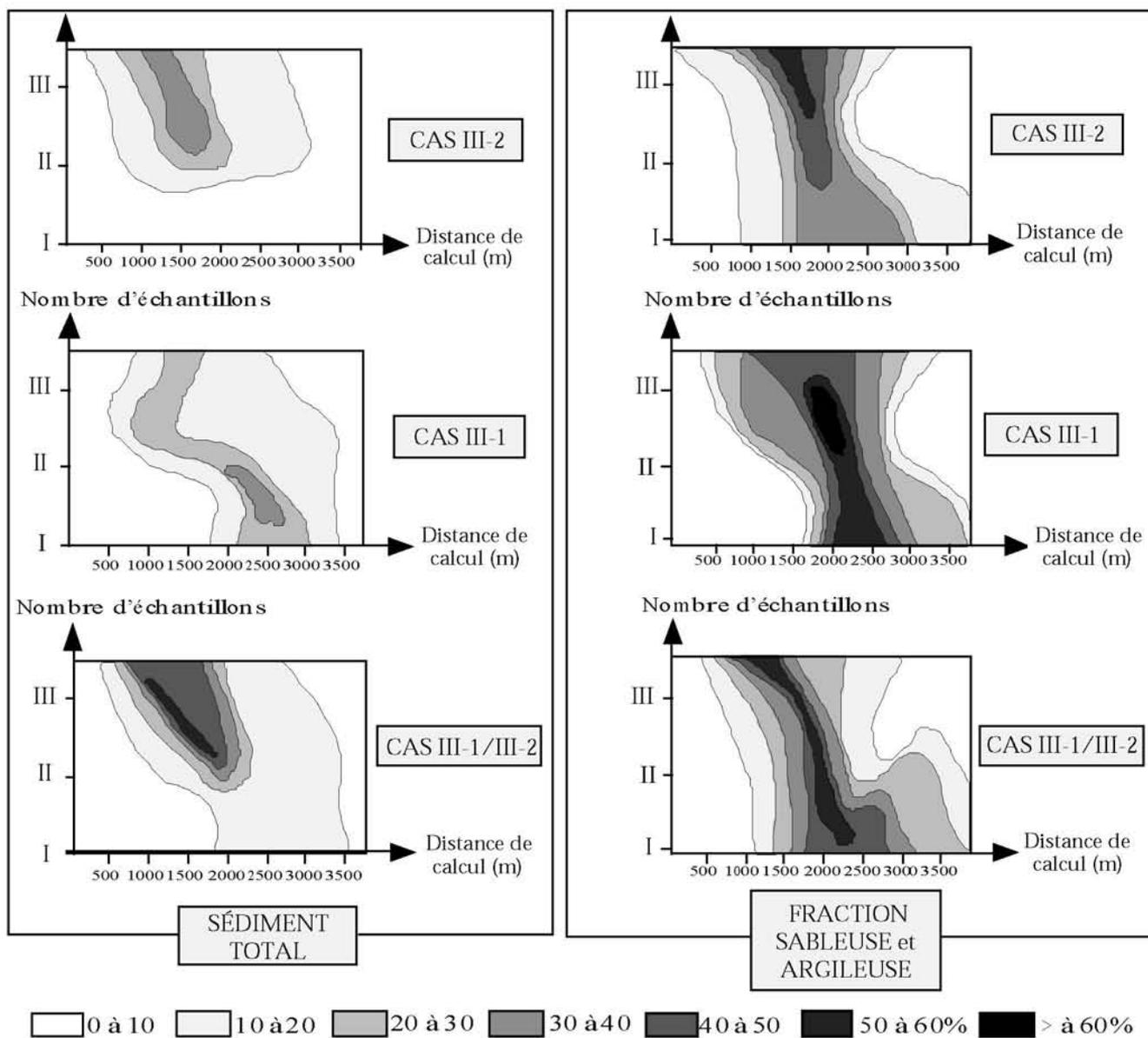


Fig. III-19 : Diagrammes des fréquences de corrélation entre les vecteurs calculés et les vecteurs observés.

(2) La maille utilisée comprend peu de points (max. 42) et les points situés au centre de celle-ci, c'est à dire sur le banc sableux sont proches des points situés en bordure. Cette convergence accentuée vers la crête peut être la conséquence d'un effet de bordure comme l'ont suggéré les auteurs de la méthode dans des exemples similaires. Elle est liée au fait que les points situés aux extrémités de la grille de prélèvements sont comparés avec moins de points voisins que les sites placés au centre de la grille, ce qui constitue un biais intervenant au cours des étapes de la sommation.

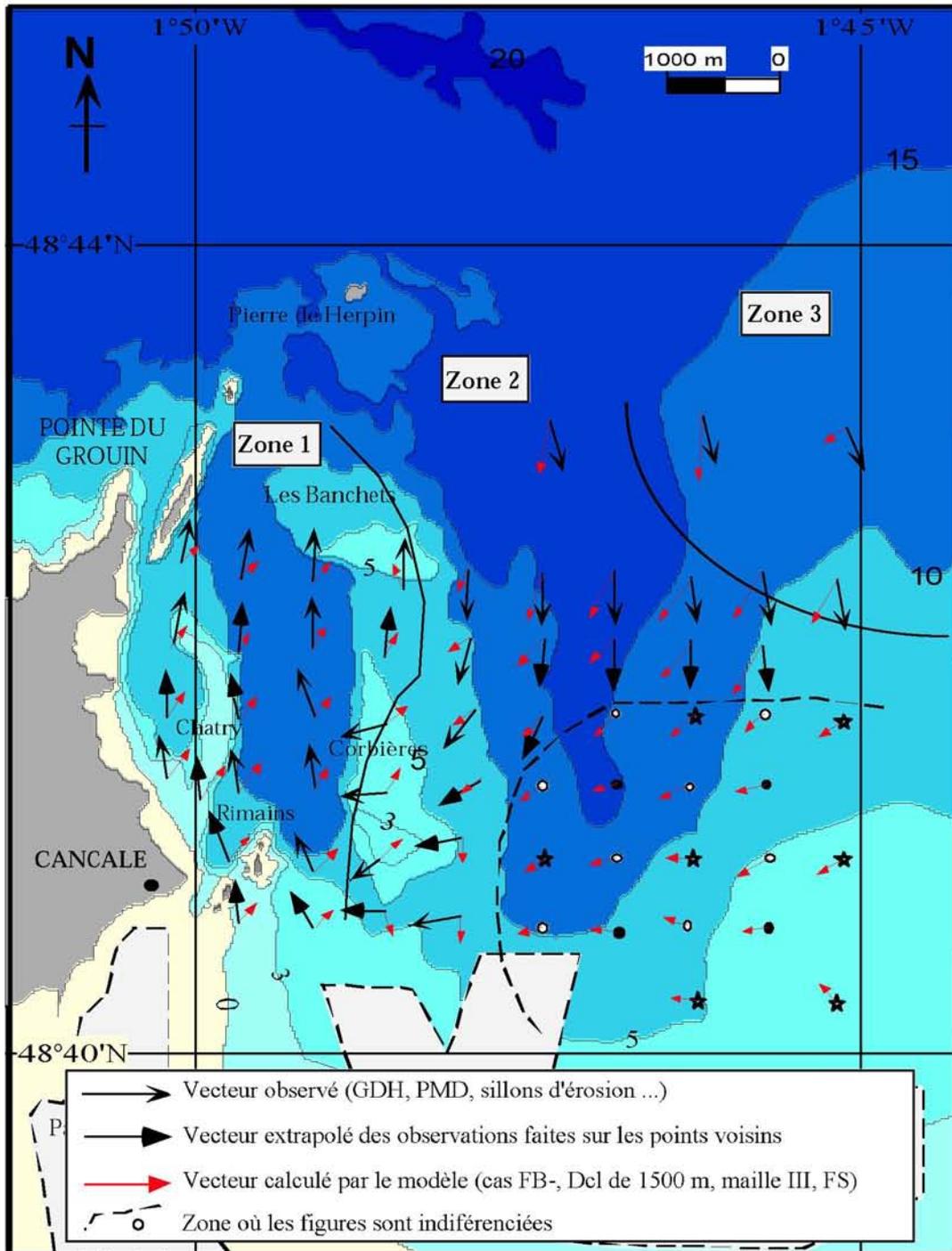


Fig. III-20 : Comparaison entre les vecteurs de transport résiduel calculés par le modèle pour le cas III-2 et ceux résultant de l'analyse acoustique des fonds.
(GDH : Grandes Dunes Hydrauliques ; PDM Petits et Moyennes Dunes hydrauliques)

Pour les deux points de prélèvements localisés au sommet du banc des Corbières, les directions sont antagonistes, Nord-Est pour les vecteurs de transports et WSW pour les directions issues de la morphologie des structures secondaires. Il est possible que ces sédiments aient enregistré ou conservé jusqu'à la prise de l'échantillon une information non effacée par la dynamique tidale et façonnée par l'action des houles de tempête, capables de provoquer un remaniement de la crête du banc et un vannage des sédiments. Elles sont à l'origine d'un bruit de fond associé aux directions résiduelles tidales.

2.2.3 - Premières conclusions :

L'Ouest de la baie du Mont-Saint-Michel est le siège d'une dynamique sédimentaire active. L'utilisation combinée des paramètres statistiques les plus couramment utilisés (moyenne, indice d'asymétrie et indice de dispersion) à travers un calcul de vecteurs de filiations granulométriques donne des résultats satisfaisants.

Dans ce milieu où les faciès sédimentaires sont très hétérogènes, la Distance Critique d'échantillonnage (Dcr) telle qu'elle a été définie par Gao et Collins (1991 et 1992), n'a pas de rôle significatif. Les distances de calcul pour lesquelles le modèle se rapproche le mieux de la vérité de terrain sont supérieures de 9 à 49 % à Dcr. L'analyse statistique des différents cas montre qu'il existe une distance optimale pour laquelle les filiations entre les sédiments sont les meilleures.

Les résultats sont meilleurs lorsque l'on s'attache à ne travailler que sur le cas combiné III-1/III-2 ou sur la seule fraction sableuse. Il semble donc que le "bruit de fond" perturbant l'allure générale des directions résiduelles diminue en resserrant la fenêtre granulométrique aux classes participant au transport. Dans le meilleur des cas, nous obtenons 60 % de corrélation entre les vecteurs calculés et l'observation à partir des figures sédimentaires. Le modèle fournit un état résiduel du déplacement par la marée des sédiments susceptible d'être modifié localement par l'action des fortes houles.

2.3 - Détermination des transits sédimentaires à l'échelle de la baie :

2.3.1 - Evaluation de la répartition des trois indices granulométriques :

La cartographie des trois paramètres sédimentologiques (moyenne, indice de dispersion et indice d'asymétrie) montre une nouvelle fois la tendance à la diminution de la dimension moyenne du stock de particules vers le littoral et les domaines internes de la baie (**fig. III-21**). Les sables grossiers et sablons fins (entre 0 et +3 phi) se limitent au delta de marée de la zone estuarienne, à la bordure nord des parcs ostréicoles et à la frange côtière de la côte ouest du Cotentin. Ils sont en général moyennement à bien classés (0,35 à 1 phi). L'asymétrie de la courbe granulométrique est décalée vers les particules fines par rapport à la moyenne. Elle est donc négative et parfois inférieure à -2 phi comme le long du littoral du Cotentin.

Les sédiments mal ou très mal classés (cf **tab. AN-6**) représentent 83% du nombre de prélèvements réalisés. Il s'agit comme nous l'avons vu dans les chapitres précédents de sédiments hétérogènes, mélanges de cailloutis, graviers et sables grossiers (de 0 à -2 ou -3 phi) qui affleurent largement dans le domaine ouvert de la baie, matérialisant les unités structurales sub-affleurantes comme la pointe du Grouin et les fosses. L'asymétrie est positive et parfois supérieure à 1 phi. Ces petites taches représentent des zones à forte densité de crépidules (cf § **II-2.1.2.3**) ou de maërl (cf § **II-2.1.2.2**).

De nouvelles remarques se dégagent de l'interprétation de ces trois cartes. En premier lieu, comme le

soulignait la carte de répartition de la fraction grossière (cf § **fig. II-20**), plusieurs couloirs grossiers de sédiments bien triés pénètrent dans le prisme sableux au niveau du banc des hermelles et au Sud du banc de Rondehaie. Quels sont leur rôle en terme de dynamique sédimentaire ? Ils délimitent l'espace pré-estuarien du domaine occidental de la baie, marqué par ailleurs par un indice de classement médiocre compris entre 1,5 et 2 phi. De même, les phénomènes à l'origine du façonnement des sédiments au large de la côte ouest du Cotentin semblent génétiquement proches de ceux de l'éventail estuarien.

2.3.2 - Modèles de transports sédimentaires potentiels :

La **carte III-22** représente le modèle 2D des vecteurs de transports obtenus sur le cas FB- (cas III-2) à partir de la composition totale du sédiment et pour une distance de calcul de 3000m. Ce document donne le schéma de directions des transits sédimentaires à l'échelle de la baie le plus cohérent avec les directions observées par les autres méthodes. Le pourcentage de corrélation entre ce modèle théorique et la réalité de terrain est de l'ordre de 55%, soit 10% de mieux que celui obtenu par Gao et al. (1994) malgré des conditions plus strictes (angle de rejet des corrélations inférieur de 15°). L'amplitude des vecteurs et leurs orientations permettent de distinguer trois types de zones :

Entre l'archipel de Chausey et la pointe du Grouin, les flux sont désorganisés et se caractérisent par des vecteurs de faible dimension, sans orientation dominante. Ils montrent que le cas III-2 n'est pas suffisamment sensible à la granulométrie des sédiments constituant le reg marin caillouteux de cette zone. La composante résiduelle est orientée Nord-Sud, alors que l'allongement des figures sédimentaires exprime une direction de transport sédimentaire vers l'Est (cf § **fig. III-1**). L'augmentation de DCI n'a pas permis d'isoler cette direction de transport privilégiée vers la côte. Le manque de réponse du cas FB- (fraction totale) s'explique par la faible teneur en sable (inférieure à 30 %) des échantillons prélevés dans ce secteur. De plus le classement est compris entre 1,5 et 1,7 et traduit le faible degré de déplacement de ce type de sédiments. Les résultats fournis par le cas CB+ (III-1) sur la composition totale correspondent davantage au niveau énergétique rencontré dans ce secteur (vitesse fréquemment supérieure à 2,5 noeuds en surface).

La première maille donne une image proche des observations de terrain à partir d'une distance de calcul de 2000 m (**fig. III-23**). La maille 2 affine les directions vers l'Est et détecte l'axe de circulation privilégiée des sédiments centré sur l'unité morphologique U₃ et sur la zone dite "des petits bancs". Sur ces fonds très grossiers, l'utilisation des paramètres calculés sur la fraction sableuse s'est avérée plus efficace rejoignant en cela les conclusions émises à la suite de l'étude du secteur de Cancale (cf § **III-2.2**).

Les zones ceinturant les pointements rocheux tels que la pointe du Roc et celle du Grouin sont également caractérisées par des vecteurs de petite taille. Les directions de transport en charriage calculées par le modèle reflètent le fonctionnement de la cellule sédimentaire de la pointe du Grouin décrite à partir des sonogrammes. Les vecteurs FB- indiquent une pénétration de sédiments dans le système de la baie au large de la côte bretonne, sur un fond de cailloutis. La dynamique des particules sédimentaires s'effectue sous la forme de rubans et de traînées sableuses (Blanchard et Houlgate, 1997). Autour des écueils rocheux de l'Herpin et de la Fille, les directions se réfractent rapidement vers la côte et viennent alimenter latéralement le champ de grandes dunes hydrauliques des Banchets et le flanc long des Corbières. Dans le chenal de la grande rade de Cancale, les directions sont orientées au nord et sont proches de celles décrites à partir des objets sédimentaires. Les trajectoires des vecteurs décrivent un vortex de sens horaire engendré par la morphologie côtière et les nombreux hauts fonds (Orbi, 1986). Contrairement aux résultats obtenus sur le secteur témoin, l'augmentation du nombre de prélèvements dans le calcul (maille 3) sur la fraction sableuse ne permet pas d'obtenir une meilleure image de la dynamique sédimentaire que celle obtenue avec la fraction totale. La limite de séparation des gradients de flot et jusant est décalée vers l'Est par rapport à la crête du banc des Corbières.

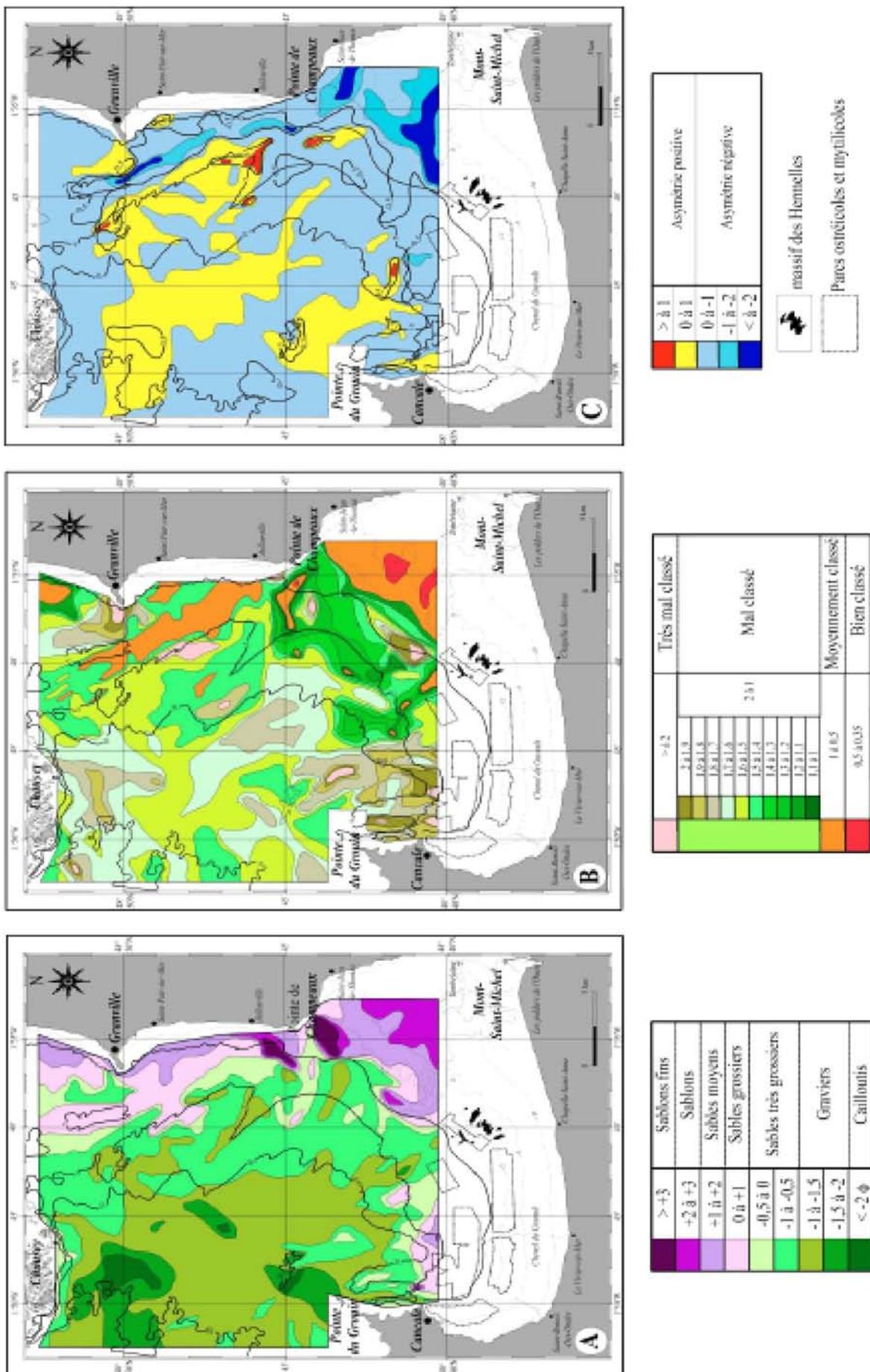


Fig. III-21 : Cartes de répartition des indices sédimentologiques utilisés dans le cadre de la méthode (A : Moyenne; B : Indice de dispersion; C : Indice d'asymétrie)

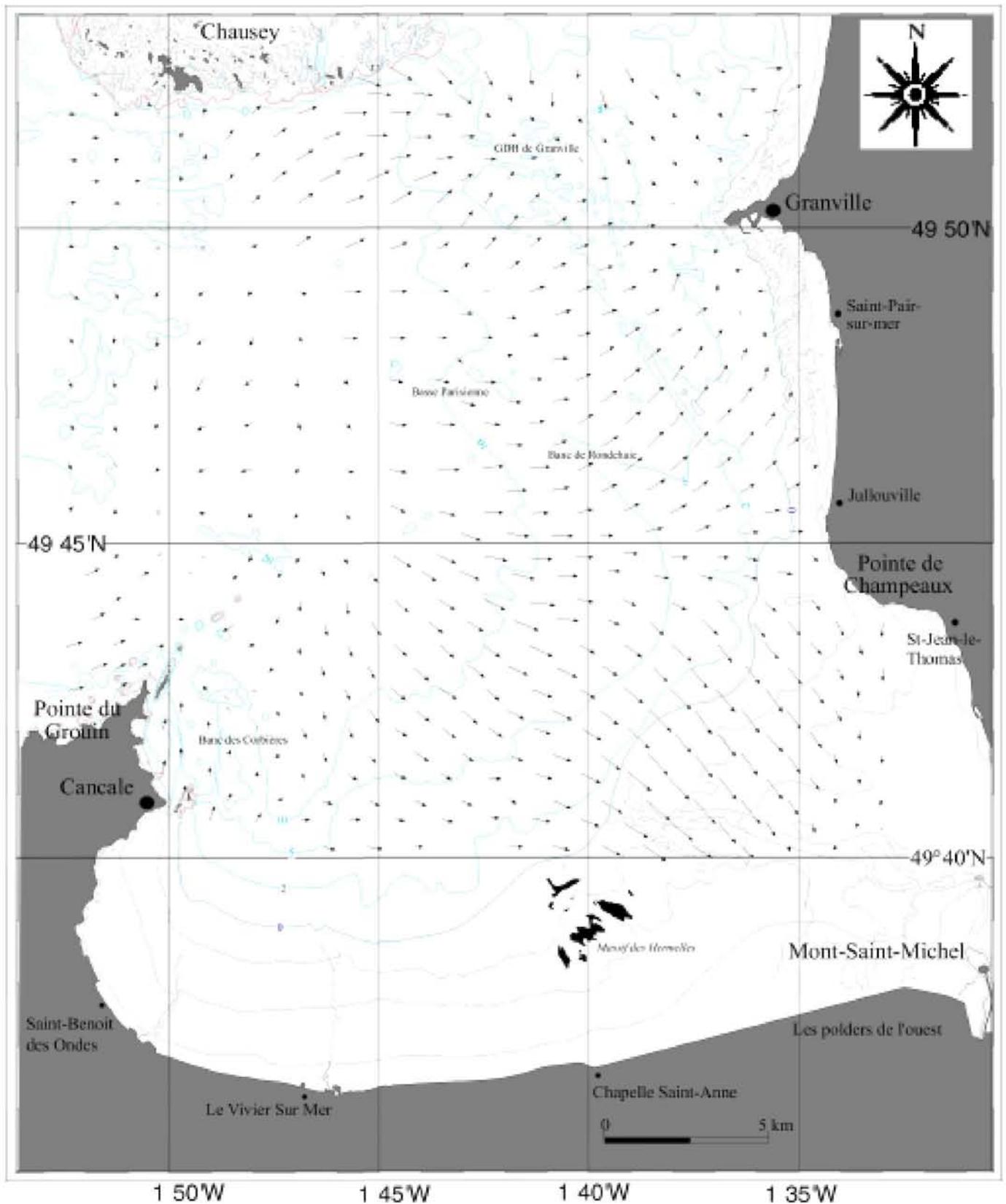


Fig. III-22 : Carte des vecteurs de transport sédimentaire obtenus avec le cas FB-
sur la fraction totale (Dcl de 3000m)

Enfin la **figure III-23** indique un flux généralisé vers les zones d'atterrissements préférentiels de la baie. Ce flux sépare trois domaines :

- Au Sud de la latitude de Champeaux, les vecteurs de transport progressent vers le secteur estuarien avec une augmentation croissante de la taille des vecteurs. Même si l'amplitude des vecteurs reste une donnée très subjective, ce phénomène peut être interprété comme une plus forte présomption d'orientation de la dynamique dans cette direction. Cette orientation est parfaitement cohérente avec les trains de rubans observés dans cette région (cf § **III-1.2**). A l'embouchure de l'estuaire, le modèle prend le relais par petit fond, là où l'imagerie acoustique est fortement perturbée par les conditions de bathymétrie et de turbidité. Il montre la vocation de cette partie de la baie à piéger les particules sédimentaires plus fines issues du domaine profond.

- Au Nord de la latitude de Champeaux, les directions divergent progressivement vers le NE, vers les points situés en bordure de la côte ouest du Cotentin entre Granville et Carolles. Les particules sédimentaires viennent alimenter le prisme littoral.

- Au Sud de Chausey, les directions dessinent un couloir de progression vers l'Est. Il se connecte au système des grandes dunes hydrauliques de Granville au sein duquel le pas d'échantillonnage n'est pas suffisant pour interpréter la dynamique interne et complexe du champ.

2.3.3 - Analyse statistique des cas traités :

Les 87 possibilités ont été examinées avec le même protocole que pour le secteur de référence. La **figure III-24** représente pour chacun des trois cas traités l'évolution des résultats en fonction de l'augmentation de la distance de calcul et de la fraction utilisée (totale ou réduite).

Une nouvelle fois, les meilleurs résultats s'obtiennent pour une distance de calcul DCI supérieure à la valeur de Dcr définie par les auteurs. En règle générale, la distance optimale est de 2500 m, quelle que soit le type de maille utilisée. Initialement pour des raisons de tracés par le logiciel DERSEDI2, le nombre de vecteurs unitaires dessinés à la fin de la première étape ne pouvaient dépasser 40 par point.

En fonction du nombre de points dans la maille (192, 286 ou 348), cette condition est remplie de plus en plus tôt dans le calcul (4000 m pour la maille 1, 3500 à 3000 m pour la maille 2 et 2500 m pour la maille 3) alors que le pourcentage de corrélation augmente presque linéairement (pour la maille 2 et 3). En modifiant cette condition imposée par le programme, les résultats devraient sensiblement s'améliorer. Contrairement aux premières conclusions déduites de l'étude du secteur témoin, la maille 2 est plus sensible que la maille 3 à la recherche des filiations inter-granulaires, respectivement 24 à 55% contre 26 à 50% de corrélation (**tab. III-3**). Mais localement (champs de ridins des Banchets et de Granville) la maille 3 s'avère plus efficace. Quant à la maille 1, le nombre de points d'échantillonnage est insuffisant pour transcrire de manière satisfaisante la dynamique sédimentaire de la baie (13 à 33% de corrélation).

Le cas FB- donne les deux meilleurs résultats de l'étude, 55 et 50% respectivement pour les mailles 2 et 3 sur la fraction totale. Pourquoi le cas FB- est-il plus sensible pour les paramètres sédimentologiques calculés sur la fraction totale et le cas CB+, pour ceux obtenus sur la fraction réduite (inférieure à 2,18 mm) ?

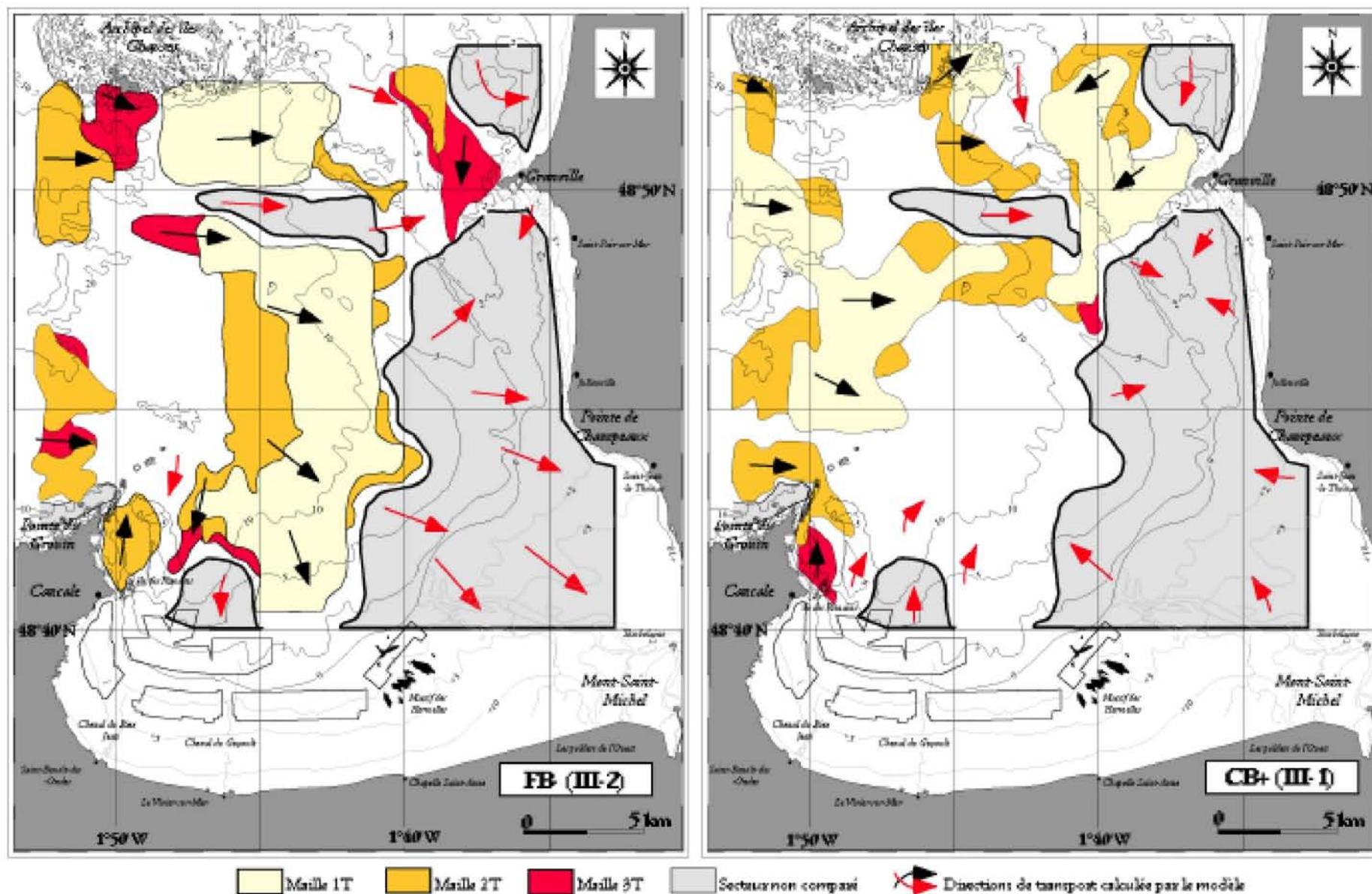


Fig. III-23 : Limites maximales de correspondance entre les vecteurs calculés (Cas FB- ou CB+) et les vecteurs observés (cf § fig. III-1)

Ce cas (III-2) se caractérise préférentiellement par des conditions de contraste énergétique faible, c'est-à-dire des fonds où la fraction inférieure à 2 mm est dominante (soit 65 % de la surface de la baie, domaine intertidal compris). Il s'agit d'un milieu où le cortège sédimentaire est généralement réduit à une ou deux dimensions élémentaires. Le fait de calculer les paramètres sédimentologiques sur la fraction sableuse ampute une partie du spectre granulométrique possédant une signification dynamique. C'est pourquoi la coupure arbitraire que nous avons effectuée à 2 mm exclut la classe des granules composée presque exclusivement de petits débris coquilliers (33%, cf § fig. II-5).

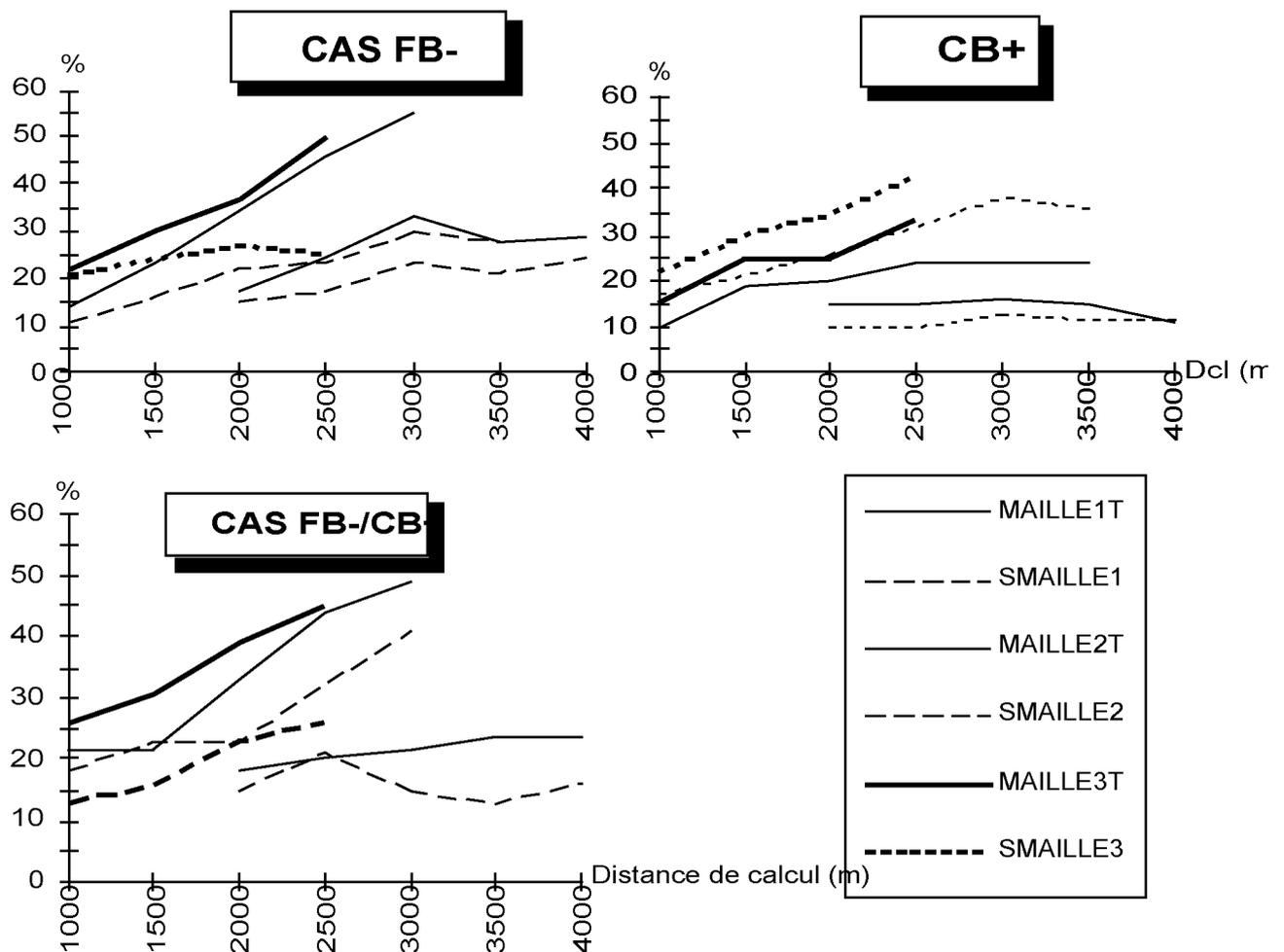


Fig. III-24 : Evolution des fréquences de corrélation en fonction du type de maille, de la distance de calcul et du nombre de prélèvements

Les résultats obtenus sur le cas CB+ sont en retrait et ne dépassent jamais dans la meilleure situation 43% de corrélation entre les directions prédites et les directions observées sur le terrain. Mais à la différence du cas FB- (III-2), ces résultats s'obtiennent sur la fraction réduite (maille 3 et maille 2). Selon Gao et Collins (1992), le cas III-1 est indicateur des zones de forts contrastes énergétiques où les courants balayent les fonds et ne laissent en place qu'une couverture sédimentaire pauvre en sable. Farnole (1986) montre que plus l'énergie dans le milieu est importante et plus le spectre granulométrique des particules transportées est dilaté. Supprimer la fraction grossière dominante (galets et cailloutis) renforce et accentue donc le signal dynamique des sables et coquilles de dimension inférieure.

FB-				CB+				FB-/CB+			
%	maille	Frac	DCI	%	maille	Frac	DCI	%	maille	Frac	DCI
55	maille2	FT	3000m	43	maille3	FS	2500m	49	maille2	FT	3000m
50	maille3	FT	2500m	38	maille2	FS	3000m	45	maille3	FT	2500m
33	maille1	FT	3000m	33	maille3	FT	2500m	42	maille2	FS	3000m
30	maille2	FS	3000m	24	maille2	FT	2500m	26	maille3	FS	2500m
27	maille3	FS	2000m	16	maille1	FT	3000m	24	maille1	FT	3500m
24	maille1	FS	4000m	13	maille1	FS	3000m	21	maille1	FS	2500m

Tab. III-3 : Corrélations maximales pour chacun des cas et pour chaque type de maille entre les vecteurs calculés et les vecteurs observés.

2.3.4 - Les points nodaux de convergence :

Ces points qui voient converger dans leur direction les vecteurs résiduels, existent pour les trois cas. Ils apparaissent dès les premières valeurs de DCI (**fig. III-25**). L'augmentation de la distance de calcul ne fait qu'accentuer ce phénomène de convergence et le fait de supprimer ces points du calcul n'efface pas cette tendance. La signification n'est donc pas liée à l'agencement de la maille puisque celle-ci est parfaitement régulière, mais bien au contenu sédimentaire des points la constituant. Cela signifie que le modèle résiduel obtenu à la fin du traitement par la méthode de Gao et Collins suggère un niveau de tendance. Leurs travaux en baie de Yangpu (1992) mettent aussi en évidence la présence de sites de convergence de vecteurs de transport dans les zones d'accumulations de sédiments fins (vase et sablons). Ils pensent que localement, ces directions peuvent être interprétées comme des indicateurs d'un site de sédimentation.

Dans le cas où la morphologie du fond est complexe (dunes hydrauliques, bancs sableux), le cas combiné comme l'avait montré le secteur témoin de la baie de Cancale, synthétise les tendances exprimées par chacun des cas et semble être la meilleure option pour la recherche des directions de transits sédimentaires à partir de la granulométrie des sédiments.

2.4 - Conclusions et limites de la méthode :

L'approche de la dynamique sédimentaire à partir des variations granulométriques des sédiments offre indéniablement de nouvelles perspectives dans la recherche rapide des zones d'érosion et d'accumulation sédimentaires sur le plateau continental. Des trois cas étudiés, le cas FB- ou III-2 (Gao et al., 1994) donne les meilleurs résultats (60% de corrélation pour le secteur de référence) et les plus satisfaisants à l'échelle de la baie (55% de corrélation). Mais les caractéristiques granulométriques et hydrodynamiques locales peuvent influencer les résultats en privilégiant l'un des deux autres cas. Le cas CB+ ou III-1 apporte un meilleur niveau de confiance sur les fonds balayés par des courants violents comme dans les passes ouest et nord.

Mais tous indiquent que les transits sédimentaires convergent vers les zones d'atterrissement de la baie. Le talus littoral du Cotentin est alimenté par les sédiments provenant du Nord et des fonds grossiers au Sud de Chausey. La zone estuarienne est alimentée par les particules sableuses transportées sur les fonds asédimentaires au large de la côte bretonne.

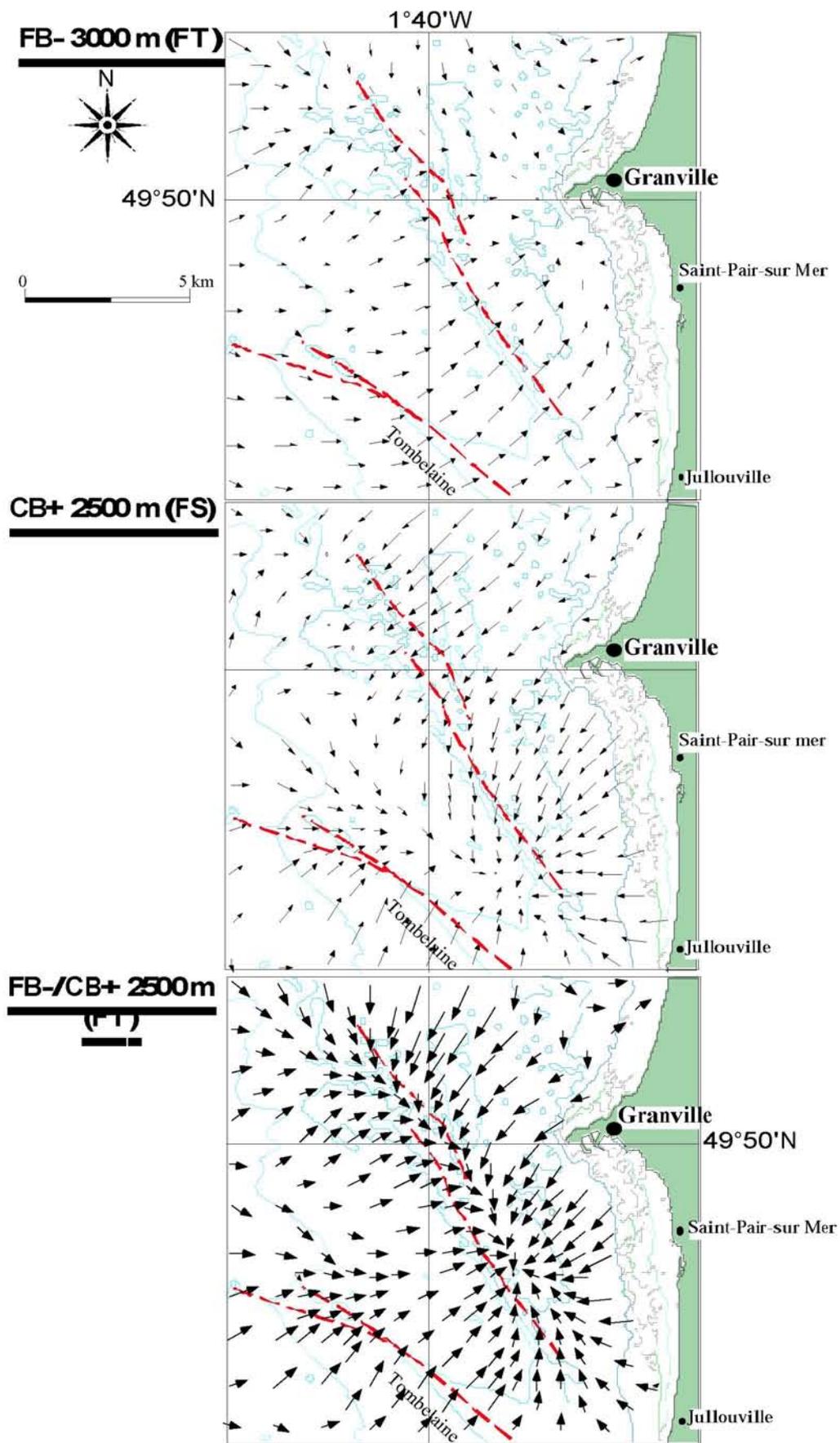


Fig. III-25 : Illustrations pour différents cas du phénomène des points de convergence

La distance de calcul D_{cr} préconisée par Gao et al. (1991; 1992; 1994 et 1996) apparaît totalement arbitraire et sans réalité physique. Cette étude montre que la distance D_{cl} donne de meilleurs résultats lorsqu'elle est supérieure de 9 à 50% à D_{cr} . En faisant évoluer la distance de calcul, on donne au modèle la possibilité de rechercher pour chaque type d'environnement hydrosédimentaire les meilleures tendances de filiations. Mais l'augmentation du nombre de prélèvements ne semble pas toujours être un critère pertinent dans l'amélioration des résultats. Si la maille 1 (192 prélèvements) est peu sensible à la combinaison des paramètres sédimentologiques, le nombre de prélèvements de la maille 2 et 3 semble suffisant pour décrire la migration des sédiments à l'échelle de la baie. Il faut donc adapter sa grille d'échantillonnage (forme et densité) en fonction de l'échelle du secteur d'étude et des structures sédimentaires qui le composent.

Plusieurs facteurs sont également susceptibles d'influencer le résultat final tel que l'effet de bordure ou la régularité de la maille. Dans le premier cas, certains auteurs recommandent de faire abstraction des vecteurs situés en bordure de la maille, puisqu'ils ne peuvent être comparés dans toutes les directions. Dans le second cas, l'irrégularité de la maille et sa disposition sur le secteur étudié (Lanckneus et al., 1992) influent sur la sommation vectorielle. Enfin, la maîtrise de l'échelle de temps pour ce type d'environnement est délicate, et ne peut s'obtenir qu'avec l'aide de méthodes complémentaires. En baie du Mont-Saint-Michel, l'échelle à retenir est celle des mécanismes responsables de la construction et de l'agradation des plus importantes formes de dépôts.

Beaucoup d'auteurs critiquent la méthode de recherche des filiations appliquée à des environnements sédimentaires hétérogènes. Hartman (comm. personnelle) pense que l'échantillonnage arbitraire en maillage rigide tel que nous l'avons pratiqué est difficilement compatible avec la recherche de la dynamique sédimentaire telle qu'elle est exprimée sur les sonogrammes. Il est partisan d'un échantillonnage rationnel réellement représentatif de la dynamique des structures modelant le fond. Or l'absence de figures sédimentaires bien différenciées sur les sonogrammes n'exclut pas l'existence de phénomènes de transport des particules au sein des zones plus grossières. En effet, il existe une présence notable de sable dans ces sédiments grossiers, atteignant jusqu'à 30% dans les cailloutis au large de la côte bretonne. La formation des rubans de sable sur les fonds graveleux, décrite par McLaren (1981) en est une démonstration.

3 - Nature des processus sédimentaires examinés dans la baie interne par analyse numérique de la couleur des sables :

3.1- Introduction :

Depuis une dizaine d'années, le traitement automatisé et instantané de la couleur des sédiments océaniques a été rendu possible grâce aux développements et aux progrès spectaculaires du matériel informatique (Garlan, 1987; Cortijo et al., 1995; Barneville, 1996; Weber et al., 1997). Garlan (1987) souligne l'intérêt de l'analyse spectrale de la couleur des sédiments prélevés en domaine océanique, mais montre également toute la difficulté de relier cette nouvelle information aux caractéristiques granulométriques des sédiments. Ses résultats font apparaître des corrélations entre la réflectance du sédiment et le taux de carbonates. Les variations d'intensité des signaux réfléchis sur les sédiments fins des boues océaniques permettent de détecter graphiquement et rapidement les fluctuations du taux de carbonates et de les corrélérer aux changements climatiques brutaux, mis en évidence par les analyses

isotopiques (Cortijo et al, 1995).

Notre démarche en baie du Mont-Saint-Michel sur des sédiments superficiels est comparable. Notre ambition n'est pas d'utiliser cette méthode comme outil stratigraphique, mais de fournir un diagnostic rapide sur la nature des phénomènes sédimentaires affectant les sédiments. C'est-à-dire tenter, par cette approche, de mettre en relation la couleur de l'échantillon et le processus hydrosédimentaire qui lui est associé : phénomènes d'érosion, de transport ou de sédimentation. L'objectif est donc d'établir une cartographie dynamique de l'évolution des fonds marins de la baie du Mont-Saint-Michel à partir de la réflectance des sédiments superficiels prélevés sur le terrain et mesurée en laboratoire.

Cette méthode dont le protocole est décrit en annexe (cf § **A1-2.4**), a été appliquée sur le domaine le plus méridional de la baie, car au Sud de la latitude de Champeaux la morphologie du fond associée aux conditions de faibles profondeurs et de fortes turbidités, ont fortement perturbé l'acquisition et la qualité des sonogrammes recueillis en juillet 1995. Il existe donc dans cette zone constituant un vaste domaine de transition et d'échanges sédimentaires entre les grèves immenses qui découvrent à marée basse et le domaine subtidal proche, une lacune évidente d'informations sur les phénomènes sédimentaires qui ont lieu à cette interface.

Les variations rapides des faciès sédimentaires sur ce site se prêtent à cette approche. La couleur des sédiments marins est une propriété physique prise en compte au siècle dernier par les hydrographes au moment des relevés au plomb suiffé (Brunel, 1936). Avec la normalisation mondiale au début du siècle de la terminologie des couleurs à partir de l'atlas de Munsell, qui permet de décrire suivant les mêmes codes, la teinte, la luminosité et la saturation de chaque niveau sédimentaire, l'étude de la couleur des sédiments est devenue systématique dans l'analyse des sédiments océaniques. La perception par l'oeil humain de la couleur est un phénomène complexe, ne constituant pas une donnée proprement objective dans la mesure où chaque individu perçoit avec sa sensibilité les différentes ondes radiochromatiques ou électromagnétiques. Le traitement automatique par "l'oeil" de la caméra présente alors deux avantages. Il permet non seulement de s'affranchir de cette variabilité naturelle lorsque la méthode est utilisée dans des conditions opératoires et notamment d'éclairage rigoureusement identique, mais aussi d'accéder rapidement à un niveau d'information encore peu exploré sur les sables côtiers.

3.2 - Nature du matériel sédimentaire examiné :

Dans le souci de comparer un spectre granulométrique commun à tous les sédiments prélevés, nous avons isolé et traité la fraction inférieure à 0,5 mm des 230 échantillons prélevés dans la partie interne de la baie (cf § **fig. II-2**). La terminologie internationale de la charte de Munsell s'adapte parfaitement aux variations de couleur uniforme de chaque lit d'une carotte extraite d'une couche de sédiments argileux. Il est apparu difficile d'utiliser cette charte malgré ses avantages de clarté et de rapidité, du fait de la granulométrie grossière de la fraction étudiée. Comme pour la perception de la couleur observée, résultat d'un mélange de radiations lumineuses de différentes longueurs d'ondes, la couleur de la fraction inférieure à 0,5 mm n'est homogène qu'à partir d'une certaine distance de l'oculaire (plusieurs décimètres), au-delà de laquelle, l'oeil "moyenne" les différentes pigmentations pour donner un effet de couleur unique. Cette couleur globale résulte d'un mélange subtil des radiations lumineuses réfléchies par les particules siliceuses, les débris organogènes et la fraction des minéraux lourds (tourmaline, amphiboles...) en proportion plus ou moins importante dans les sédiments de la baie (Giresse, 1969).

L'intensité de la lumière réfléchiée a été mesurée pour les trois couleurs primaires ; cyan, magenta et jaune ainsi que le noir correspondant à leur somme. La combinaison de ces quatre couleurs est appelée "principe de synthèse soustractive" (CMNJ) mis en œuvre dans l'industrie de l'imprimerie alors que celle du rouge, vert et bleu nommée "synthèse additive" (RVB) est employée dans la reconstitution des images sur les tubes cathodiques et en photographie (Couwenbergh, 1992). Le mode RVB agit comme l'action de filtres superposés alors que le mode CMNJ prend davantage en compte les phénomènes d'absorption-réflexion par les particules sédimentaires. Chacun des quatre niveaux (CMNJ) gradué suivant une échelle conventionnelle variant de 0 à 255, se présente sous la forme d'un histogramme indiquant le nombre de pixels possédant une valeur chromatique donnée (**fig. III-26**). L'axe horizontal représente les différentes nuances allant de 0 (noir) à 255 (blanc) et l'axe vertical le nombre de pixels formant l'image pour chacune des valeurs (0 à 255).

3.3 - Caractéristiques chromatiques des échantillons analysés :

La distribution des plages pour chacune des couleurs est limitée à une petite fraction de la gamme (0-255) : 11% pour le cyan, 7% pour le magenta, 8% pour le jaune et 2% pour le noir (**fig. III-27**). Nous verrons par la suite que le mélange des niveaux compris dans ces courts intervalles suffit néanmoins à engendrer une dizaine de nuances de la couleur des sables de la baie. Les histogrammes de la moyenne et de l'écart-type chromatiques, pour chacun des canaux, montrent dans leur ensemble une grande homogénéité renforçant la cohérence des résultats ainsi obtenus (**fig. III-28**).

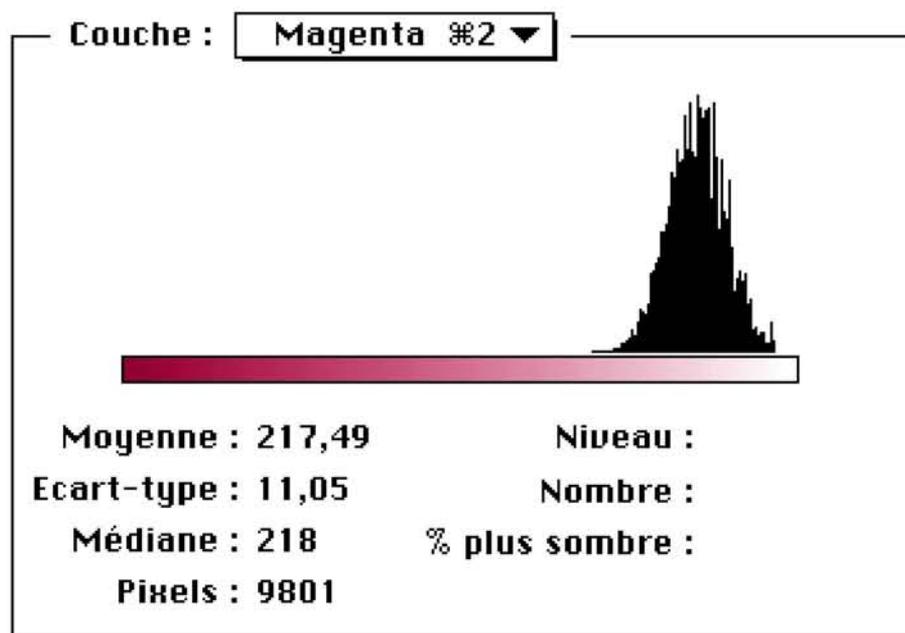


Fig. III-26 : Exemple de restitution de la valeur des 9801 pixels analysés sur une surface de sable de 5 cm²

Seule la couleur cyan possède une dispersion plus élevée autour du niveau 193. 54 % des échantillons sont compris entre les niveaux 190 et 197 (**fig. III-28**). L'allure de la distribution de l'écart-type est similaire avec un mode centré sur la classe 12-14 et 69% des analyses entre 12 et 16. La couleur magenta présente un caractère unimodal bien différencié avec un mode centré sur l'intervalle 215-217 pour la moyenne et 9-10 pour l'écart-type. 77 % des mesures sont comprises entre 212 et 220.

Inversement pour la couleur jaune car si la répartition de la moyenne s'équilibre autour de la classe 195-197, les valeurs d'écart-type sont fortement étalées sur l'ensemble de la gamme avec une petite dominance pour la classe 10-11. 77 % des prélèvements analysés ont une moyenne comprise entre 190 et 197. Enfin la couleur noire qui se traduit par un spectre très court vers les niveaux élevés (de 249 à 254) est particulièrement bien représentée avec 56 % des valeurs sur un seul niveau entre 252 et 253 (fig. III-28).

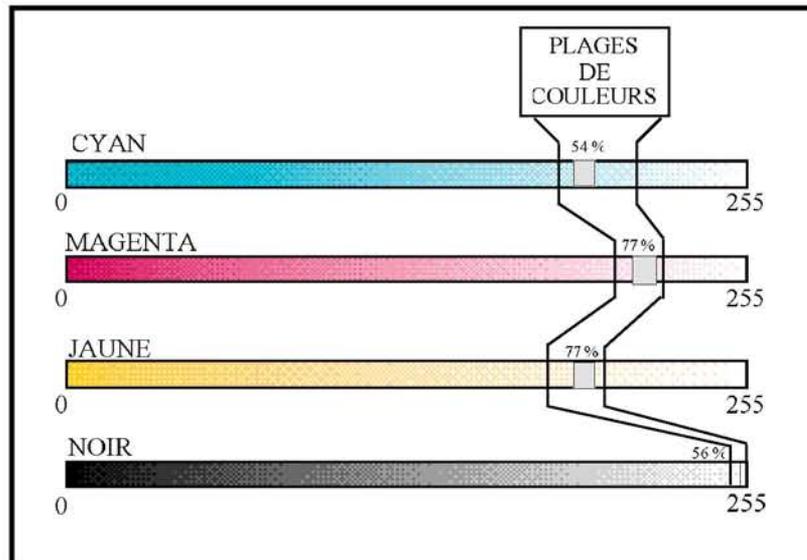


Fig. III-27 : Répartition des plages de couleurs pour chacun des canaux (Indice de la moyenne des 80 échantillons analysés)

Le faible degré d'étalement des nuages de points lorsque l'on compare les moyennes ou les écart-types des 4 couleurs deux à deux, renforce la validité des mesures. Les coefficients des droites de régression supérieurs à 0,9 indiquent dans le cas de la moyenne, une relation étroite entre le magenta, le jaune et le noir (tab. III-4). Pour l'écart-type, ce sont le cyan, une nouvelle fois le magenta et le jaune qui offrent la plus forte corrélation supérieure à 0,95.

	C. rég. Moy	C. rég. EC
Cyan/Magenta	0,333	0,962
Cyan/Jaune	0,354	0,966
Cyan/Noir	0,507	0,611
Magenta/Jaune	0,933	0,988
Magenta/Noir	0,923	0,686
Jaune/Noir	0,908	0,699

Tab III-4 : Valeurs des coefficients de régression des droites de combinaison entre deux couleurs différentes.

En terme d'affinité chromatique et de cohérence des mesures, le magenta et le jaune sont donc les deux couleurs qui apparaissent le mieux refléter les ondes radiochromatiques émises par le mélange des particules carbonatées et siliceuses.

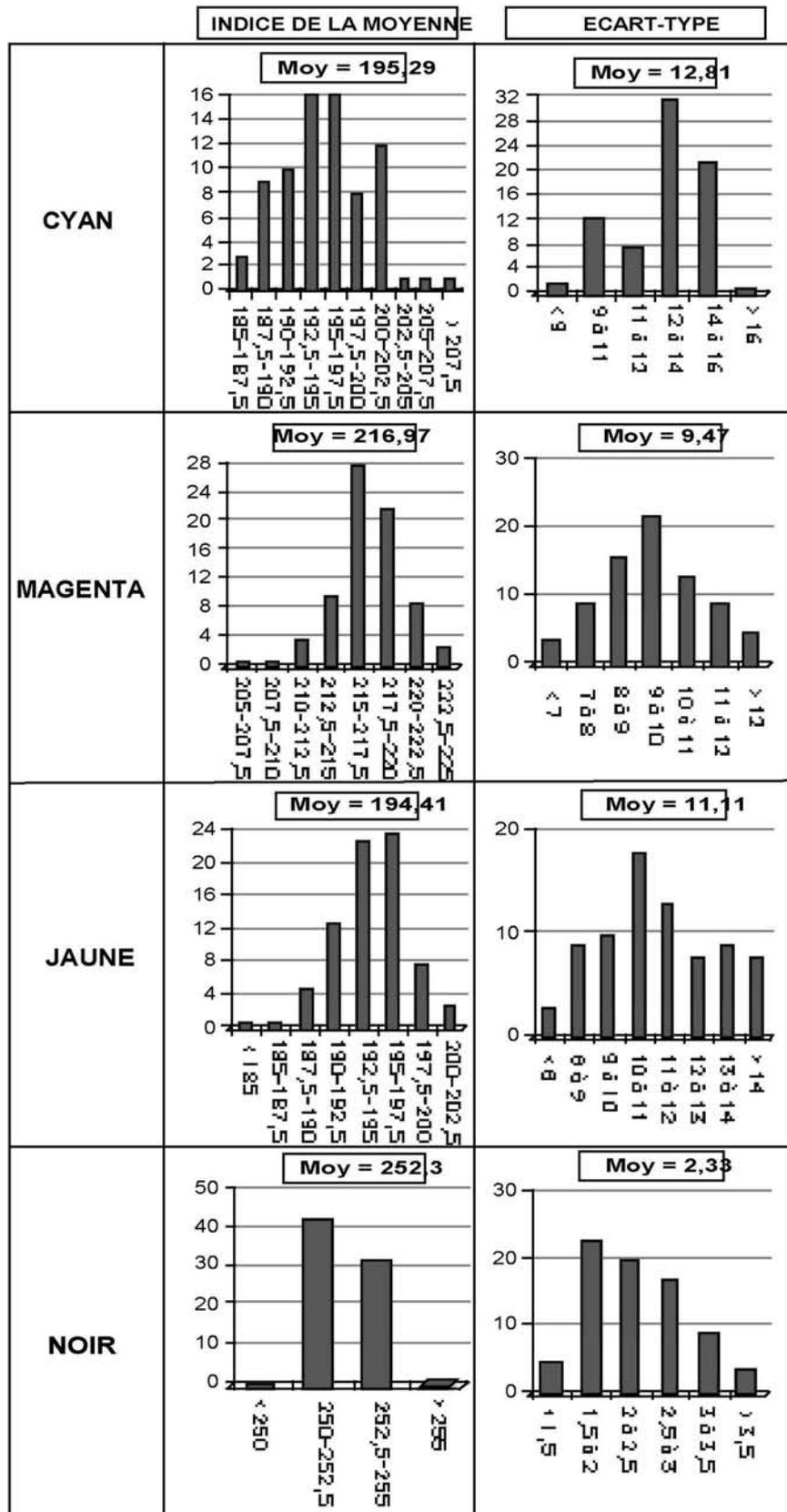


Fig. III-28 : Histogramme de fréquence de la moyenne et de l'écart-type pour les 4 couleurs de base.

3.4 - Relation couleur et teneur en carbonates :

Les travaux sur les sédiments océaniques montrent que certaines ondes radiochromatiques : bleu pour Garlan (1987) et Weber et al. (1997), verte pour Cortijo et al. (1995) ou leurs combinaisons, grise pour Guyomard (1994), sont sensibles aux fluctuations du taux de carbonates dans le sédiment. J'ai tenté de corrélérer la moyenne déduite automatiquement de l'histogramme avec le pourcentage en carbonates mesuré sur l'échantillon sableux par la méthode du calcimètre Bernard.

La dispersion du nuage de points ne permet pas, dans un premier temps de corroborer la relation observée par ces auteurs (fig. III-29). Cependant en reportant les résultats obtenus par croisement des deux facteurs à partir du magenta, du jaune et du gris sur l'espace géographique limité au secteur d'étude, trois ensembles hydrosédimentaires s'individualisent (fig. III-30 et III-31). Seuls les sédiments de la baie occidentale présentent une relation franche entre l'augmentation du pourcentage en carbonates et l'élévation du niveau de la couleur. Les valeurs les moins bien corrélées correspondent aux sédiments du secteur estuarien et de l'éventail pré-estuarien.

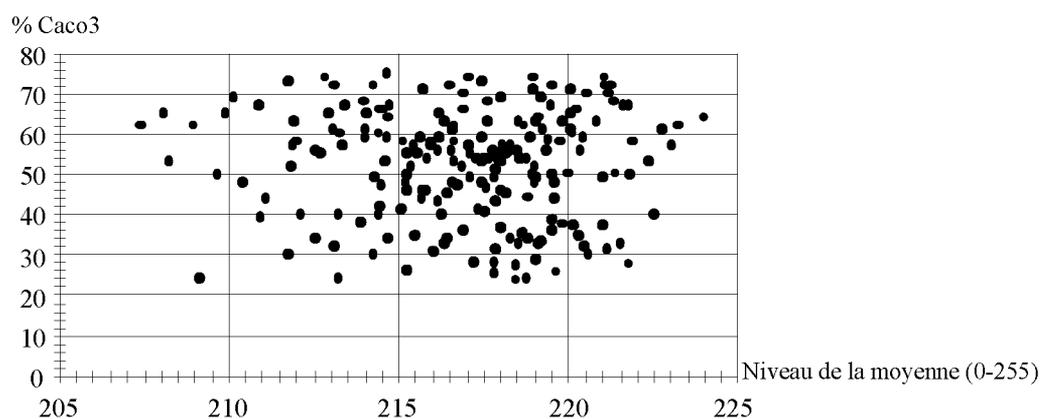


Fig. III-29 : Relation entre l'indice de la moyenne et le taux en carbonates
(exemple du magenta)

Comment expliquer cette relation pour les sables de la baie occidentale ?

La première hypothèse doit tenir compte de la nature du matériel examiné. Les corrélations obtenues dans les travaux cités précédemment sur des boues océaniques ont été enregistrées sur des sédiments renfermant du carbonate sous une forme particulière. Dans l'étude des sédiments sableux de la baie, les bioclastes ont des aspects très variés tant par leur forme que par leur couleur. Cette richesse en débris bioclastiques (cf § II-2.1.2.1) engendre des fluctuations du signal électromagnétique de part et d'autre de la droite de corrélation.

Pour quelles raisons les résultats divergent-ils d'une partie à l'autre de la baie ?

La deuxième hypothèse prend en compte les caractéristiques hydrodynamiques du secteur d'étude. Dans le domaine occidental, l'analyse des sonogrammes et des échantillons prélevés suggère que le stock de sable disponible est faible. L'intensité des courants de marée à proximité de la pointe du Grouin met à l'affleurement la nappe de sédiments grossiers graveleux en position très méridionale, jusqu'au voisinage du zéro de la carte marine (cf § fig. II-20). La fraction sableuse telle que nous l'avons examinée est alors subordonnée à la fraction graveleuse et caillouteuse.

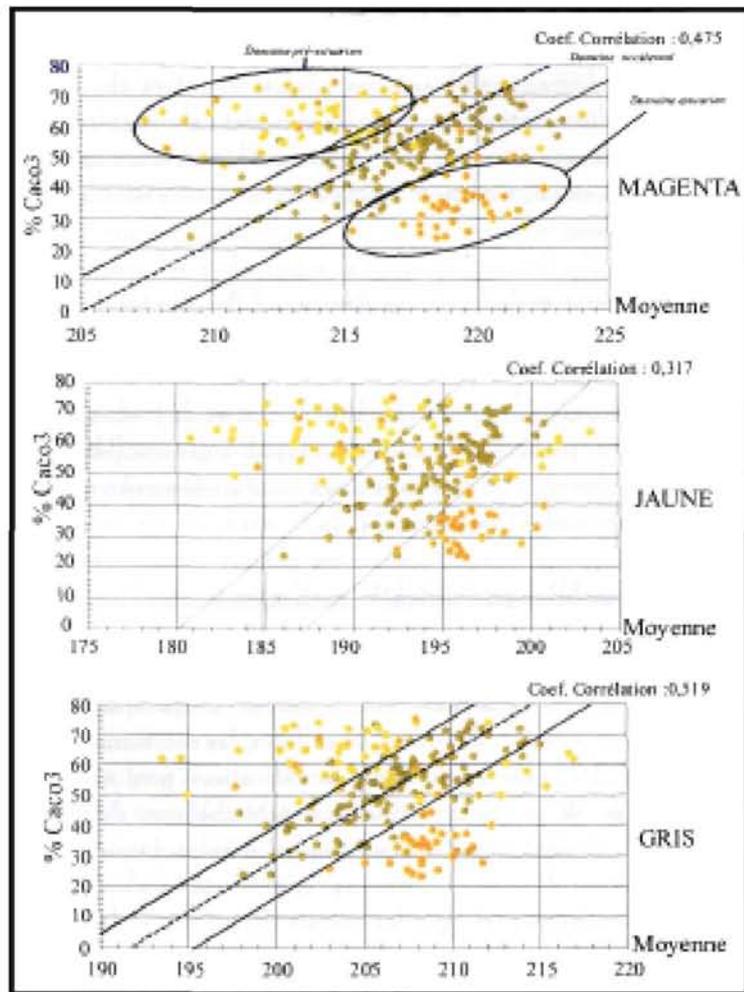


Fig. III-30 : Croisements entre la valeur de la moyenne et la teneur en carbonate.

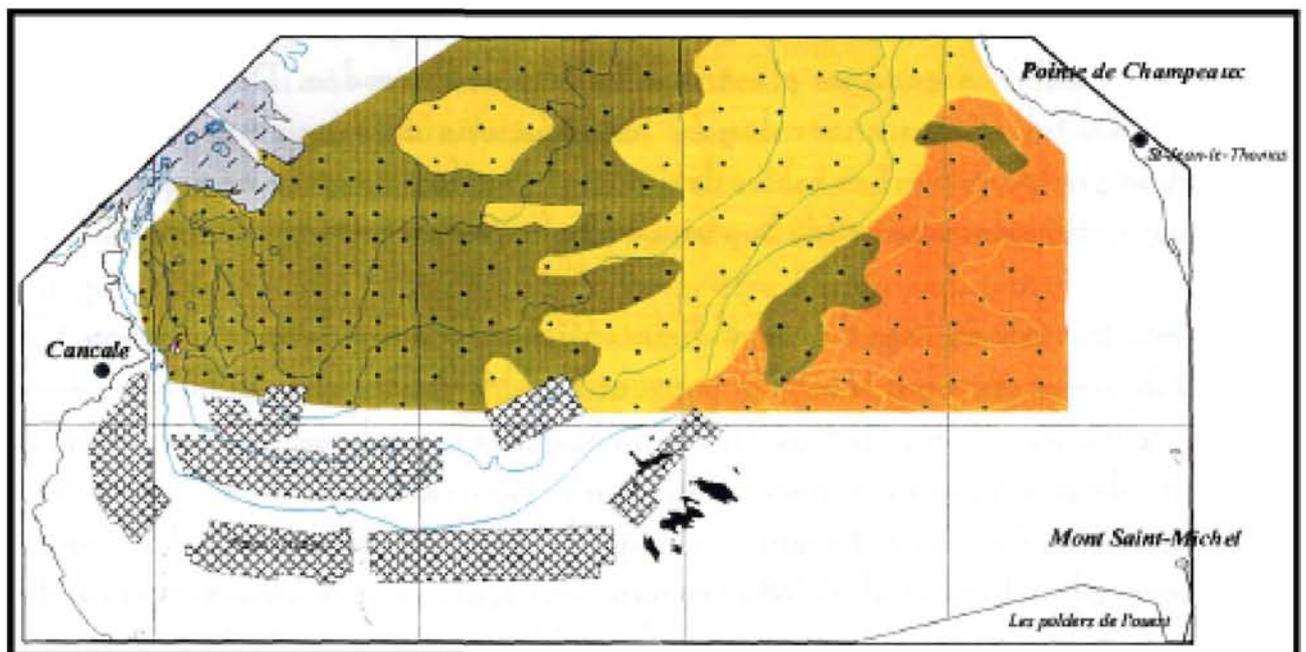


Fig. III-31 : Répartition des 3 domaines sur la base du croisement entre l'indice de la moyenne et la teneur en carbonates

L'épaisseur de la couverture sableuse est faible sauf localement au niveau des unités morphologiques des Corbières, du Chatry et des Banchets. Les phénomènes d'enfouissement et de remaniement sont par conséquent rares. Les coquilles transportées par les courants de marée vers le Sud et le Sud-Ouest sont progressivement brisées, roulées et usées.

Dans le domaine oriental, l'énergie mise en jeu par les courants de marée est sensiblement plus faible, mais la quantité de sable disponible est plus grande et les sédiments superficiels sont facilement remis en mouvement dès que les conditions limites atteignent une certaine importance. La combinaison de deux phénomènes sédimentaires examinés dans le chapitre précédent, peut être alors à l'origine de l'absence de corrélation entre teneur en carbonates et niveau de coloration :

a/ Succession verticale de séquences sédimentaires de haute et de basse énergie :

Les carottes (C₁, C₂, C₃ et C₄) réalisées à l'embouchure de l'éventail estuarien (cf § **fig. II-60**) et celles réalisées en domaine plus interne (Guillaumont et al., 1981) illustrent ce caractère alternatif de la sédimentation : pendant les périodes calmes (marées de morte-eau ou de petite vive-eau), se dépose une crème de vase et pendant les périodes agitées (marée de vive-eau moyenne, grande vive-eau et situation dépressionnaire), une couche de sable coquillier bien trié et lavé se met en place.

La faible valeur de densité et de biomasse ainsi que l'absence totale d'espèce sédimentaire observée à partir de carottages (Guillaumont et al., 1981), confirme l'instabilité du substrat sableux. Ces auteurs notent également que le modelé des structures sédimentaires observées sur les grèves du delta de marée, révèle que les courants de flot et de jusant sont assez puissants pour éroder et transporter les particules sableuses. La rapidité des oscillations sédimentaires à l'échelle de la marée (recouvrement ou disparition des traceurs fluorescents) dans cette région de la baie conforte cette hypothèse (Doulicier, 1977).

b/ Contamination en profondeur des dépôts par les particules fines riches en matières organiques (MO) :

Dans les vasières en condition d'anaérobie (enfouissement de quelques mm à 1 cm pour les sédiments plus oxygénés), en présence de MO et de sulfates, les réactions de sulfato-réduction peuvent avoir lieu (Berner, 1971), entraînant des modifications profondes de la couleur des sédiments piégés. Les flux de MO en baie du Mont-Saint-Michel sont doubles. Ils proviennent non seulement des productions primaires pélagiques locales (moulières, gisements de gastéropodes ...) mais surtout des zones côtières productrices voisines (68% du flux total entrant dans le système benthique) tels que les marais maritimes et la slikke (Kuzucuoglu, 1985b)

Les réactions sulfato-réductrices sont possibles dans des milieux anoxiques en présence de germes sulfato-réducteurs comme dans la crème de vase ou dans les premiers centimètres d'un sédiment où la matière organique y est minéralisée et dégradée. Dans le cas d'un séjour prolongé dans un tel milieu anaérobique, les réactions chimiques peuvent aboutir à la néoformation de pyrite (FeS₂). Les sables deviennent plus foncés ou se noircissent en fonction du degré de maturation des vases et de la période d'enfouissement.

De nombreux travaux en baie du Mont-Saint-Michel font rapidement allusion à la couleur des sables. Debyser et Fondeur (1956) pensent que les sables gris de la baie, doivent leur teinte au pourcentage en éléments fins. Ils estiment que lorsque le sable est remanié, il perd ses matériaux fins ; de gris il acquiert une couleur jaune. Bourcart et Boillot (1960) ont remonté parfois à la surface, mêlées au sédiment, des coquilles noircies témoignant d'un long séjour en milieu réducteur. Blanchard et al. (1981) remarquent également le long d'une radiale au large de Granville, que la couleur rousse ou grise des sables apporte une

indication sur le niveau d'oxydo-réduction du sédiment et donc sur sa mobilité. Le Rhun (1982) observe que la teinte jaune-ocre des sables constituant le banc de la Grande Bosse accroché au bioherme des Hermelles, est due à une oxydation importante du milieu favorisée par un brassage incessant des sédiments. En effet, si les couches réductrices sont remises en suspension, le fer et le Mn solubilisés seront mis en contact avec un milieu plus oxygéné. Ces deux cations vont donc précipiter pour donner des hydroxydes de fer et de Mn colloïdaux sous la forme de croûtes sur les particules sédimentaires. Ce phénomène a été observé par Donard et Bourg (1984) dans l'estuaire de la Gironde.

Pour résumer la violence et la brièveté des courants de marée, l'action des houles et des clapotis qui par leur brassage tendent à fluidifier les dépôts et la divagation des chenaux contribuent à brasser le stock sédimentaire dans le domaine oriental de la baie. Les particules carbonatées comme les particules siliceuses se retrouvent tantôt enfouies tantôt en mouvement. La couleur des sables et par conséquent des débris coquilliers qu'ils renferment est perpétuellement modifiée en fonction de la durée des phases d'enfouissement et de remaniement. Ce "bruit de fond" est enregistré par la méthode et met en exergue les zones à forte mobilité sédimentaire.

Sur des sables peu remaniés comme ceux de la baie occidentale, il semble difficile d'obtenir rapidement une estimation de la teneur en carbonates avec un niveau de précision satisfaisant inférieur à 5%, le coefficient de corrélation se dégradant rapidement du gris au cyan.

3.5 - Relation couleur et indice de dispersion :

Les différents essais réalisés dans un premier temps par croisements conjugués des variables (moyenne, écart type) obtenues sur les trois couleurs de base dans des diagrammes binaires et ternaires n'ont pas permis de dissocier de manière satisfaisante des populations d'échantillons. La classification finalement adoptée combine deux paramètres statistiques différents. Le premier concerne la moyenne de la couleur magenta, codée de 0 à 255 et le second, l'indice de dispersion, calculé sur la fraction totale de l'échantillon. Le magenta s'est avéré tout comme le noir, être l'onde radiochromatique la plus stable durant les périodes d'acquisition en chambre noire (**fig. III-32**). Quant à l'indice de dispersion, calculé par la méthode des moments, il permet d'apprécier directement l'importance du tri au cours du transport sédimentaire.

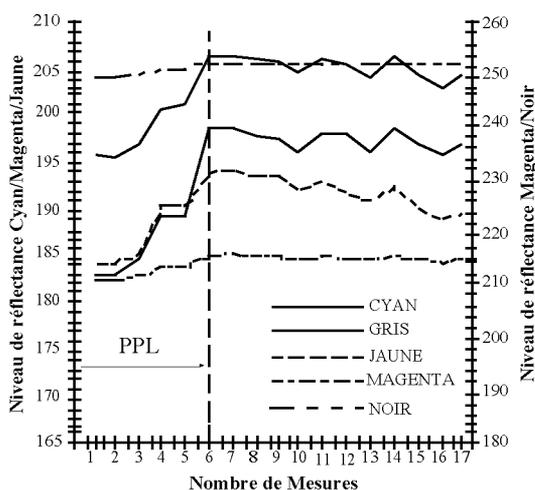


Fig. III-32 : Variabilité de la moyenne colorimétrique de l'échantillon témoin lors d'une phase d'acquisition (PPL : Phase de Préchauffement des Lampes)

La combinaison de ces deux facteurs (**fig. III-33**) isole 3 familles de sables de couleur différente (jaune-orangé, beige et gris-beige) regroupant 10 classes dont les limites sont parfois chevauchantes (classes B₃, GB₁, GB₂ et sables pré-estuariens). D'une manière générale, l'augmentation de la moyenne du magenta s'accompagne de celle de l'indice de dispersion sauf pour les sédiments du delta de marée. Les valeurs sont regroupées dans un ensemble limité par deux droites parallèles à la meilleure droite de corrélation d'équation :

$$y = 0,16x - 34,73$$

Chaque classe a fait l'objet d'une étude macroscopique à la loupe binoculaire afin d'analyser la cohérence des résultats obtenus par cette classification. Tous les échantillons présentent une grande abondance de débris organogènes cassés, parfois corrodés, appartenant aux Lamellibranches, Gastéropodes, Balanes, Echinodermes, Calcisponges, Bryozoaires et Foraminifères benthiques et ont tous été décrits dans les travaux de Lucas et Lefèvre (1956) et Mathieu (1966). Selon Lucas et Lefèvre, l'étude au microscope polarisant et à la loupe binoculaire des sédiments de la baie montre qu'ils font tous partie d'un ensemble homogène.

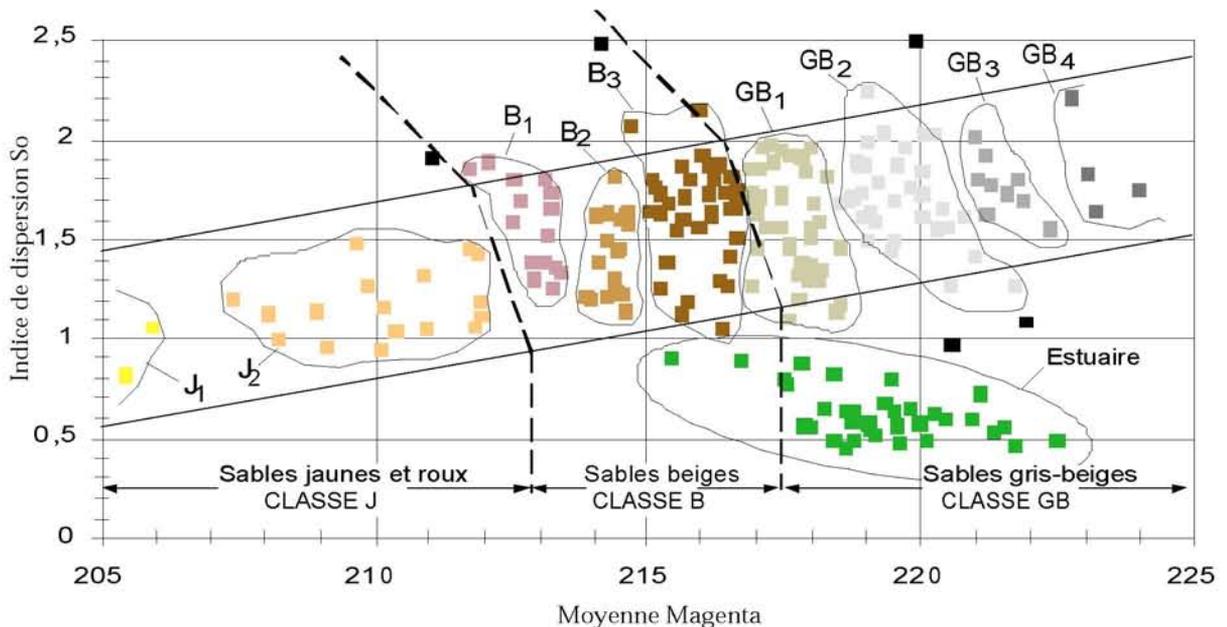


Fig. III-33 : Répartition des différentes classes dans la relation entre le niveau en magenta et l'indice de dispersion

3.5.1 - Famille des sables jaune-orangé à roux : (8% des échantillons)

3.5.1.1 - Classe J₁ (1 %) :

Elle est composée de deux échantillons localisés sur les grandes dunes tidales des Banchets [échant. B1] et à l'embouchure de l'estuaire au large de la pointe de Champeaux [échant. 488]. Ils se caractérisent par un niveau de magenta inférieur à 206 (valeur moyenne de 205,7) et un indice de classement (So) de 0,93 calculé sur le sédiment prélevé (**tab III-5**). Ce sont des sables roux bien calibrés où les quartz sont roulés, émoussés et pour les trois quarts d'entre eux colorés (jaune pâle, miel et lie de vin). La microfaune est

méconnaissable pour l'échantillon B1 et les deux tiers des grains biogènes sont de forme cylindrique et de couleur orangé à brun. Pour l'échantillon 488, la fraction carbonatée est comparativement moins usée et plus variée (miliolles, Bryozoaires, tests de Lamellibranches) et pour moitié de couleur orangée.

3.5.1.2 - Classe J₂ (7 %) :

Il s'agit d'un sable de couleur jaune-orangé parfois légèrement roux [18 et 476]. Cette classe représente 7 % de l'échantillonnage analysé. Elle se répartit en petites taches localisées sur les dunes tidales des Banchets, au Nord du gros banc des Hermelles, au front de l'éventail estuarien et le long du couloir côtier bordant la côte de Carolles (**fig. III-34**). Le paramètre de la moyenne pour le magenta est inférieur à 212,5 (valeur moyenne de 210,19), et l'indice de dispersion (So) est compris entre 0,9 et 1,5 (valeur moyenne de 1,16). La fraction biogène moyenne représente 57% de la fraction sableuse analysée (**tab. III-5**). Elle se compose de bioclastes de natures variées généralement très usés, cassés ou roulés. Les débris organogènes bruns parfois en proportion conséquente ajoutent du contraste à la couleur de ces sables. La fraction siliceuse, en fonction de son importance (plus de 50% dans les ridins, moins de 30% pour les autres secteurs) joue sur la valeur de la moyenne (variation de 207,4 à 212). Les quartz sont usés, émoussés, émoussés-luisants et colorés (beige clair) présentant parfois une patine verte.

3.5.2 - Famille des sables beiges : (33% des échantillons)

3.5.2.1 - Classe B₁ (7 %) :

Il s'agit d'un sable pour lequel l'indice du magenta est compris entre 211 et 213 (valeur moyenne de 212,8) alors que l'indice de classement moyen est proche de 1,6 (**tab. III-5**).

	Classe J ₁	Classe J ₂	Classe B ₁	Classe B ₂	Classe B ₃	Classe GB ₁	Classe GB ₂	Classe GB ₃	Classe GB ₄	Estuaire
Couleur	roux	jaune orange	jaune pâle	beige foncé	beige gris	gris beige	gris beige	gris clair	gris clair	gris foncé
%	1	7	7	9	17	18	15	5	3	17
Moyenne Magenta	206	210	213	214	216	218	220	221	223	219
Moyenne So FS	0,70	0,80	0,90	0,95	1,09	1,06	1,16	1,10	1,33	0,56
Moyenne So FT	0,93	1,16	1,58	1,43	1,63	1,60	1,71	1,76	1,85	0,61
% CaCo ₃ FS	55	57	51	56	52	53	60	62	61	36
% CaCo ₃ FT	54	62	50	60	50	57	60	55	65	38
% graviers	13,5	20	39	32	41	33	35	33	30	1
% sables	86	80	61	68	56	61	62	65	65	99
% fines	0	0	0	0	3	6	3	2	5	0
% échant. fines >5%	0	0	0	0	11	17	18	11	50	0

Tab. III-5 : Synthèse des caractéristiques granulométriques et colorimétriques des classes d'analyses obtenues sur 218 échantillons

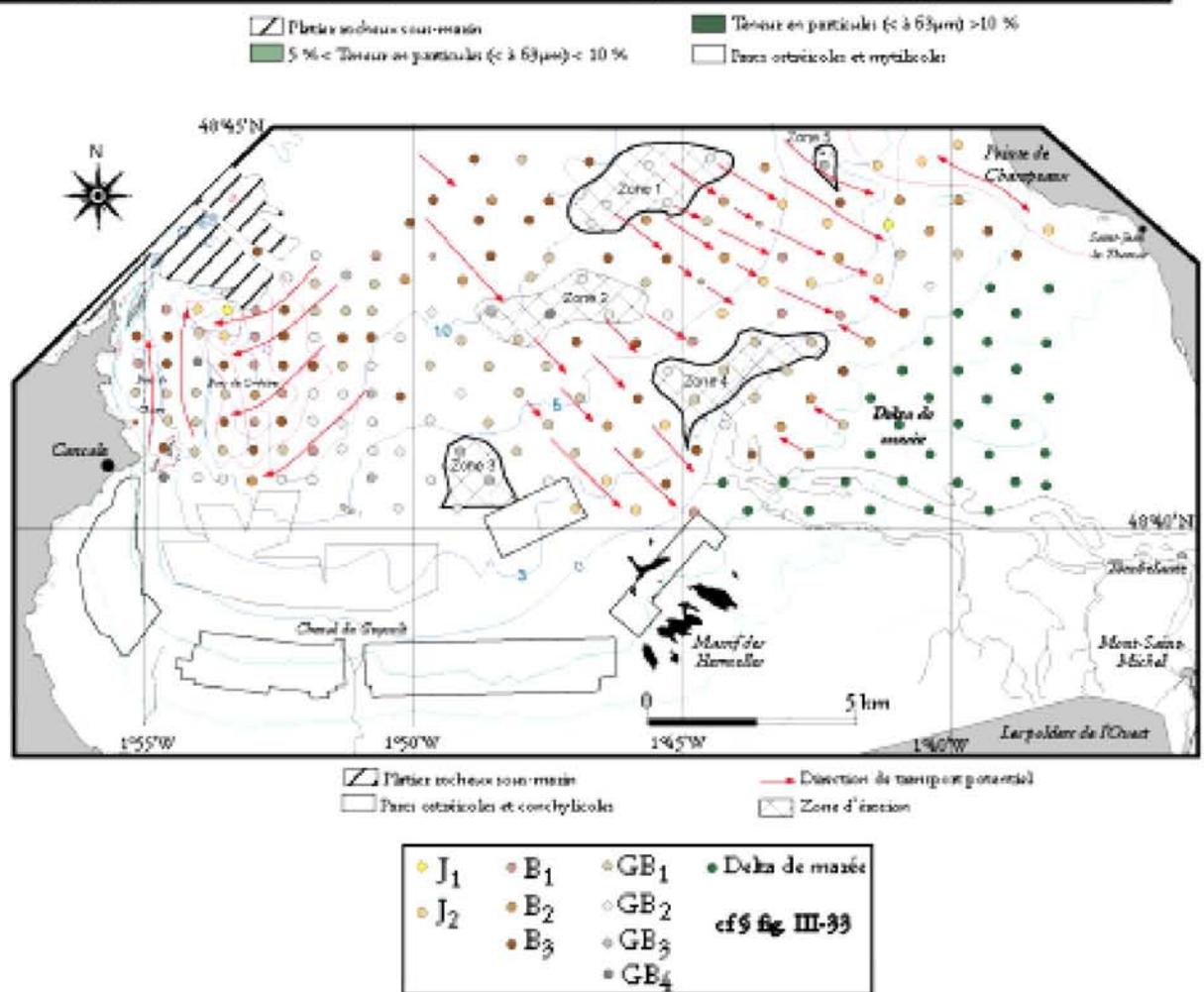
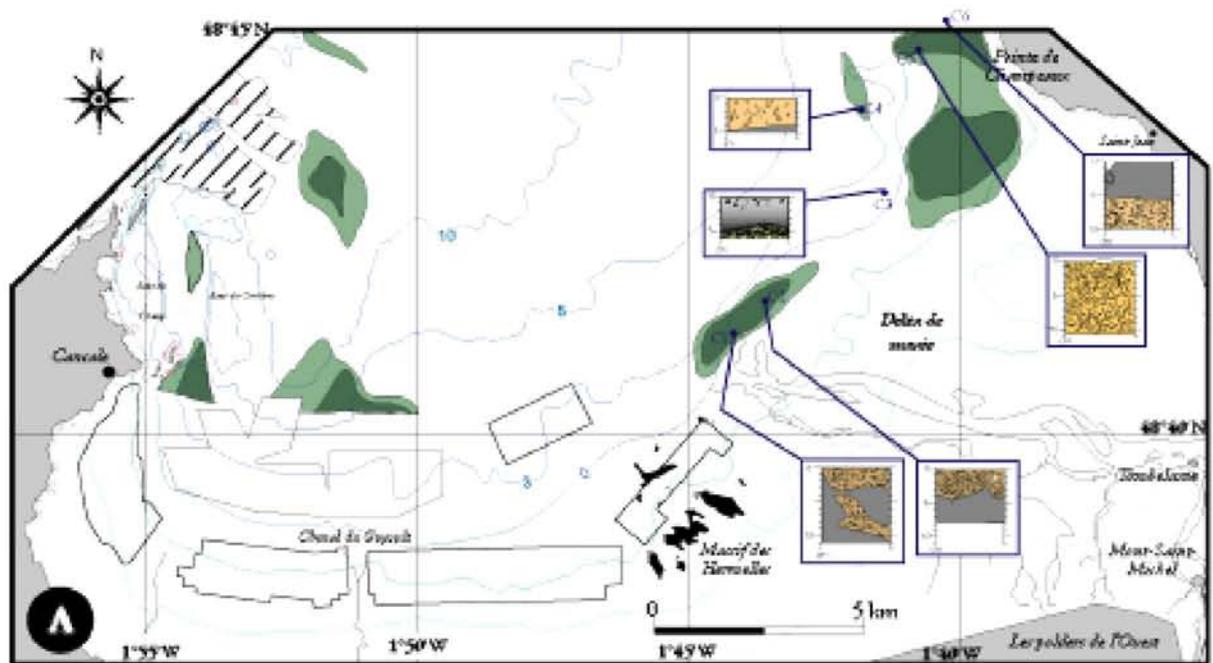


Fig. III-34 : Domaines de répartition des classes chromato-granulométriques (A : position des vasières et des carottages)

Sa répartition est limitée à deux grands ensembles. L'un est situé dans la partie occidentale de la baie au pied du flanc long du banc des Corbières, sur le banc du Chatry et au Sud-Est du prolongement sous marin de la pointe du Grouin. L'autre se localise dans le domaine oriental au débouché de l'éventail pré-estuarien (**fig. III-34**). Pour le premier ensemble, la couleur des sédiments provient de la forte teneur en quartz (63%) dont l'usure avancée témoigne de son fort degré d'évolution. Ils sont en effet émoussés et opaques de couleur gris-beige à miel. La fraction siliceuse est mêlée à une microfaune généralement très usée et polie souvent méconnaissable. Seuls, quelques Foraminifères et Bryozoaires sont intacts. Quelques bioclastes orangés de forme cylindrique sont encore présents notamment dans les échantillons voisins de ceux de la classe J₂ composant les grandes dunes hydrauliques des Banchets [échant. 18 et 20]. Pour le second cortège minéralogique, la microfaune est dominante (70%) composée pour les trois-quarts par des fragments de tests de Lamellibranches, d'Oursins, d'Ostracodes et de Gastéropodes blancs et beiges à l'origine de la teinte du sable fin. Parfois, comme dans le cas de l'échantillon 567, des coquilles noircies de bivalves se mêlent au stock organogène. La fraction siliceuse subordonnée est usée et de couleur beige avec quelques quartz couleur lie de vin [échant. 490]. Dans les deux groupes, la proportion en minéraux lourds à l'aspect irisé vert ou brun est faible, dépassant rarement quelques pour cent. Lorsque les teneurs augmentent légèrement, elles font évoluer l'indice de magenta vers la limite inférieure (211).

3.5.2.2 - Classe B₂ (9 %) :

Les sables composant cette classe sont de couleur beige-foncé. Cette classe n'apparaît que très ponctuellement dans la partie occidentale, au Nord des parcs à huîtres [échant. 85] ou au sommet du banc des Corbières [échant. Q1]. Dans le domaine médian et oriental de la baie, elle est souvent associée aux classes GB₁ et GB₂. Elle détermine un couloir largement échancré vers le Sud-Est en direction du crassier et se répartit en frange bordant les sédiments pré-estuariens. L'indice de la moyenne du magenta est faiblement dispersé autour du niveau 214 (moyenne de 214,35). L'indice moyen de classement est de 1,43 (**tab. III-5**). Par rapport aux classes précédentes, les minéraux sombres prennent une place plus importante dans la constitution de la couleur des sables. Les petits débris de micaschistes et la présence non négligeable d'une microfaune noircie (radioles d'Oursins [échant. 496], Ostracodes [échant. 539], lamellibranches [échant. 562]) représentent le quart des grains analysés. L'aspect terne des sables est renforcé par la couleur grise des quartz piquetés et roulés avec des degrés d'usure variée. La fraction biogène (en moyenne 56%) est composée pour un tiers de matériel frais avec des spicules d'éponges non altérés [échant. 496] et pour les deux tiers restant, d'une faune globalement cassée, roulée, beige et grise.

3.5.2.3 - Classe B₃ (17 %) :

Ces sables beiges légèrement gris recouvrent les fonds des chenaux de part et d'autre du banc des Corbières, soit à l'Est dans le chenal du Guyoult soit à l'Ouest dans celui de la grande rade de Cancale (**fig. III-34**). Ils sont souvent intercalés entre les sables de la classe B₁ et ceux des classes GB₁ et GB₂. Du point de vue de leur classement, ils sont moins évolués que les classes précédentes (indice de dispersion égale en moyenne à 1,63 phi). Pourtant la fraction biogène est composée de débris usés, polis et difficilement reconnaissables. En fait, l'indice de classement étant calculé sur le sédiment total, l'augmentation en éléments grossiers dans le spectre granulométrique de ces échantillons (41 % graviers) a pour conséquence de dévier So vers des valeurs plus élevées. Les quartz sont colorés à plus de 90% (gris, jaunâtre, miel ou rosé). La fraction biogène dominante se caractérise par une couleur terne responsable du déplacement du niveau de la moyenne vers le pôle plus foncé (niveau moyen de 216).

3.5.3 - Famille des sables gris-beige : (39%)

3.5.3.1 - *Classe GB₁* (18 %) :

Ces sables de couleur gris-beige sont largement répartis au pied du flanc court du banc des Corbières, dans le chenal de la grande rade et dans l'axe médian de la baie (**fig. III-34**). Ils sont toujours en relation avec les classes GB₂, GB₃ et GB₄ à proximité des zones envasées. Le niveau du magenta est compris entre 216,8 et 218,6 avec une valeur moyenne de 218 (**tab. III-5**). La valeur de l'indice de classement est médiocre puisqu'elle n'est jamais inférieure à 1,1. La microfaune est variée (Foraminifères, Bryozoaires, Gastéropodes). La caractéristique principale de cette classe est la présence de bioclastes roses et beiges mélangés à des grains de quartz gris et émoussés.

3.5.3.2 - *Classe GB₂* (19 %) :

Ce sont des sables dont la couleur, proche de ceux de la classe précédente, présente un aspect "fariné" tout à fait singulier et remarqué ponctuellement pour quelques échantillons de la classe GB₁ [échant. 491]. Cette apparence résulte probablement de la quantité de pélites dans les sédiments de ces classes (17% des échantillons de la classe GB₁ et 18% de ceux de la classe GB₂ ont une teneur en particules fines supérieure à 5%). La moyenne du magenta est comprise entre 218,4 et 220,8 et celle de l'indice de dispersion entre 1,2 et 2,3 phi. Ces sables sont contigus des vasières au Nord des parcs à huîtres de Cancale et à l'embouchure du système estuarien. Ils apparaissent également entre 7 et 10 m de profondeur recouvrant de petites surfaces bien délimitées dans la zone médiane de la baie (**fig. III-34**). La fraction biogène dominante très usée est de couleur blanche à beige pâle. Les quartz dont le pourcentage est inférieur à 40%, sont usés, piquetés, rarement colorés, parfois gris et rosés.

3.5.3.3 - *Les classes GB₃ et GB₄* (5 et 3 %) :

Les quelques échantillons appartenant à ces classes sont des sables de couleur gris pâle. Ils ont toujours été prélevés à proximité de ceux de la classe directement inférieure. La dérive des moyennes de l'indice du magenta et de l'indice de classement se poursuit vers les niveaux supérieurs (respectivement 221,5 et 1,76 phi). Les débris biogènes sont de tailles variables composés pour moitié d'une faune usée et pour l'autre de petits bivalves entiers et de spicules d'éponges tachés de fer.

3.5.4 - Les sédiments pré-estuariens : (17% des échantillons)

Cette classe se compose exclusivement des sédiments composant le corp principal du delta de marée. Sa répartition dans le diagramme est avant tout contrôlée par un faible indice de dispersion (moyenne de 0,61 phi) indiquant qu'il s'agit de sables passablement bien classés. Le niveau de magenta, entre 215,5 et 222,5 (moyenne de 219,3), évolue dans les mêmes gammes que les sédiments de la classe B₃ (215,9) à la classe GB₃ (221,5). La fraction siliceuse occupe 30 à 50 % du stock sédimentaire. Il s'agit de grains de quartz bien roulés et incolores. La couleur gris sombre de ces sables est donnée par les bioclastes gris (85% du stock biogène) et les minéraux sombres (10 à 15% de paillettes de micas). La microfaune est roulée, cassée, constituée de peu de débris frais.

3.6 - Nature des séquences types :

La notion de séquences de transport sédimentaire telle qu'elle a été définie par Larssonneur (1977) employée dans le chapitre 2, peut s'appliquer à la distribution des classes combinant couleur et indice de dispersion. Sur la base des informations fournies par le sonar latéral (cf § III-1) et par la méthode de McLaren (cf § III-2), la succession des classes dans la baie maritime permet de définir des séquences types qui illustrent l'évolution de la couleur des sables dans la direction de transport (fig. III-35). Comme l'avaient remarqué Debyser et Fondeur (1956) ou Blanchard et al. (1981) au large de Granville, les sables en transit depuis la fosse du Guyoult, perdent leurs particules les plus fines et de gris ou gris-beige (GB), acquièrent progressivement une couleur chaude de type beige (B) sur le flanc long du banc des Corbières à jaune-orangé (J) sur les dunes tidales des Banchets.

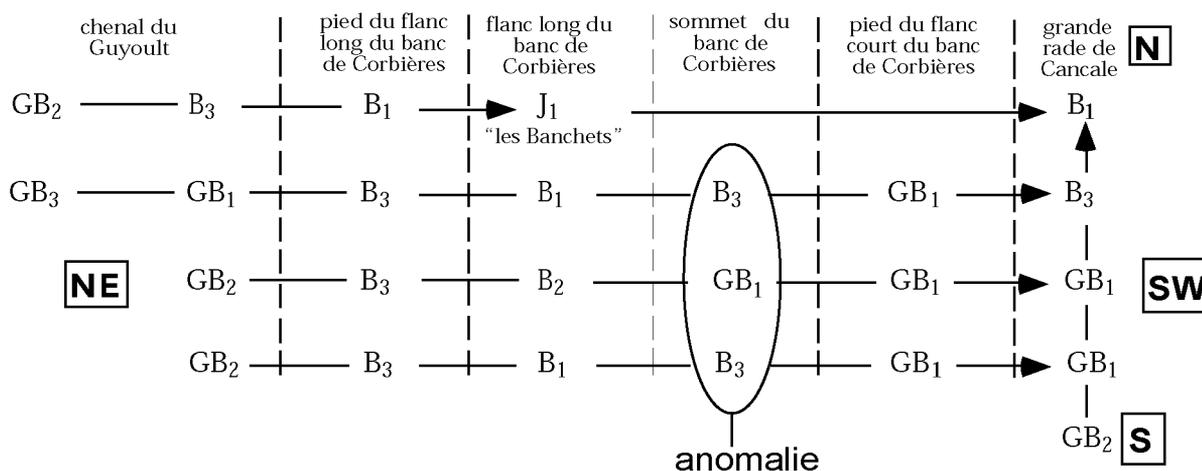


Fig. III-35 : Exemple de séquences types au large de Cancale

Cette succession s'observe également en direction du Nord sur les fonds de la grande rade de Cancale. Il faut souligner néanmoins l'anomalie au sommet de la séquence au voisinage de la crête du banc des Corbières là où les sables apparaissent moins bien triés (B_3) et d'un aspect plus grisé (GB_1). En effet, les sédiments constituant la crête des bancs sableux sont généralement plus grossiers et mieux triés (Trentesaux, 1993). Cette irrégularité dans la circulation des sédiments sur le flanc long du banc a été mise en évidence par la méthode de McLaren modifiée par Gao et Collins (cf § III-2.2.3). Du fait de la faible profondeur, inférieure à 3 m, les houles de tempêtes perturbent la répartition granulométrique à la surface du banc et sont capables de provoquer un remaniement et un vannage des sables superficiels ne laissant sur place que des sables inférieurs mal triés.

Sur la base de ces observations, l'agencement des séquences types en domaine oriental montre une dynamique de convergence du matériel sableux et coquillier en direction de la zone estuarienne (fig. III-34). Les sables mal triés, gris beige (GB_1 , GB_2) et gris clairs (GB_3 , GB_4) composent les sédiments prélevés dans les vasières littorales, à leur proximité (zones 3, 4 à 5) et localement quelques taches entre 6 et 9 m de profondeur (zone 1, 2). Dans les premières, comme le suggèrent les carottes (C_1 , C_2 , C_4 et C_6), la couleur des lits sableux interstratifiés est rapidement modifiée par la dispersion des particules argileuses et par la dégradation de la matière organique. Les sables des zones 1 et 2 sont mélangés à des graviers légèrement envasés (< 2%). Ces zones très hétérogènes parfois riches en crépidules, en galets de vase, en coquilles réduites remplies de vase, présentent un ensemble de caractères granulométriques suggérant qu'elles

puissent épisodiquement être le siège d'affouillements mettant à l'affleurement des sédiments matures. De par leur position, à proximité de l'embouchure du delta de marée, elles sont donc susceptibles d'être recouvertes par des lentilles de vase peu épaisses. La carte des flux résiduels présentée dans le chapitre suivant (**fig. IV-21**) montre que la zone 2 est le siège d'une d'accélération locale des courants de marée par coefficient supérieur à 100. D'après la relation établie par Migniot (1992), la profondeur limite d'action des houles de tempêtes sur les sédiments grossiers (sables et graviers) de ces deux zones se situerait entre 5 et 8 m en fonction du diamètre moyen des sédiments et de la hauteur significative de la houle (équa. 1).

$$d = \frac{H}{2} * (\text{LOG} D_{\text{mm}} - 4,5) \quad .1$$

d : profondeur (m)

H : hauteur de la houle

D_{mm} : diamètre moyen en mm

Les sédiments appartenant aux deux zones ont été prélevés quelques jours après une longue période dépressionnaire en janvier 1995, pendant laquelle se sont succédées de violentes tempêtes de secteur Ouest et Nord-Ouest. Durant ces conditions de forte agitation, les sables en partie réduits, érodés et accompagnés de débris coquilliers noircis (radioles d'oursins, ostracodes, lamellibranches), sont transportés vers le Sud-Est en direction du delta de marée. Ces zones peuvent donc être interprétées comme des sources d'alimentation locales et temporaires de ce delta.

La classe J, délimite un chenal côtier bordant les falaises de la pointe de Champeaux et la côte sableuse en érosion de St-Jean-le-Thomas. Malgré la présence de vasières au large des biohermes à Hermelles de Carolles (Gruet, 1982), il semble que le matériel sableux de même nature de part et d'autre de la pointe, empreinte ce couloir bordier mettant ainsi en communication la baie interne avec la dynamique externe infralittorale. Cette vasière ne constitue donc pas une barrière hydrodynamique en terme d'échange de sables transportés par charriage telles que le suggèrent les coupes verticales C_5 et C_6 . Au moment des cycles de vive-eau, l'intensité des courants est suffisante pour éroder la couche superficielle meuble déposée pendant le cycle de mortes-eaux, entraînant la formation de galets mous retrouvés dans les sédiments au pied du banc de Rondehaie.

3.7 - Conclusions :

L'utilisation de la couleur combinée à l'indice de classement permet donc d'appréhender les processus de transport par charriage sur le fond en terme de périodes d'enfouissement et de déenfouissement du matériel sédimentaire. La modification progressive de la couleur des sables n'est pas un processus instantané à l'échelle de la marée, mais les phénomènes d'oxydo-réduction ont lieu rapidement dans la couche sédimentaire et ceci dès les premiers centimètres sous la surface. Ces transformations se réalisent sur quelques cycles de marée. Grâce aux expériences menées dans le cadre de ce travail, plusieurs conclusions peuvent être tirées mais le résultat principal montre qu'il est possible d'utiliser la couleur des sédiments comme traceur de l'évolution rapide des fonds côtiers à fort contraste granulométrique.

Cette méthode de diagnostic de la nature des phénomènes sédimentaires affectant les sédiments, lorsqu'elle est couplée à un paramètre dynamique de forme, donne une dimension horizontale supplémentaire en exprimant les directions potentielles de transport. Dans nos scénarios, l'indice du magenta associé à l'indice de dispersion fournissent les résultats les plus satisfaisants mais comme pour la

méthode McLaren (cf § III-2), les autres canaux de la caméra pourraient être plus sensibles que le magenta utilisé dans des conditions plus spécifiques.

La réflectance des sables telle que nous l'avons mesurée en laboratoire n'est pas directement comparable avec les résultats des études d'analyse spectrale des images satellitaires (Cuq, 1987; Zbinden, 1984; Marchand, 1996). En laboratoire, nous nous sommes affranchis des facteurs qui engendrent des perturbations dans les signatures spectrales tels que le degré d'humidité, le développement des diatomées et le couvert végétal à la surface des sédiments. Nos conditions opératoires prennent en compte une incidence constante des sources lumineuses et un niveau d'humidité très faible. Les ondes électromagnétiques mesurées par les capteurs des satellites sont également perturbées lors de leur traversée de l'atmosphère. Enfin les échelles spatiales des deux approches ne sont pas identiques : la taille d'un pixel d'une image SPOT est de 10 m, celle de notre acquisition est en-dessous d'un millimètre.

En ce qui concerne la fraction sableuse des sables prélevés dans la baie du Mont-Saint-Michel, notre classification donne 3 types de couleurs :

- les sables gris (GB) prélevés dans les zones de vasières ou à proximité après remobilisation. Cette couleur traduit un court séjour en milieu faiblement réducteur en présence d'argile.
- les sables de transition de couleur beige (B).
- les sables de couleur chaude (J) qui caractérisent les corps sableux mobiles tels que les dunes tidales, les champs de petites dunes hydrauliques, les rubans sableux et autres formes longitudinales.

La distribution géographique des classes déterminées par croisement dans la moitié sud de la baie du Mont-Saint-Michel différencie deux domaines distincts :

- à l'Ouest, la baie maritime où les dunes et les bancs sont alimentés par les sables du large dans un mouvement tourbillonnaire horaire de grande envergure. La dynamique des sables est superficielle et les possibilités d'enfouissement sont faibles.
- à l'Est du chenal du Guyoult, la baie orientale apparaît comme une zone de convergence entre les sables profonds qui migrent depuis la passe ouest et qui aboutissent au front du delta de marée et les sables pré-estuariens qui sous l'action des courants de jusant tendent à s'échapper du système. La limite de convergence située au voisinage du zéro hydrographique se marque par la présence de vasières de décantation permanentes, épisodiquement érodées en période de grande vive-eau ou de tempête soufflant de secteur ouest.

Ces résultats viennent compléter les informations obtenues à la suite des études menées au sonar à balayage latéral et avec la méthode de Gao et Collins (1991). Deux nouveaux points essentiels sont cependant mis en valeur par cette nouvelle approche, permettant de mieux comprendre le fonctionnement hydrodynamique de la baie interne :

- Le delta de marée est alimenté latéralement par des sables aux caractéristiques minéralogiques différentes, le long de la côte ouest du Cotentin et par un étroit couloir entre le massif des Hermelles et la vasière intertidale inférieure la plus occidentale.
- La bande pré-littorale entre 5 et 10 m de profondeur située dans l'axe médian de la baie semble constituer ponctuellement une région source en matériel sédimentaire lors de périodes de fortes agitations. Ce matériel repris par les courants de flot dominant aboutit au front du delta.

Une fois le protocole mis en place, l'acquisition des données est rapide mais de nombreuses difficultés

subsistent dans les différentes étapes de traitement des échantillons. Le mode opérationnel est soumis à de fortes contraintes notamment pour éviter dans le temps toutes modifications, dérive ou dégradation de la source lumineuse (incidence, intensité constante...). Du fait de la sensibilité de la caméra, il serait souhaitable de coupler en amont du système un régulateur de courant afin de diminuer les petites fluctuations de lumière liées aux faibles variations d'intensité du courant et de distribuer une tension constante à l'éclairage. Du point de vue sédimentologique, nous avons initialement introduit deux postulats : seuls les échantillons de la baie interne ont été analysés pour des raisons de temps et seule la couleur de la fraction sableuse de chaque échantillon a été numérisée afin de comparer une fraction homogène reconnue sur l'ensemble des échantillons. Ces résultats montrent l'intérêt de cette méthode et suggèreraient de l'appliquer non seulement sur tout le domaine d'étude mais aussi sur l'ensemble du spectre granulométrique des sédiments prélevés.

4 - Synthèse :

Les résultats obtenus dans l'étude de la dynamique des sédiments en charriage dans la baie confortent l'intérêt de combiner des méthodes de recherche classique avec des approches nouvelles différentes. Une fois validées sur les secteurs à forte définition acoustique, les méthodes de prédiction des vecteurs par la technique de Gao et Collins modifiée et celle des classes de transport par la combinaison d'un indice sédimentologique avec la couleur, donnent une vision plus globale et plus précise des transits sédimentaires à moyen et long termes dans la baie.

La zone d'étude est soumise à l'action dominante des courants de marée avec en général une durée de flot sensiblement plus courte que celle du jusant, mais de vitesse plus élevée. La résultante des transits dans l'axe de la baie est alors dirigée vers l'Est et le Sud-Est, mais la morphologie côtière, accidentée par les caps rocheux et les hauts-fonds côtiers, modifie ce gradient, si bien que localement, en fonction de la dimension des obstacles à l'écoulement de la marée, les transports sédimentaires résiduels sont dirigés vers le Nord et sortent du système hydrosédimentaire de la baie.

Cette modification relative d'influence suggérée par Giresse et Hommeril (1969), s'applique particulièrement dans la passe Nord, en longeant la bordure sud-ouest de l'archipel des îles Chausey. Les transports sédimentaires y empruntent un couloir morphologique qui relie le système des dunes tidales de Granville au système de la Catheue de plus grande envergure. Dans la baie maritime, le vortex généré par la pointe du Grouin jusqu'à 7 km à l'Est de celle-ci, contraint les transports sédimentaires à bifurquer vers le Sud puis le Sud-Ouest en direction de la baie de Cancale. Il individualise ainsi une cellule hydrosédimentaire particulière où les transports sont chenalisés et la dynamique des bancs sableux s'écarte du modèle établi pour les bancs de la Mer du Nord en se rapprochant de celle des marques d'obstacles de grandes tailles.

La passe ouest constitue la voie principale d'entrée du matériel sédimentaire dans la baie par les courants de marée. Les couloirs de transport privilégiés indiquent qu'il existe de nombreuses connections entre la dynamique subtidale et la frange infralittorale. Ainsi, le prisme sableux modelé par des grandes dunes tidales de Granville est alimenté par les faisceaux de rubans venant de l'Ouest et du Nord; la baie maritime, la baie estuarienne et le delta de marée sont alimentés par les rubans sableux provenant des fonds grossiers au Nord-Ouest.

Les résultats obtenus par les méthodes d'observation directes et indirectes du fond montrent que la frange côtière est soumise à un régime hydrodynamique mixte combinant houles de tempêtes et courants

de la marée. Les conséquences morphologiques de l'action des fortes houles sur les plages de cette région sont nombreuses (érosion de la côte ouest du Cotentin, dérive littorale, flèches sableuses, cordons coquilliers ...). Leurs implications dans le fonctionnement tidal du domaine sous-marin proche étaient jusqu'à alors supposées. Nos travaux montrent un arasement des crêtes des grandes dunes hydrauliques, des déplacements parfois en sens inverse de leur propagation tidale, des décapages de la couverture sédimentaire superficielle au sommet des bancs côtiers (Rondehaie et Corbières), l'érosion locale des fonds en pente douce du prisme sableux au large du delta de marée entre 5 et 10 m de profondeur. Plus au large, les houles de tempêtes semblent être à l'origine du modelé de puissants corps sédimentaires au Sud-Est des Iles Chausey.

Chapitre 4

MESURES ET CALCULS DES FLUX PARTICULAIRES EN SUSPENSION ET EN CHARRIAGE EN BAIE DU MONT-SAINT- MICHEL

1. Rappels sur les bilans sédimentaires :

De nombreuses études consacrées aux problèmes du maintien de l'insularité du Mont-Saint-Michel (Rapports LCHF de 1971, 1977; Doulcier, 1977), aux envasements importants des équipements ostréicoles dans la petite baie de Cancale à la fin des années 1970 (Nikodic, 1981; Sornin, 1981) et des travaux ponctuels (L'homer, 1988; Compain et al., 1988) ont tenté de chiffrer les quantités de sédiments en transit dans la petite baie. Ces matières viennent alimenter durablement ou épisodiquement les zones internes abritées. Notre approche dans ce chapitre n'a pas la prétention de remettre en cause les volumes massiques globaux de sédiments en mouvement, susceptibles de se déposer et mesurés généralement indirectement dans ces travaux. Notre objectif est de projeter la démarche de ces auteurs, limitée jusqu'à présent à la zone interne estuarienne, à l'ensemble du domaine d'étude. Les relations morphologiques, sédimentaires et dynamiques observées dans les chapitres précédents, permettent de constater l'étroitesse des phénomènes qui relie la dynamique sédimentaire intertidale et la convergence des apports particuliers depuis le domaine subtidal proche.

À l'échelle de la construction du prisme holocène depuis environ 8000 ans, le LCHF (1971) estime le volume de sédiments accumulés à $9\,450\,000\,000\text{ m}^3$ en prenant une épaisseur moyenne de 15 m répartie sur une surface de 630 km^2 . Cela représente un dépôt annuel de $1\,350\,000\text{ m}^3/\text{an}$ contre la bordure continentale (§ **fig. I-8**). À partir de la carte des isopaques du prisme flandrien, dressée par Auffret (in Larsonneur, 1989) et des coupes de sondages effectués dans la zone des marais de Dol (Morzadec, 1974), j'ai estimé ce volume à $8\,330\,000\,000\text{ m}^3$ répartis sur une surface de 702 km^2 limitée au Nord à la latitude de la pointe de Champeaux et à l'Ouest par celle de la pointe du Grouin. Il apparaît ainsi que 1 à $1,2 \cdot 10^6\text{ m}^3$ de sédiments participent chaque année à la construction du prisme sédimentaire côtier. Actuellement, les attérissements sont concentrés dans le delta de marée entre la pointe de Champeaux au Nord-Est et le gros banc des Hermelles à l'Ouest. Ce vaste entonnoir recueille les sables les plus fins (sables fins, sablons) et les vases dans la partie estuarienne.

Dans ce secteur et dans le cadre des études hydrologiques menées par le LCHF, Doulcier (1977) chiffre à $60\,000\text{ m}^3$ le volume de matière en suspension associée au volume oscillant de marée traversant une section de 6 km de long entre le Bec d'Andaine et les polders à l'Ouest du Mont-Saint-Michel (marée de coefficient 88). Selon l'auteur, seul 3 % de ces particules représentent un apport et se fixent sur les estrans, soit $2000\text{ m}^3/\text{marée}$. L'année étant composée en moyenne de 706 marées, le volume moyen annuel est de l'ordre de $1\,42 \cdot 10^6\text{ m}^3$ de sédiments fins. Cette estimation se rapproche donc du volume moyen annuel calculé à partir de l'épaisseur du prisme sédimentaire.

La comparaison des levés topographiques de part et d'autre du Couesnon entre 1857 et 1979 conduit au même résultat (LCHF, 1971; l'Homer, 1988). Toutes ces études soulignent les rôles successifs joués par les endiguements répétés depuis le 18^e siècle (poldérisation) et la canalisation des rivières depuis un siècle, sur l'accélération des processus de colmatage de la baie et plus particulièrement aux abords du Mont-Saint-Michel (Larsonneur, 1989). L'atrophie des chenaux hydrographiques a considérablement réduit l'action érosive des chenaux de marée qui divaguaient librement sur la haute slikke. Elle a conduit à une réduction importante des surfaces de balancement des marées.

Le resserrement de l'étai sédimentaire autour du pointement granitique sur lequel se dresse le Mont, se traduit par un accroissement centripète des herbues depuis 50 ans. La surface des herbues est spectaculairement passée de 15 à 25 km^2 entre 1947 et 1986 (**fig. IV-1**) soit au rythme d' 1 km^2 colonisé

tous les 4 ans (Barth, 1988). Entre 1857 et 1934 pour les polders à l'Ouest du Mont-Saint-Michel et 1857 à 1921 pour ceux de l'Est, l'apport moyen engendre un exhaussement de +2 et +5 cm/an (LCHF, 1977). Le colmatage de ces zones étant presque complet, on assiste au déplacement des processus de sédimentation vers le Nord. Selon ces mêmes travaux, 80 % du matériel déposé dans la petite baie est transporté par suspension et 20 % par phénomène de charriage. Cette évolution de la sédimentation vers le large nécessite donc d'intégrer à la dynamique intertidale, le système subtil connexe afin de mieux cerner les voies d'alimentation de la baie interne.

Dans la baie maritime de Cancale, les études de Sornin (1981) et Nikodic (1981) attirent l'attention de la grande sensibilité de l'estran aux mauvaises conditions météorologiques et de l'influence sur le régime de la sédimentation dans cette partie de la baie des installations ostréicoles et mytilicoles depuis le début du 20^{ème} siècle. Les éléments les plus fins sont rarement et définitivement fixés. Les auteurs estiment à 300 000 m³, les matériaux capables d'être remis en suspension et de retourner dans le cycle général de circulation des matières en mouvement à l'échelle de la baie.

Dans la petite baie, l'ensemble des résultats évoqués précédemment suggère une dynamique de colmatage qui s'effectue de manière constante, la localisation des dépôts se déplaçant dans le temps. Le bilan d'accumulation positif correspond à une dépôt moyen de l'ordre de 2 cm/an sur l'ensemble de l'estran de la petite baie. Mais l'étude des taux de sédimentation à partir de l'analyse des radioéléments naturels (²¹⁰Pb) et artificiels (¹³⁷Cs) montre que les vitesses de sédimentation sont fortement contrastées entre la baie orientale (5 à 10 cm/an) et la région occidentale où elle est faible (0,4 à 1 cm/an, parfois 5 cm/an à l'aval des bancs coquilliers), de telle sorte que les fortes agitations y sont capables de remettre en suspension les couches superficielles (Larsonneur et Walker, 1986; Berger et Caline, 1991).

2 - Mesures des flux particulières en suspension :

2.1 - Nature minéralogique des MES :

Les Matières En Suspension (MES) récoltées au droit des Hermelles sur des filtres de 40 microns lors de la campagne de janvier 1995, ont été analysées par diffraction de rayons X sur les refus des filtres utilisés pour connaître la charge particulaire des eaux de surface selon une radiale Sud-Ouest/Nord-Est à partir du niveau des plus basses mers (**fig. IV-2**). Les diffractogrammes obtenus se composent pour partie de minéraux argileux (illite 10Å, kaolinite, chlorite et interstratifiés 13,2Å), de minéraux terrigènes avec des distances réticulaires plus petites (quartz 3,34Å et feldspaths 3,2Å) et de minéraux carbonatés (aragonite 3,4Å et calcite 3,04Å).

La présence de minéraux interstratifiés provient de la désagrégation des édifices micacés des arènes de la province granitique Chausey-Minquiers tout comme la kaolinite (Giresse, 1969). Ces argiles qui entrent dans la composition actuelle des sédiments marins sont l'aboutissement de sources variées. Elles ont été longuement remaniées et homogénéisées par les courants de marée. Selon Giresse (1967), il n'y a pas de correspondance locale entre les argiles marines actuelles (caractérisées notamment par la chlorite) et celles composant les massifs fossiles de la côte (argiles de décomposition, limons des coulées de solifluxion et argiles limniques mises à l'affleurement par érosion). Les faibles apports actuels liquides ou solides par les rivières débouchant dans la baie (Couesnon, Sées, Sélune, Thar, Guyoult...) ne participent pas ou extrêmement peu à l'alimentation du stock argileux. Le volume d'eau douce débouchant dans la petite baie est estimé à 900 000 millions de m³/an (in Migniot, 1997) et ne représente que 2% du volume tidal oscillant dans cette même zone (50 milliards de m³/an).

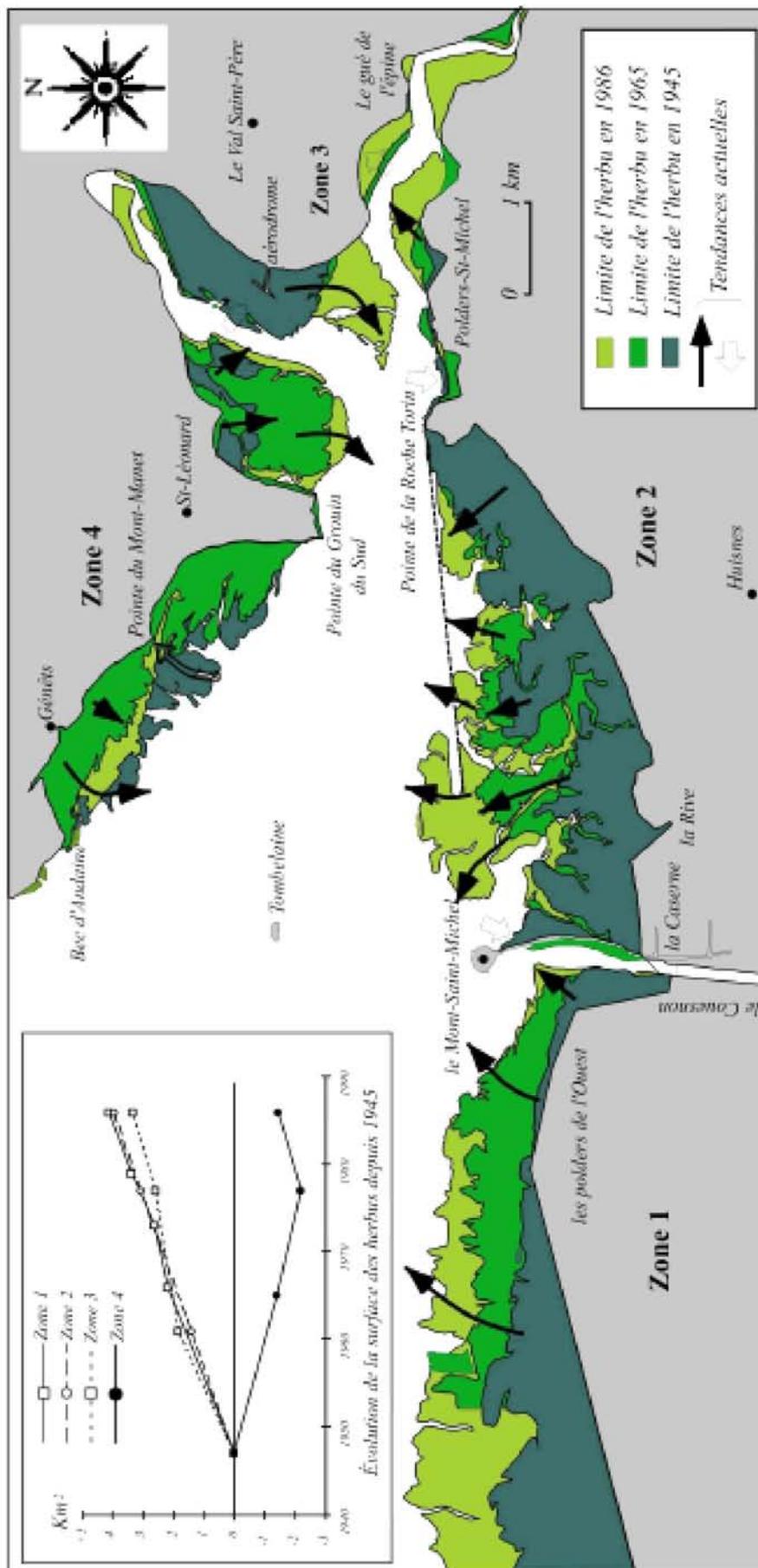


Fig. IV-1 / Evolution des herbus en baie du Mont-Saint-Michel depuis 1945 modifiée d'après Barth (1988) et Larsonneur (1989a)

Les 4 sites peuvent être comparés en sommant à 100 les raies de première intensité et en utilisant les facteurs multiplicateurs d'Holtzapffel (1985). C'est-à-dire 1,5 pour les interstratifiés, 0,7 pour la kaolinite et 1 pour la chlorite et l'illite. Les résultats sont présentés sur la **figure IV-2**.

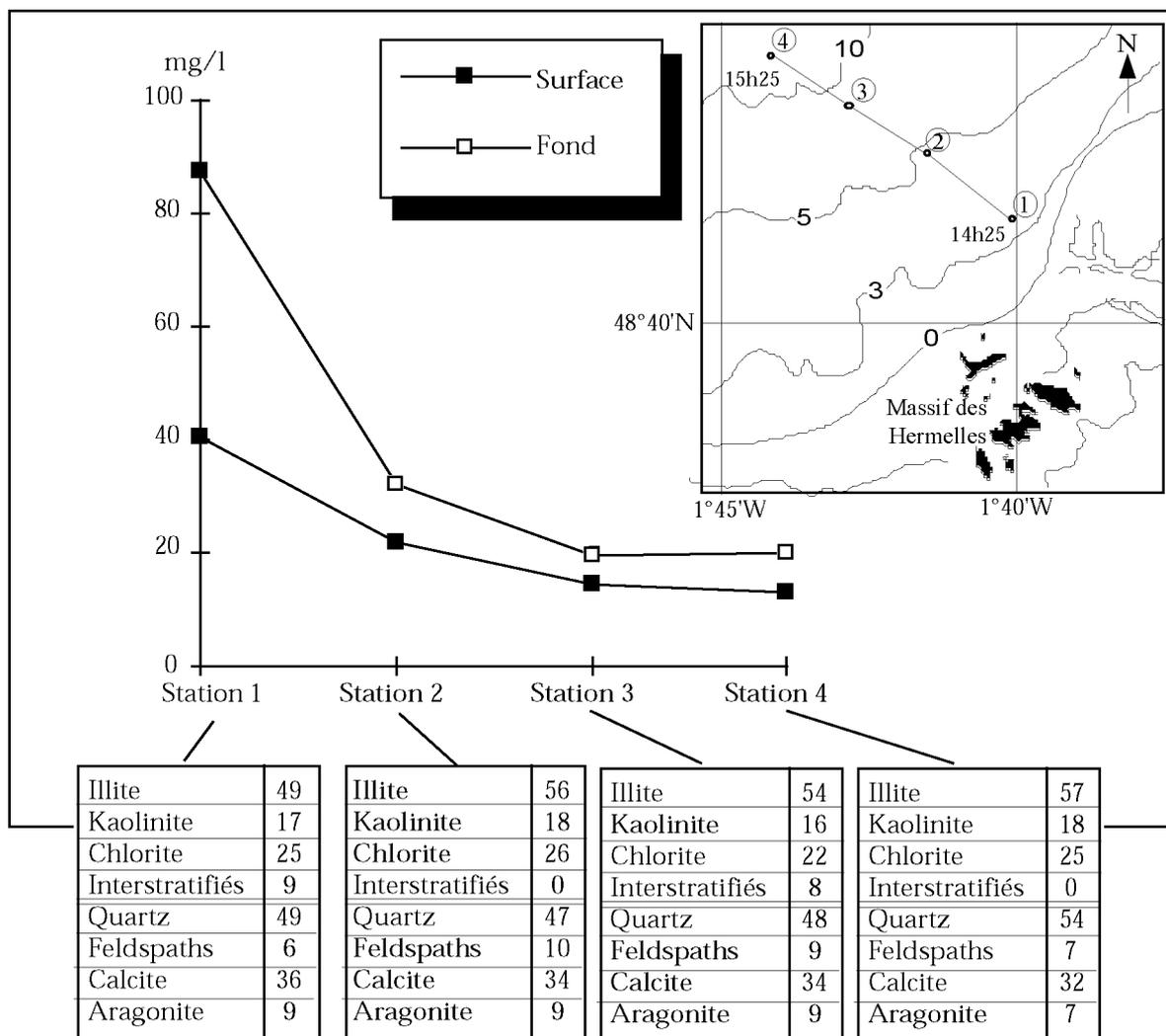


Fig. IV-2 : Minéralogie des MES prélevées en surface lors d'une marée de VE (c. 70) à partir de BM + 1

La proportion en illite domine celle de la kaolinite (en moyenne supérieure de 37%). La chlorite est présente en quantité non négligeable mais toujours inférieure à la teneur en illite. De même, les minéraux interstratifiés sont présents mais toujours en faible quantité (voire absents pour le point 2 et 4). Par dissolution et éloignement des régions sources, les carbonates diminuent vers le large parallèlement à la réduction des débris biogènes dans les sédiments (80 % à 50 %). Parmi ces carbonates, la calcite domine nettement l'aragonite qui est instable dans ces conditions de pression et de température. Le quartz est également majoritaire sur les feldspaths. Les variations entre les 4 points sont faibles, ce qui traduit une grande homogénéité du stock des matières en suspension des eaux dans ce secteur de la baie. Localement, comme dans le port de Granville, le cortège argileux est enrichi en smectite par segmentation différentielle en zone calme (Lafond et Le Rhun, 1987).

La distribution des minéraux argileux le long de la frange littorale (Site 1 à 4) recoupe les observations faites par Gresse (1969) et Nikodic (1981). Ces deux auteurs ont mesuré dans les sédiments vaseux du

domaine marin franc comme dans ceux du domaine intertidal, des proportions sensiblement identiques d'illite (environ 35 %) et de kaolinite (40 %). Ces 2 argiles constituent les minéraux cardinaux des cortèges argileux de la baie. Giresse souligne que le rapport kaolinite sur illite (rapport des intensités relatives aux raies 001) atteint des valeurs maximales en bas estran (1,45 à 1,5). Ce rapport dans la zone estuarienne est compris entre 0,5 et 0,6 (Fetter-Turtaud, 1981).

La distribution de la kaolinite dans l'eau (environ 17 %) s'explique par une décantation préférentielle de ce minéral au niveau du zéro des cartes marines. Cette pauvreté en kaolinite dans les eaux de bas estran est liée au processus de tri granulométrique exercé par les courants de marée en fonction des qualités de floculation des espèces, en particulier de la kaolinite qui possède une résistance importante à la floculation (Giresse, 1969).

2.2 - Analyse des conditions climatiques précédant les périodes de mission :

Les conditions météorologiques précédant les 3 missions de prélèvements (novembre 1995, avril 1996 et juillet 1996) étaient calmes (fig IV-3). L'intensité des vents n'a jamais dépassé 10 m/s (9 m/s en novembre 1995, 5 m/s en avril et 8 m/s en juillet 1996). Ces conditions d'agitation modérée n'ont perduré généralement que le temps d'une journée. Elles n'ont dépassé que rarement le code 4 significatif d'une mer agitée (18% en novembre 1995, fréquence nulle pour les mois d'avril et de juillet 1996), d'après les données météorologiques du sémaphore de la pointe du Roc.

Les pics journaliers d'intensité se conjuguent le plus souvent avec des vents de secteur ouest à NNW (N260 à N350°). Les vents soufflant durant la courte période précédant les prélèvements de turbidités au large de la côte ouest du Cotentin n'ont semble-t-il, pas participé à la remise en suspension de quantités importantes de particules sédimentaires. La charge particulaire en suspension résulte donc dans nos analyses uniquement de l'action des courants de marée alternatifs dans ce secteur de la baie.

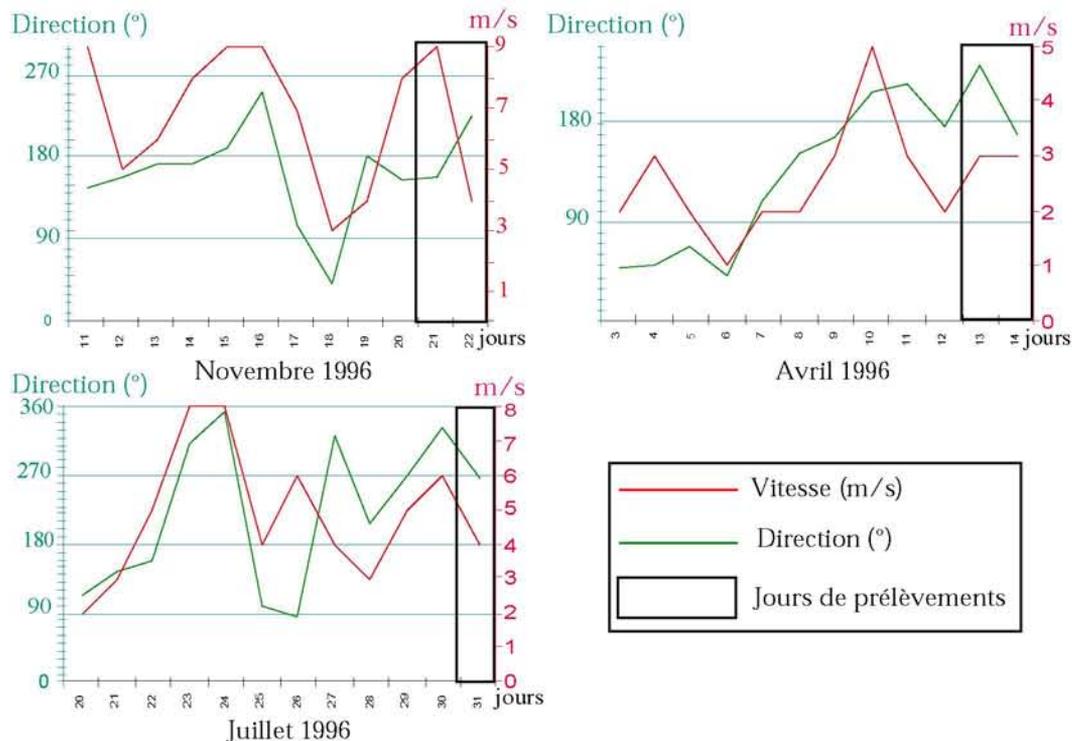


Fig. IV-3 : Vitesses et directions des vents enregistrées au sémaphore de Granville pendant les 10 jours précédant les jours de mesures

2.3 - Les mesures en point fixe :

Il existe très peu de mesures de charge turbide le long de la côte Ouest du Cotentin jusqu'aux abords du delta de marée. Les sites de suivi de la masse d'eau turbide sont localisés pour trois d'entre-eux au débouché de l'éventail pré-estuarien (Site 1, 2 et 5) et pour les deux derniers (Site 3 et 4) le long de la côte Ouest du Cotentin entre les pointes de Champeaux et de Granville (**fig. IV-4**). Ces mesures sur filtres 40 μm ont été réalisées à bord des navires Côtes de Normandie et Côtes d'Aquitaine (cf **A1-1.2**), toutes les demi-heures, pendant 13 heures consécutives et ce, à 3 niveaux de profondeur (1 m sous la surface, à mi-profondeur et 1 m au-dessus du fond).

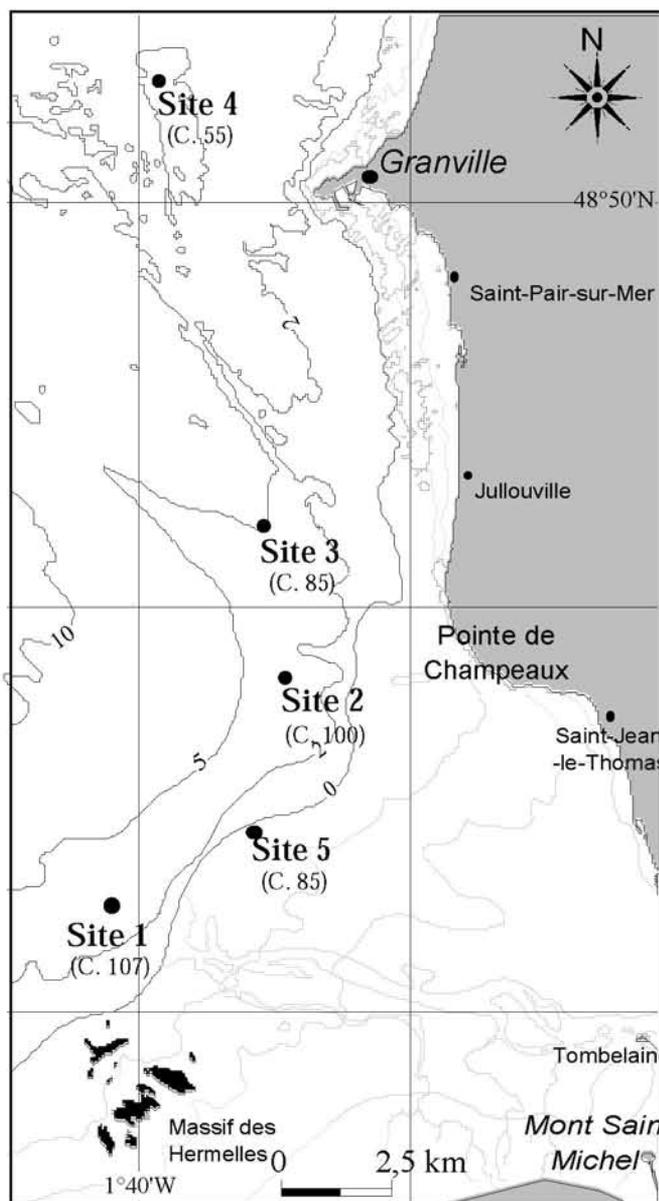


Fig. IV-4 : Position géographique des points de mesures hydrologiques

2.3.1 - Site 1 au large des Hermelles (**fig. IV-5**):

Les teneurs en MES varient de 5 à 28 mg/l au cours du cycle de marée. Les teneurs les plus élevées sur

l'ensemble de la tranche d'eau s'observent au moment des étales de basses mers. Une forte proportion de ces MES résulte de l'essuyage de l'estran par les courants de jusant. Lorsque le flot est bien établi (à partir de BM + 1h30), il y a renouvellement des eaux marines et homogénéisation de la tranche d'eau. La stratification turbide et thermique s'efface progressivement pendant toute la période de pleine mer.

La charge particulaire des eaux au voisinage du fond augmente à mesure que la vitesse des courants de jusant diminue. La décroissance plus rapide des teneurs dans la moitié inférieure de la colonne d'eau une heure après les étales de BM pourrait-être interprétée comme une perte de charge accrue par décantation des eaux de fonds.

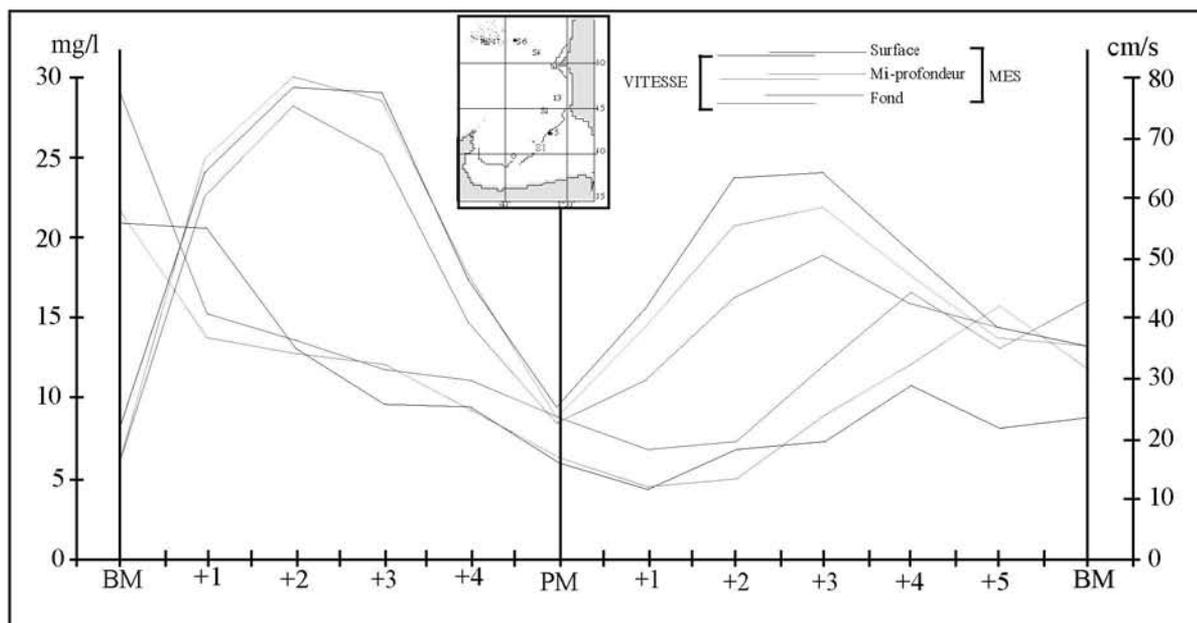


Fig. IV-5 : Évolution des MES et de l'intensité des courants au cours d'un cycle PM/BM (coefficient 107)

2.3.2 - Site 2 au pied Sud du banc de Rondehaie (fig. IV-6) :

Les teneurs en MES varient de 17 à 125 mg/l au cours d'un cycle de marée de VE moyenne d'équinoxe (coefficient 100). Tout comme pour le site précédent, le gradient vertical de turbidité s'accroît à partir de PM+4 et devient maximal à BM-30 mn. La tranche d'eau inférieure est alors 30 % plus chargée que celle de surface.

Au moment de l'étales, on constate une chute brutale des concentrations pour toute la colonne d'eau. Ce phénomène observé avec une intensité plus faible que pour le point précédent résulte de la diminution de la force tractrice entraînant en effet une chute des sédiments en suspension. Pendant les étales, une grande partie des suspensions sédimentent (fig. IV-7) puis sont érodées et remises en suspension au moment du flot suivant (Salomon et Allen, 1983). Outre ces valeurs beaucoup plus élevées, il apparaît à BM+2 le passage d'un deuxième front turbide.

Celui-ci a lieu au moment où les courants de flot sont presque maximums (93 cm/s en surface). Le front turbide de jusant, sous l'effet du fort coefficient de marée est expulsé bien au-delà de l'embouchure du delta de marée. Il aura donc fallu à celui-ci 2 heures en considérant la courte période d'étales pour repasser à

la verticale du site. Ce second front conserve sa stratification et seules les eaux de fond sont sensiblement plus chargées (84 mg/l au lieu de 75 mg/l). Cela signifie que le renouvellement des eaux dans cette partie de la baie n'est que partiel et qu'elles s'enrichissent en seston remis en suspension sous l'action des courants de flot sur le fond avant de pénétrer dans le secteur estuarien.

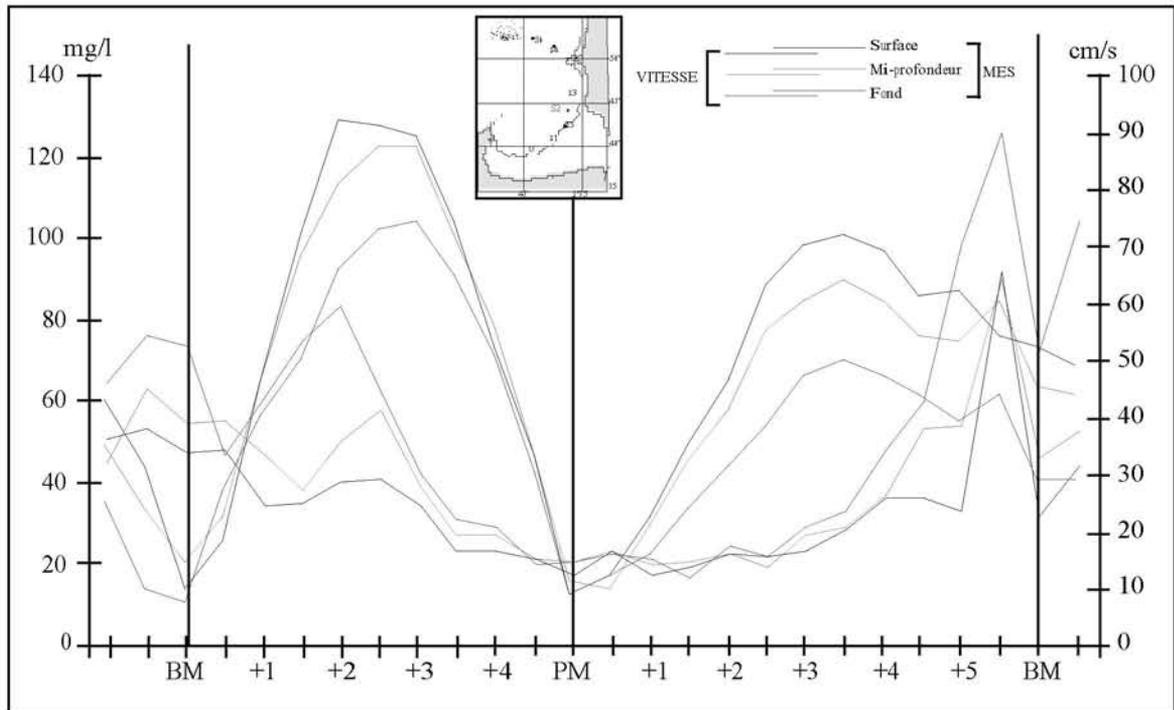


Fig. IV-6 - Évolution des MES et de l'intensité des courants au cours d'un cycle PM/BM (coefficient 100)

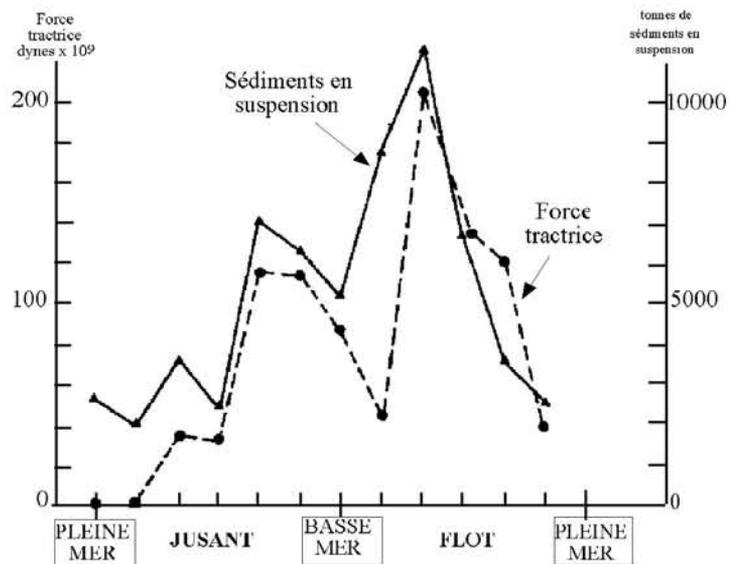


Fig. IV-7 : Évolution de la concentration en suspensions en fonction de la force tractrice sur l'ensemble des fonds de l'estuaire de l'aulne
(in Salomon et Allen, 1983).

2.3.3 - Site 5 à l'embouchure de l'éventail pré-estuarien (fig. IV-8) :

Les concentrations en MES varient de 10 à 60 mg/l pour une marée de grande ME (coefficient 55). Le gradient vertical de turbidité est peu exprimé, sauf à PM + 3h30 mn et à BM + 3 h. Il correspond respectivement au passage du front turbide du jusant et à son retour lors du flot. Le premier est extrêmement court et brutal (60 mg/l à mi-profondeur), le second moins marqué (15 mg/l). Les eaux à mi-profondeur sont alors plus chargées que celles des sites 1, 2 et 3 et le front turbide est en avance de deux heures par rapport aux sites voisins. Le bilan entre le front de jusant et celui de flot montre qu'une grande partie du seston remis en suspension par les courants de jusant sédimente ou se disperse en amont de la zone interne de la baie.

2.3.4 - Site 3 au pied Nord du banc de Rondehaie : (fig. IV-9)

Les teneurs en MES varient de 9 à 33 mg/l au cours d'une marée de VE moyenne (coefficient 85). Ce point, davantage éloigné de l'éventail pré-estuarien, est atteint par la nappe d'eau turbide plus tardivement (BM à BM + 30 mn) par rapport aux sites 1 et 2. Au moment de la seconde étale de BM les teneurs sont plus fortes. Néanmoins dans les deux cas, la concentration en seston est plus faible au fond qu'en surface (27 contre 32 mg/l). Ce phénomène peut avoir deux explications :

- le banc de Rondehaie joue le rôle d'une barrière hydrodynamique forçant la nappe turbide à progresser vers le Nord-Ouest pendant le jusant.
- les mesures de direction des courants superficiels ont montré que la couche d'eau en surface est progressivement plus indépendante du reste des mouvements de la colonne d'eau, du point 1 vers le point 3. La dépression bordant le flanc Nord du banc de Rondehaie semble au jusant, davantage alimentée par les courants de surface provenant de la zone estuarienne.

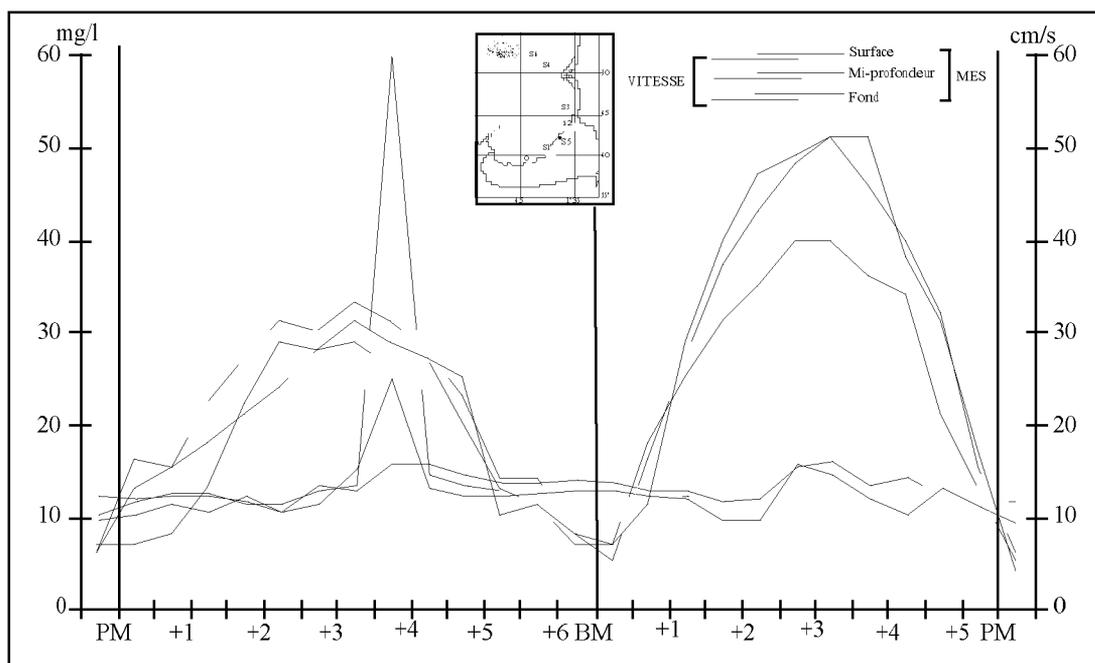


Fig. IV-8 : Évolution des MES et de l'intensité des courants au cours d'un cycle PM/BM (coefficient 52)

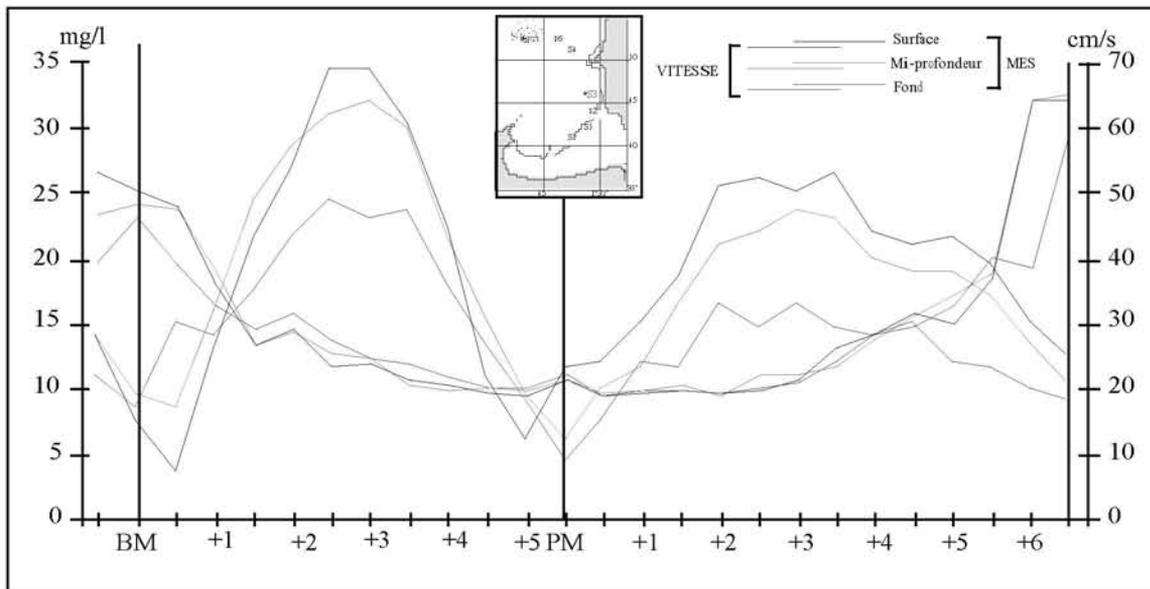


Fig. IV-9 : Évolution des MES et de l'intensité des courants au cours d'un cycle PM/BM (coefficient 85)

2.3.5 - Site 4 au large de Granville : (fig. IV-10)

Les valeurs de turbidité n'excèdent pas 14 mg/l durant tout le cycle. Ce sont les plus faibles des cinq points étudiés. Elles sont légèrement inférieures à celles réalisées par Lafond et Le Rhun (1987) en face de la pointe du Roc dans le cadre de l'étude des rejets de dragage du port de Granville. Pour des coefficients 92, ces auteurs obtiennent sous conditions anti-cycloniques, des valeurs plus fortes, proches de 25 mg/l. La concentration en MES est globalement stable pendant tout le cycle, avec en moyenne une valeur de 10 mg/l. Mais autour de la PM, la tranche d'eau inférieure orientée au Nord-Ouest, est sensiblement moins riche en seston (jusqu'à 6 mg/l). Le gradient de turbidité est peu marqué voire absent. Les caractéristiques hydrologiques et courantologiques sont, dans ce secteur, radicalement différentes de celles de la zone estuarienne.

En résumé, nous pouvons dire que l'évolution de la charge turbide accompagnant les courants de flot à l'entrée de la zone pré-estuarienne est variable en fonction de la situation géographique des points de mesures. Pour les sites 1 et 3, situés en bordure du delta de marée, l'arrivée du flot se traduit par une homogénéisation de la tranche d'eau sans gradient vertical apparent. Les valeurs maximales sont de l'ordre de 10 mg/l pour l'ensemble de la colonne d'eau. En revanche, pour les sites 2 et 5 situés dans l'axe de l'estuaire, les courants de flot provoquent une forte remise en suspension à partir de BM+2h à BM+3h. Le gradient vertical de turbidité est alors brutal, atteignant une concentration de 85 mg/l au fond pour une marée de coefficient 100. En comparaison avec les résultats des points de mesures du LCHF (1977) situés à quelques km au Sud-Est sur un axe Bec d'Andaine-Polders de l'Ouest, les valeurs que nous avons obtenues sont faibles. La canalisation des courants de flot sur l'estran pluri-kilométrique, renforce pendant toute la période de pleine mer le gradient de turbidité qui atteint 7 g/l à PM-2h à proximité du Mont (LCHF, 1977). En fait, que ce soit à l'entrée de la baie estuarienne ou en zone plus interne, les fortes concentrations ne durent que la durée du pic d'intensité de courant. La concentration en suspensions des courants de jusant augmente à mesure de l'essuyage progressif de l'estran vers le Nord-Ouest. Le gradient vertical s'accroît à l'approche de la basse mer et devient maximal de BM à BM+30 mn, lorsque les vitesses sont les plus faibles. Les eaux du fond sont alors 30%

plus concentrées (125 mg/l) que celles de surface. Le front turbide est atteint plus rapidement au droit du point 5 à PM+4h car celui-ci est positionné au débouché du chenal principal de la Sées-Sélune.

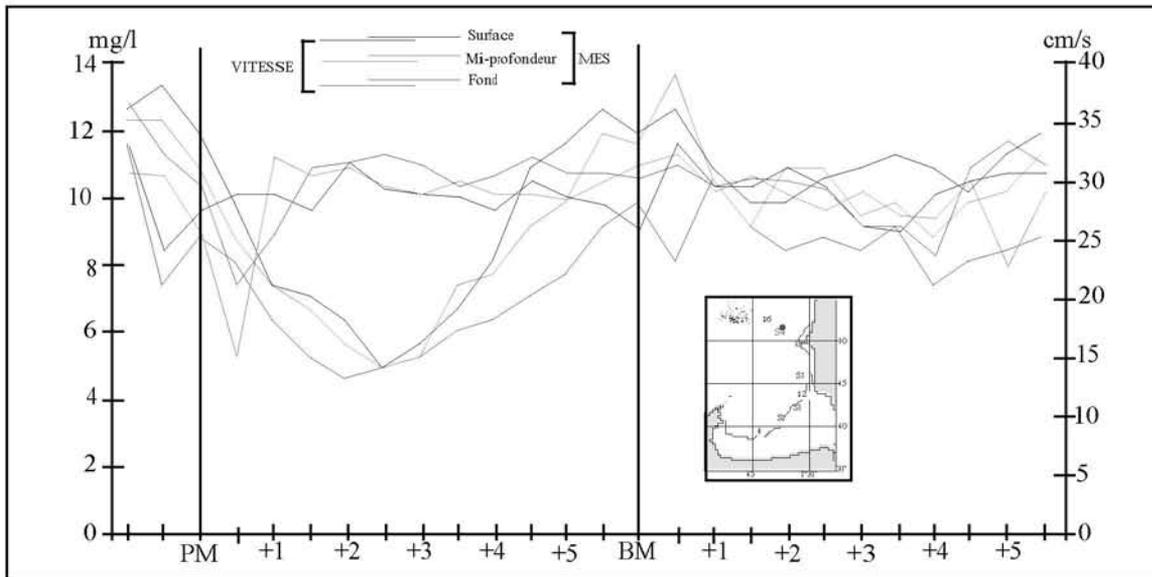


Fig. IV-10 : Évolution des MES et de l'intensité des courants au cours d'un cycle PM/BM (coefficient 55)

2.4 - Calcul des flux instantanés à l'échelle de la marée :

Le calcul des flux de matières en suspension se calque sur la démarche de Crevel (1983) en baie de Seine. Mise au point par Inglis et Allen (1957) sur la Tamise, sa formulation (équa. 1) prend en compte l'intensité des courants et la turbidité sur toute la tranche d'eau durant un cycle de marée. Pour obtenir la masse Ma de particules traversant l'unité de section en 1s, la charge Ch de MES est multipliée par la vitesse des courants Vi .

$$\begin{array}{l} Ch \quad x \quad Vi \quad = \quad Ma \\ (g/l) \quad (m/s) \quad (10g/cm^2.s) \end{array} \quad \text{équa. 1}$$

Chaque site a fait l'objet de 26 mesures réparties toutes les demi-heures pendant un cycle de marée. Les valeurs de Ma obtenues sont intégrées dans un premier temps à l'échelle de cette demi-heure puis sommées de manière à obtenir 12 valeurs de flux Fl correspondant à chaque heure du cycle (équa. 2).

$$Fl = \int_1^T Madt \quad . \quad 2$$

Afin d'homogénéiser les résultats obtenus dans des conditions de marées différentes (coefficient de 52 à 100) et de se rapprocher des paramètres hydrodynamiques d'une marée de vive-eau moyenne (C. 95), j'ai utilisé pour les sites 4 et 5, l'abaque de transformation linéaire des vitesses à partir d'une VE et d'une ME de l'ouvrage 550 du SHOM. De la même manière, j'ai recalculé suivant la même méthode les flux théoriques Fl_{th} pour ces deux points. Les flux horaires théoriques dont les dimensions sont proportionnelles à la charge de MES (Kg/m^2), sont matérialisés sous la forme de secteurs de direction parallèle de celle des courants au même instant. Ces diagrammes cardinaux (**fig. IV-11**) permettent de

visualiser dans l'espace et dans le temps la charge particulaire accompagnant les mouvements de la masse d'eau marine à l'embouchure du delta de marée.

2.4.1 - Flux en surface :

Le bilan des stations est contrasté depuis le Sud vers le Nord. Dans la zone pré-estuarienne, au Sud du banc de Rondehaie, les diagrammes cardinaux sont bidirectionnels avec des secteurs au montant dirigés vers l'Est et le Sud-Est et les secteurs de jusant orientés vers le Nord. Les mesures effectuées à des périodes différentes et dans des conditions similaires de calme atmosphérique soulignent le rôle de la morphologie côtière dans le retrait des eaux de surface au jusant. Les flux résiduels se traduisent par un apport positif de matières en suspension en direction de l'éventail estuarien. Malgré des flux instantanés plus élevés (sites 2 et 5), les bilans résiduels sont plus élevés du site 1 (56 kg/m²/marée) aux sites 2 et 5 (22 et 24 kg/m²/marée).

Au Nord de Rondehaie, le bilan est négatif pour chaque marée puisque 28 kg/m² de MES s'échappent du piège estuarien en direction du Nord-Ouest. Au large de Granville, les flux sont à caractère giratoire avec une prédominance de charges importantes au moment de la basse mer en direction du Sud-Est. La valeur du bilan (20 kg/m²/marée) est loin d'être négligeable puisqu'elle se rapproche de celle mesurée au large de la pointe de Champeaux, là où les panaches turbides sont mieux observés par photographies aériennes (Guyot, 1984) ou par imagerie satellitaire (Cuq, 1987).

2.4.2 - Flux à mi-profondeur :

Les bilans sont dirigés vers le Sud-Est sauf une nouvelle fois pour le site 3 pour lequel les flux sont orientés dans la direction du Nord-Ouest. Dans le détail, trois types de bilan se dégagent :

- Au niveau des sites voisins 2 et 5, le bilan en direction de la baie estuarienne est très largement positif (+40 à +52 kg/m²/marée). Comme pour le site 4, l'augmentation de la charge particulaire est de l'ordre d'un facteur 2 par rapport à la surface.
- Seuls les flux résiduels des sites 1 et 3 sont inférieurs à ceux mesurés en surface, respectivement 35 contre 56 kg/m²/marée pour le site 1 et 2 contre 28 kg/m²/marée pour le site 3.

Cette évolution régressive est à relier avec le faible gradient turbide observé verticale de chacun de ces points (cf §. IV-2.3.1 et IV-2.3.2). Le site 1 conserve toutefois un bilan important (35 kg/m²/marée) dirigé vers le Sud-Est alors que celui du site 3 est presque en équilibre avec le jeu des forces antagonistes des courants de marée (2 kg/m²/marée).

2.4.3 - Flux à 1 m au-dessus du fond :

La situation est comparable à la tranche d'eau supérieure. Les tendances observées perdurent et l'essentiel des transports en suspension a lieu dans l'axe de l'éventail estuarien. En effet, les sites 2 et 5 ont leurs bilans multipliés d'un facteur 2 à 4 (respectivement 82 et 56 kg/m²/marée) par rapport aux estimations de surface. Les diagrammes sont alternatifs avec une opposition d'orientation des secteurs de flot et de jusant. Au site 3, la tranche d'eau inférieure acquiert la même évolution positive que pour les sites voisins. Son bilan est de l'ordre de 18 kg/m²/marée. Enfin les flux résiduels longeant la côte Ouest du Cotentin sont dirigés vers le Sud avec un bilan tout aussi semblable que pour la tranche d'eau supérieure.

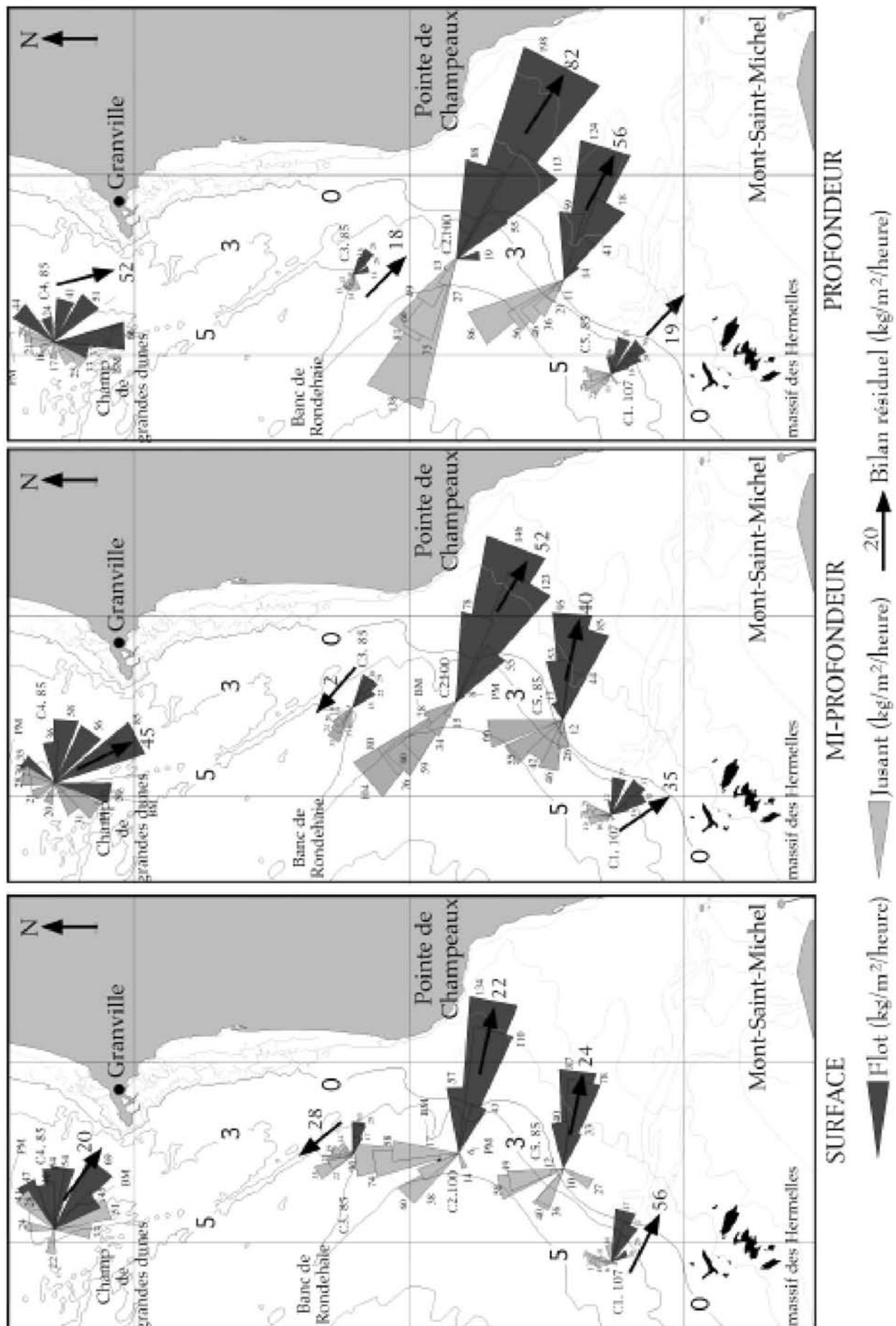


Fig. IV-11 : Flux de Matières En Suspensions (MES) durant un cycle de marée

Il apparaît que l'essentiel des MES venant participer au colmatage du port de Granville et de la zone estuarienne transite avec les eaux de flot provenant du Nord-Ouest. Le couloir entre le flanc Nord du banc de Rondehaie et la côte ne semble pas constituer une voie principale d'alimentation du système interne. Les flux résiduels calculés lors d'une marée le long de la côte Ouest du Cotentin ainsi qu'aux abords de l'éventail pré-estuarien sont résumés dans le tableau suivant :

COEFFICIENT	SITE	Flux de MES Kg/m ²		Flux Résiduel Kg/m ² /marée	FR recalculé pour un C.85
		FLOT	JUSANT		
107	Site 1	1419	274	120	
100	Site 2	1261	1105	156	
85	Site 3	326	337	-12	
55	Site 4	229	142	87	117
52	Site 5	213	185	28	120

Tab. IV-1 : Synthèse des bilans particulières pour chaque site
(FR : Flux Résiduel)

Pour tous les sites, sauf le point 3, il pénètre pendant le flot davantage de seston qu'il n'en ressort à chaque marée (entre 14 et 60 % fois de plus). Le point 3 situé au pied Nord du flanc de Rondehaie est en équilibre voir légèrement déficitaire pour une marée de VE moyenne. Dans des conditions climatiques identiques (vent nul à très faible), ces résultats montrent que l'augmentation du coefficient de marée et donc de la vitesse des courants, entraîne pour des sites voisins (1, 2 et 5) de fortes variations de la charge turbide. Entre une grande ME (site 5) et une grande VE (sites 1 et 2), les flux passent respectivement de 28 à 156 kg/m²/marée, c'est à dire une augmentation d'un facteur 5. Ce résultat souligne l'importance des cycles de VE dans les phénomènes d'érosion des vasières pré-littorales, de remise en suspension et d'alimentation de la baie estuarienne en particules fines, ces cycles intervenant pour 52 % des marées annuelles dans la baie (cf § I-3.3.1.3).

2.5 - Essai d'intégration vers un bilan massique annuel :

Il est toujours incertain de calculer des bilans massiques annuels en ne considérant que la valeur des flux instantanés mesurés pour des conditions hydro-climatiques à un instant donné. Le facteur météorologique est un élément fondamental de la remise en suspension des particules en domaine pré-littoral (Sornin, 1981). Les résultats obtenus ne reflètent donc qu'une simulation en marée de VE moyenne pour laquelle les conditions dépressionnaires ont en aucun cas participé aux volumes des suspensions en transit (cf § IV-2.2).

Pour raisonner à l'échelle annuelle, nous avons intégré les valeurs locales de flux calculées pour les 4 stations à chaque instant de la marée et pour les 3 niveaux de la colonne d'eau, sur quatre sections disposées selon une radiale transversale au delta de marée (**fig. IV-12**). Chaque station passant par cette radiale de 14 km, est approximativement centrée sur sa section. Deux étapes de calcul successives permettent de diminuer le degré d'incertitude. Initialement, les flux instantanés pour chaque niveau (fond, mi-profondeur et surface) ont été moyennés sur la surface de base qui s'appuie sur la morphologie du fond. Les résultats en tonnes/marée ont ensuite été extrapolés à une année, sur la base des fréquences des coefficients de marée (cf § **tab. I-1**), c'est-à-dire :

- coefficient 20 à 49, soit 18% des marées de l'année ou 66 jours
- coefficient 50 à 69, soit 30 % des marées de l'année ou 109 jours
- coefficient 70 à 99, soit 44 % des marées de l'année ou 161 jours
- coefficient supérieur à 100, soit 8% des marées de l'année ou 29 jours.

En considérant une densité moyenne de 2,68 pour des MES dont la composition minéralogique a été décrite dans le paragraphe IV-2.1, le volume global de suspensions traversant la section Bec d'Andaine-Massif des Hermelles est de l'ordre de 900 000 m³ par an. Cette estimation qui semble en accord avec les données existantes calculées à partir de méthodes différentes (cf § IV-1), demeure toutefois 25% plus faible que les résultats du LCHF (1977) car elle sous-estime le volume des particules remises en suspension au large de la côte Ouest du Cotentin et n'intègre pas le transit par charriage des particules sableuses et carbonatées les plus fines.

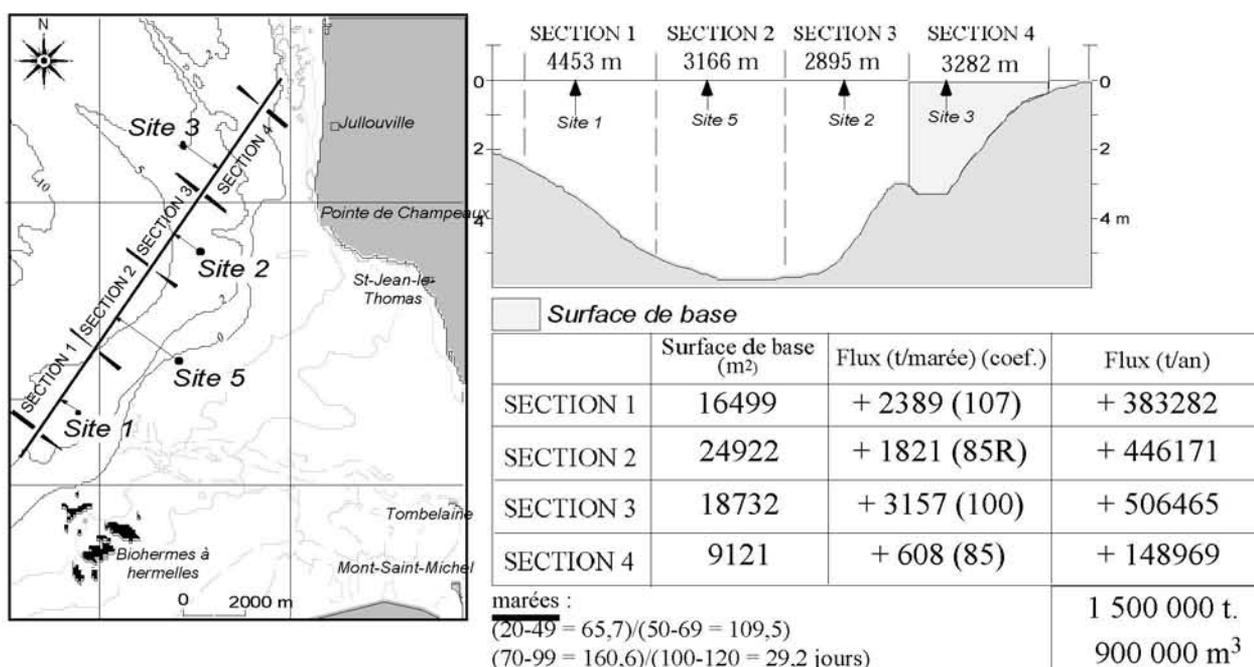


Fig. IV-12 : Estimation des volumes de MES sur une radiale au débouché du delta de marée

Cette approche permet donc de donner à moyenne échelle, un ordre de grandeur des volumes sédimentaires en mouvement à l'entrée du système pré-estuarien, c'est à dire à quelques km en amont des zones supra-littorales soumises aux plus forts taux de sédimentation (Larsonneur et Walker, 1986). Une évaluation plus fine des transits nécessiterait un nombre plus important de points de mesures, effectués dans des conditions tidales identiques pendant des régimes météorologiques dépressionnaires.

Les résultats de l'étude hydrologique au large de la côte Ouest du Cotentin montrent très clairement que les teneurs instantanées en MES du front turbide de jusant sont supérieures à celles qui accompagnent le flot. A plusieurs reprises, j'ai pu noter une décroissance plus rapide des teneurs à 1 m au-dessus du fond à l'approche de l'étales de basse mer, que pour le reste de la tranche d'eau. Ces deux phénomènes s'associent et privilégient en période de calme météorologique, une décantation ponctuelle d'une fine couche de vase (crème de vase) à l'embouchure de la baie estuarienne. La persistance du balancement de cette crème de vase au niveau du zéro de la carte marine par période de beau temps,

contribue à l'engraissement des vasières locales cartographiées (cf § II-2.4.4). L'amplitude de la marée est également un facteur prépondérant dans la remise des particules en mouvement. Giresse (1968) met en exergue en rade de Cherbourg, le rôle joué par la vitesse des courants de marée, capable à elle seule de faire varier la turbidité. Il montre que l'augmentation du coefficient de marée et donc de l'intensité des écoulements, entraîne une augmentation de la remise en suspension des sédiments fins, même si la relation n'est pas strictement linéaire et ceci indépendamment des phénomènes paroxysmaux (VE exceptionnelle ou tempête). Les résultats des travaux d'Allen et al. (1980) indiquent également que la masse des suspensions dans l'estuaire de l'Aulne varie au cours de la marée en fonction de la force tractrice des courants. Des mesures plus récentes réalisées à proximité du Mont-Saint-Michel par le LCHF montrent par ailleurs que la turbidité des eaux croît très fortement lorsque les vitesses deviennent élevées. Elle peut atteindre 7 à 8 g/l pour des vitesses de 2 à 3 m/s (Fig. IV-13).

Toutefois, comme le souligne Larssonneur (1989a), l'action des houles doit être prise en compte dans les bilans sédimentaires calculés car elles engendrent de très fortes remises en suspension suivies de dépôts épais tels qu'ils ont pu être mis en évidence par Nikodic (1981) dans la baie de Cancale. Plusieurs scénarios, en fonction de la combinaison des forces hydrodynamiques mises en jeu, peuvent donc être envisagés :

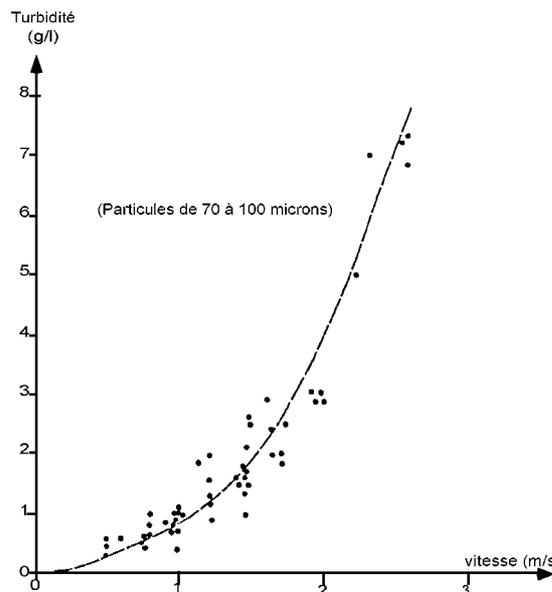


Fig. IV-13 : Variations de la turbidité des eaux en fonction de la vitesse des courants.
Mesures in situ faites par le L.C.H.F en différents points
de la baie et à mi-profondeur (Sogreah, mars 1989).

- Les cycles de VE et de grande VE provoquent une remise en suspension importante sur le fond, érodent les vasières superficielles ou recouvrent ces dernières d'une fine pellicule de sables coquilliers mobiles de quelques centimètres d'épaisseur. Les suspensions se décantent alors préférentiellement en zone interne abritée, sur la haute slikke et les schorres.
- Les cycles de ME accompagnés d'une agitation faible à modérée mais néanmoins suffisante pour remettre en suspension les éléments les plus fins, favorisent la décantation des particules fines (sablons, silts et argiles) en amont de la zone interne. Les vasières pré-littorales sont alors engraisées et consolidées. La sédimentation des particules les plus fines s'effectue au moment des

étales de BM lorsque les vitesses horizontales deviennent inférieures aux vitesses verticales de chute des particules argileuses et sableuses.

- *En période de tempêtes, la remise en suspension des particules doit être considérable. Si ces conditions dépressionnaires faiblissent pendant une période de ME, toutes les facteurs sont réunis pour que la "soupe" turbide se décante à la limite du secteur pré-estuarien.*

La variation cyclique de l'énergie des courants provoque donc des variations importantes des sédiments en suspension. Un suivi hydrologique sur un cycle lunaire permettrait de mieux préciser l'importance de chaque cycle dans le bilan sédimentation-érosion aux abords de la baie estuarienne.

3 - Calculs des flux particuliers en charriage dans la baie du Mont-Saint-Michel :

3.1 - Introduction :

L'objectif est de prévoir les mouvements de matériel sableux dans la baie du Mont-Saint-Michel afin de raisonner en terme de bilan sédimentaire annuel voire pluriannuel. Les nombreuses études (Gadd et al, 1978; Heathershaw, 1981; Lees, 1983; Pattiaratchi et Collins, 1985; Levoy et al., 1994) soulignent toute la difficulté de comparer et d'utiliser les formulations mathématiques empiriques avec les résultats obtenus sur le terrain généralement à l'aide de traceurs fluorescents ou radioactifs et de pièges à sédiments. Dans son ouvrage, Dyer (1986) résume l'ensemble de ces formules utilisées dans le calcul des débits sédimentaires. Ces dernières n'ont pas été développées spécialement pour être employées dans les mers sous contrôle tidal et répondent le plus souvent à des phénomènes engendrés par des écoulements constants en canal d'expérimentation ou en rivières. Pour des raisons que je développerai dans le paragraphe suivant et en l'absence de données quantitatives sur des déplacements sédimentaires mesurés in-situ, j'ai choisi la formule de transport solide par charriage de Bagnold modifiée par Gadd et al. (1978). Le transport en charriage concerne les particules qui restent plus ou moins en contact avec le fond lors du transport, en roulant ou glissant sur le fond.

Depuis plusieurs années, les modèles bi-dimensionnels et tri-dimensionnels permettent de simuler les écoulements côtiers. Ils autorisent non seulement les prédictions des hauteurs d'eau et des champs de vitesses mais aussi la simulation du transport des matières en suspension ou de champ scalaire (température, ...). Le modèle de Nguyen (1988) calcule les mouvements horizontaux de la masse d'eau (vitesse, surface libre) au cours du temps. Basé sur l'intégration des équations de Saint-Venant en deux dimensions, il est équipé d'un module de traitement des zones découvrantes. Rappelons que celles-ci peuvent représenter 34 % de la surface du domaine d'étude à marée basse de grande vive-eau, soit environ 220 km². Ce code a été utilisé dans divers applications dont l'étude de la circulation tidale en Manche orientale (Nguyen et Ouahsine, 1997) ou encore dans la simulation du transport des polluants bactériologiques le long du littoral de Granville au débouché des rivières du Thar, du Bosq et de la Saigne (Guillou et al., 1997).

Le domaine d'étude comprend l'espace géographique limité à l'Est par la côte Granville-Jullouville, au Sud par la baie du Mont-Saint-Michel, à l'Ouest par la longitude 1°55'W et au Nord par la latitude 48°55'N (**fig. IV-14**). La maille du modèle en différences finies se compose d'une matrice uniforme de

212×188 m, regroupant une grille non décalée de 150×150 noeuds de calcul. Le pas de la maille est ainsi bien inférieur, de 900 m minimum, à l'intervalle séparant les points d'échantillonnage effectués à la benne. Dans ce secteur, la proximité de la côte rend la propagation de la marée fortement non-linéaire. C'est pourquoi les conditions aux limites du modèle de la baie du Mont-Saint-Michel ont été déterminées à partir d'un modèle de plus grande emprise englobant l'ensemble du Golfe normand-breton. Nous avons utilisé la formule de Bagnold modifiée par Gadd et al. (1978) pour quantifier les flux solides potentiels sur les fonds de notre secteur d'étude.

Cette démarche a été proposée par Larssonneur et Walker (1986) à l'échelle de l'ensemble du Golfe normand-breton et par Grochoswski et al. (1993) sur toute la Manche à partir du modèle 2D de Salomon et Breton (1990). Afin de se rapprocher des conditions hydrodynamiques naturelles favorisant un déplacement potentiel des particules sédimentaires, nous avons pris en compte non seulement des conditions de marée type (calculs pour une vive-eau de coef. 70 et une grande VE de coef.103) mais aussi l'ensemble de l'information granulométrique obtenue sur chacun des sédiments prélevés. Dans cette étude, nous n'avons considéré que les mouvements horizontaux engendrés par les marées en négligeant la remobilisation potentielle des sédiments en période de tempêtes par faible tranche d'eau.

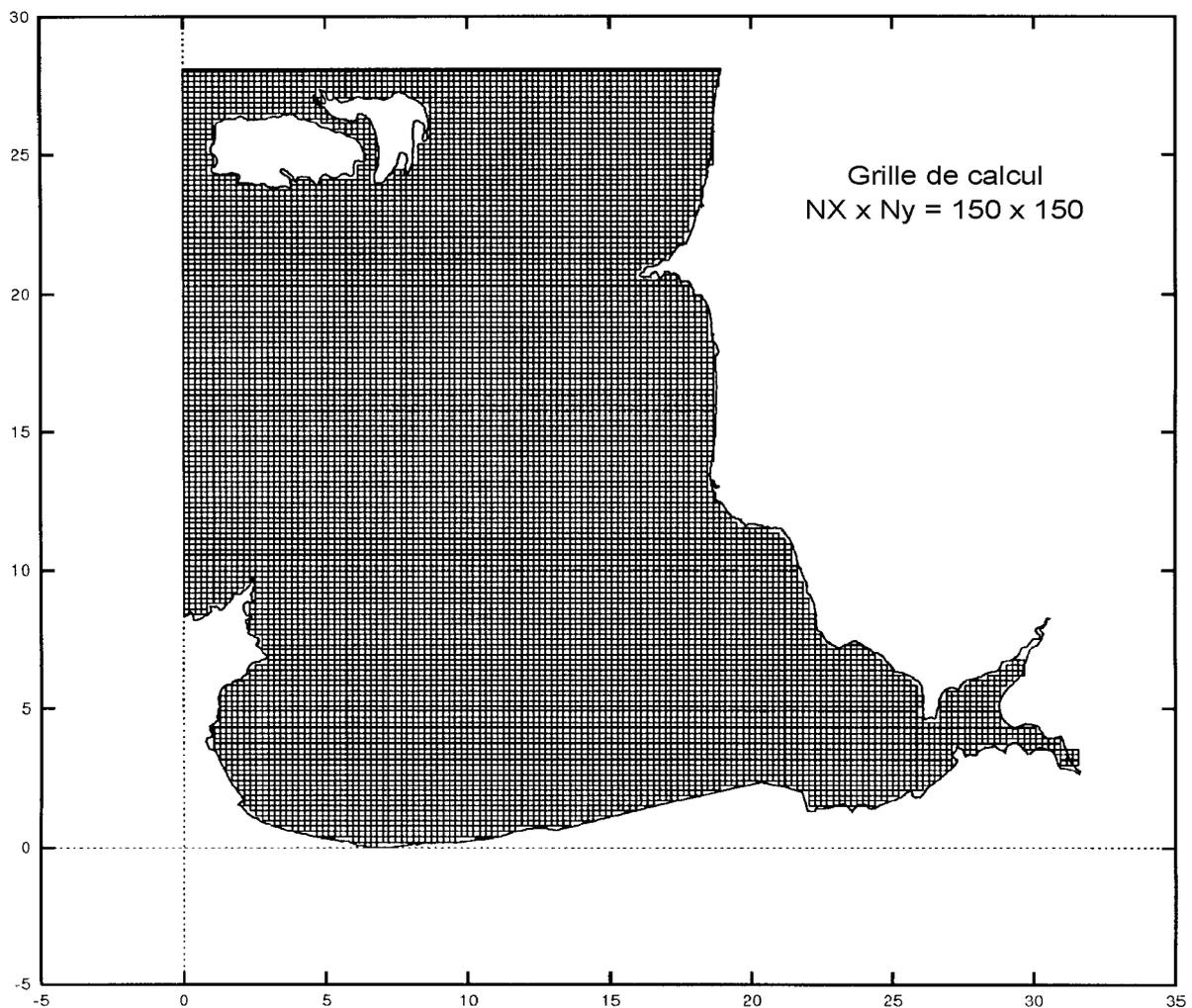


Fig. IV-14 : Maillage de la zone Granville-Jullouville (d'après Guillou et al., 1997)

3.2 - Modélisation des écoulements de marée et calcul de la vitesse à 1 m au-dessus du fond :

La vitesse des écoulements varie de manière assez nette surtout à l'approche du fond. Cette variation qui s'exprime par la décroissance de l'intensité des courants est liée aux phénomènes de friction et de frottement entre le fond marin et la masse d'eau mobile. Il en résulte un découpage de la tranche d'eau en strates d'eau marine telles qu'elles peuvent être schématisées sur la **figure IV-15**. Lorsque la vitesse commence à faiblir, généralement dès les premiers mètres sous la surface, s'individualise "la couche limite". Au sein de cette couche, l'intensité des courants diminue de façon logarithmique puis linéaire dans les derniers centimètres au-dessus du fond (viscous layer).

L'épaisseur de cette couche limite est difficile à saisir. En fonction de la charge turbide, de l'action des vagues et de la présence de structures sédimentaires modelant le fond, les profils logarithmiques de vitesses peuvent être considérablement perturbés dans les zones peu profondes, soumises à des phases d'accélération ou de désaccélération rapides des courants. Le modèle utilisé ne tient pas compte du profil de la vitesse sur la verticale, il n'en mesure que la composante horizontale.

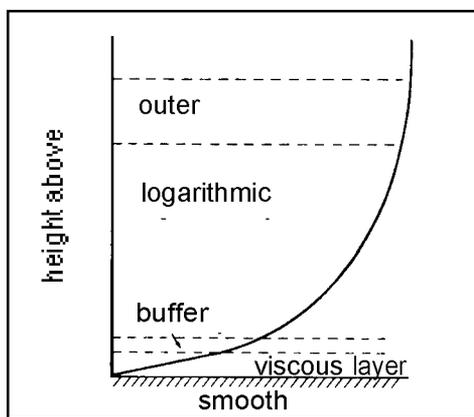


Fig. IV-15 : Représentation schématique d'un profil de vitesse pour un flot turbulent lisse
(d'après Dyer, 1986)

Dans la tranche d'eau supérieure il existe un nombre important de fonctions simples, résumées dans l'ouvrage d'Howarth (1982), permettant de calculer la vitesse U_z à une hauteur z à partir de la vitesse en surface et de la hauteur d'eau. Dewez (1988) montre en appliquant une profondeur de 91 m à quelques unes de ces équations qu'elles donnent des résultats sensiblement peu éloignés. Dans la tranche d'eau inférieure et ce jusqu'à 2 m au dessus du fond, la vitesse suit une loi logarithmique différente. Il s'agit de la loi de Von Karman-Prandlt définie par la relation suivante :

$$\text{équa 3} \quad \frac{U_z}{U_*} = \frac{1}{K} \cdot \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \quad \text{avec} \quad U_* = \left(\frac{\tau}{\rho}\right)^{1/2}$$

- U_z : Vitesse du courant en cm/s à une distance z du fond exprimée en cm.
- U_* : Vitesse de frottement ou vitesse de cisaillement au-dessus du fond en cm/s.
- K : Constante de Von Karman égale à 0,4.
- τ : Contrainte tangentielle de cisaillement sur le fond (bed shear stress) responsable de l'entraînement des particules en g.cm/s^2 .
- ρ : Masse volumique du liquide en g/cm^3 .

- Z_0 : Rugosité du fond en cm, dépend de la nature du sédiment.

Nous avons disposé de la bathymétrie de la baie du Mont-Saint-Michel levée dans les années 60 par EDF et numérisée par l'EPSHOM, en attendant la réactualisation de la morphologie des fonds aux abords du Mont. Cette bathymétrie bien qu'ancienne offre dans l'état actuel de nos connaissances le meilleur modèle numérique de terrain. Il comporte 15500 sondes (**fig. IV-16**). Le code numérique donne toutes les 744 secondes, le champ de vitesse $u = (u,v)$ intégré sur la colonne d'eau et par déduction on obtient la norme de la vitesse \hat{U} .

$$\text{équa. 4} \quad \hat{U} = \frac{1}{h} \int_0^h u_z dz$$

Pour obtenir U_* , Groschovsky et al. (1993) ramènent l'expression de la vitesse moyenne \hat{U} calculée par le modèle (équa. 3) à la loi de Karman-Prandlt (équa. 2), et obtiennent :

$$\text{équa. 5} \quad \frac{\hat{U}}{U_*} = \frac{1}{K} \cdot \ln\left(\frac{h}{ez_0}\right)$$

avec : $z/h = e^{-1}$ soit $e = 0,368$

La vitesse à 1 m au-dessus du fond est reliée directement à U_* par la relation définie par Sternberg (1968) en introduisant un coefficient de pénétration (drag coefficient) :

$$\text{équa. 6} \quad U_*^2 = C_{100} \cdot U_{100}^2$$

Sternberg donne une valeur moyenne de C_{100} de l'ordre de 0,003 pour des sables naturellement triés, des graviers et pour un fond ridé (hauteur des rides < 20 cm). Cette simplification suppose non seulement que la loi logarithmique de Von Karman-Prandlt persiste sur toute la hauteur d'eau mais que les directions d'écoulement sur le fond sont voisines de celles observées à mi-profondeur à quelques degrés de différence. J'ai pu observer sur les points de mesures courantologiques un écart très faible entre les directions de ces deux masses d'eau.

3.3 - Équation de transport et calibration des paramètres morpho-sédimentaires :

3.3.1 - La formule de Bagnold modifiée par Gadd et al. (1978) :

Nous ne reviendrons pas sur le détail des nombreuses techniques de calcul permettant d'aboutir à une estimation du transport. La plupart ont été développées en rivière et en bassin et comme le souligne Cayocca (1996), leur application au domaine côtier s'avère complexe. Les travaux de nombreux auteurs montrent que la formulation écrite par Bagnold (1963) puis modifiée par Gadd et al. (1978) se rapproche au mieux des phénomènes de transport (équa. 1). Bagnold remarque que la capacité de transport par charriage diminue, lorsqu'à vitesse constante, le diamètre des particules augmente. Cette équation repose sur le principe de la conservation de l'énergie. A partir d'une conception semi-théorique du problème de transport en charriage, il considère que la résistance totale est la somme de la friction due au fluide et des

particules entre elles.

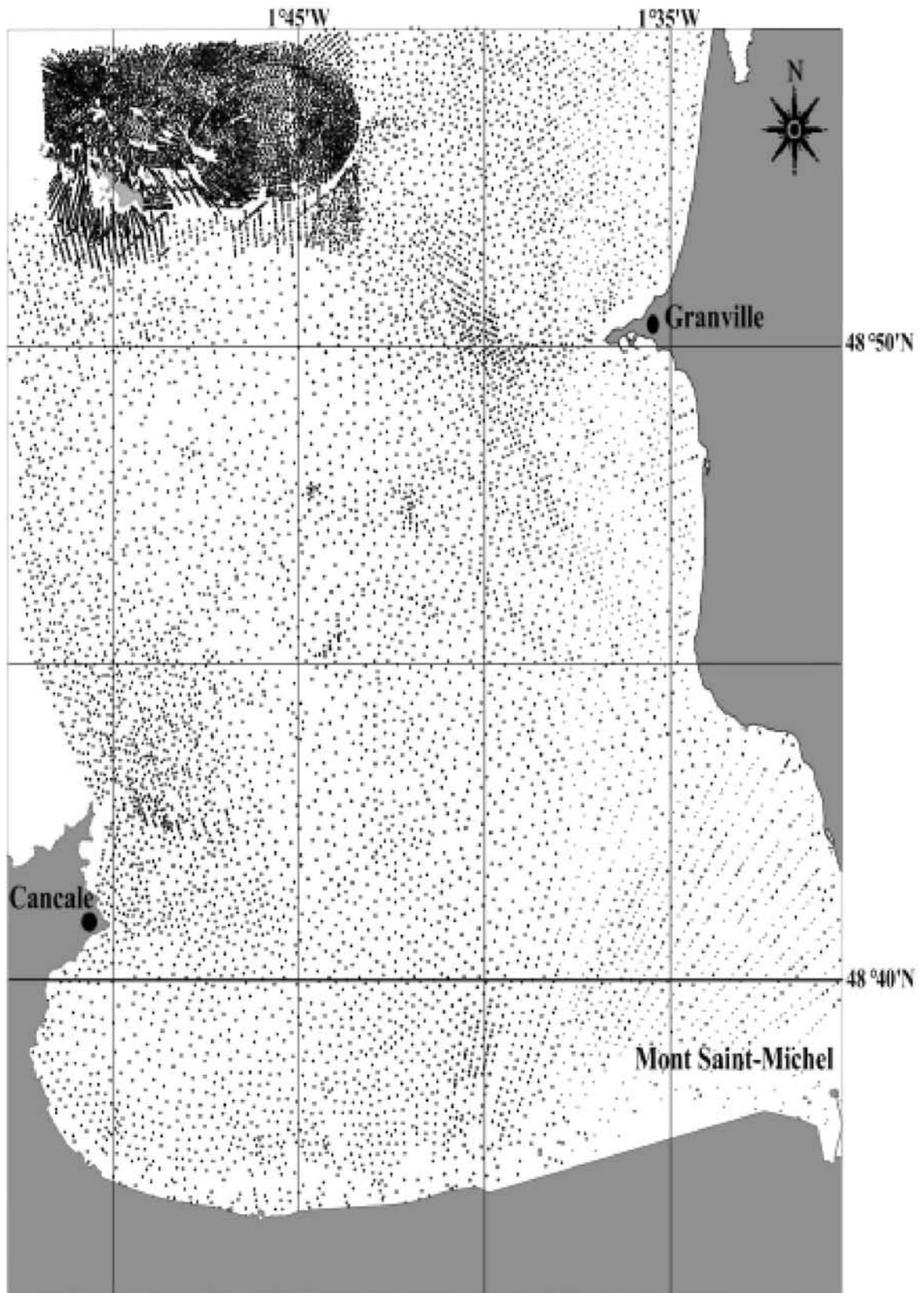


Fig. IV-16 : Sondes extraites de la base de données bathymétrique de l'EPSHOM (levé EDF, 1959)

Gadd et al. (1978) introduisent une contrainte supplémentaire de telle sorte que le débit massique Q_s s'annule lorsque $U_{100} < U_{100(c)}$

$$\text{équa. 7} \quad Q = \beta (U_{100} - U_{100(c)})^3$$

- U_{100} (cm/s) : Vitesse du courant à 1 m au-dessus du fond.
 $U_{100(c)}$ (cm/s) : Vitesse critique de mise en mouvement du sédiment pour une granulométrie donnée.
 β ($\text{gcm}^{-4}\text{s}^{-2}$): Coefficient de proportionnalité bien corrélé par rapport aux mesures de U_{100} . d'après Gadd et al. (1978) à partir des mesures de Guy et al. (1966). Ce coefficient est égal à :
- 7,22.10⁻⁵ pour un sédiment de médiane 0,18 mm,
 - 1,73.10⁻⁵ pour un sédiment de médiane 0,45 mm
- Pour un sédiment de médiane 0,32 mm, Langhorne (1981) donne des valeurs de 1,02.10⁻⁵ et 0,94.10⁻⁵ $\text{gcm}^{-4}\text{s}^{-2}$.

Cette vitesse critique de l'écoulement $U_{100(c)}$ est le paramètre de seuil en-deçà duquel il n'y a pas de mouvement. Les conditions de mises en mouvement dépendent d'une part des caractéristiques de l'écoulement, mais aussi de celles du sédiment (densité, taille, forme, distribution des grains) et du fluide (densité, viscosité). Cette notion de seuil obtenue sur des grains sphériques de granulométrie uniforme et sur un fond lisse introduit des conditions extrêmement restrictives dans lesquelles l'ensemble des formules ont été développées. Elle induit un facteur d'incertitude supplémentaire.

Cette formule a été testée et utilisée dans des environnements hydrosédimentaires très différents :

- Transit littoral aquitain (Gallisaires, 1992)
- Mouvements des vagues de sables et mégarides en Mer du Nord (Langhorne, 1981; Dewez, 1988) et à proximité de la côte atlantique (Braud, 1986; Thauront, 1994).
- À l'échelle de la baie de New York pour Gadd et al. (1978) et de Swansea pour Heathershaw (1981). Ce sont des environnements macrotidaux, granulométriquement hétérogènes et par conséquent voisins de celui de la baie du Mont-Saint-Michel.

La concordance des mesures in-situ et des calculs par le modèle dépend du choix de β , z_0 et $U_{100(c)}$. La variabilité et la difficulté de saisir précisément ces trois paramètres à chaque instant de la marée peuvent être responsables de fluctuations importantes avec un facteur d'erreur de l'ordre de 2 à 3, voir plus. Les travaux cités précédemment montrent que cette équation demeure une "loi empirique" qui permet cependant d'évaluer les quantités de sédiments déplacés sur le fond. Les transports en mer prédits en général par les formules présentent une importante dispersion entre eux (Heathershaw, 1981; Van Rijn, 1989) mais cette variabilité concerne également les mesures en bassin. Van Rijn (1984) constate que dans des conditions expérimentales identiques, il lui est impossible d'obtenir des résultats avec une précision supérieure d'un facteur 2.

3.3.2 - La rugosité z_0 , la vitesse critique d'arrachement à 1 m au-dessus du fond, et le mode granulométrique :

3.3.2.1 - La rugosité z_0 :

La rugosité z_0 dépend de la granulométrie du fond, c'est-à-dire de la dimension des particules et de sa morphologie (fond plat ou ridé). La présence de rides augmente la valeur de z_0 car elles introduisent dans le gradient de pression, une résistance supplémentaire à l'écoulement. Il s'agit d'un paramètre très empirique et mal apprécié qui va influencer d'autant plus les résultats d'un facteur 2 à 3 selon Heathershaw (1981) qu'il intervient directement dans le calcul de la vitesse de frottement U_* à l'intérieur du logarithme (équation 5). La détermination de z_0 dans le milieu marin est particulièrement incertaine. Cayocca (1996) montre qu'une erreur sur z_0 d'un facteur 10 peut donner une erreur sur U_* de 40%, soit introduire, si le transport est une fonction cubique de la vitesse de frottement, une erreur de 175% sur le transport.

En effet, les graphes réalisés sur les 5 points de mesures courantologiques dans la baie montrent que la rugosité z_0 joue un rôle fondamental dans l'estimation de la vitesse théorique \hat{U} (fig. IV-17).

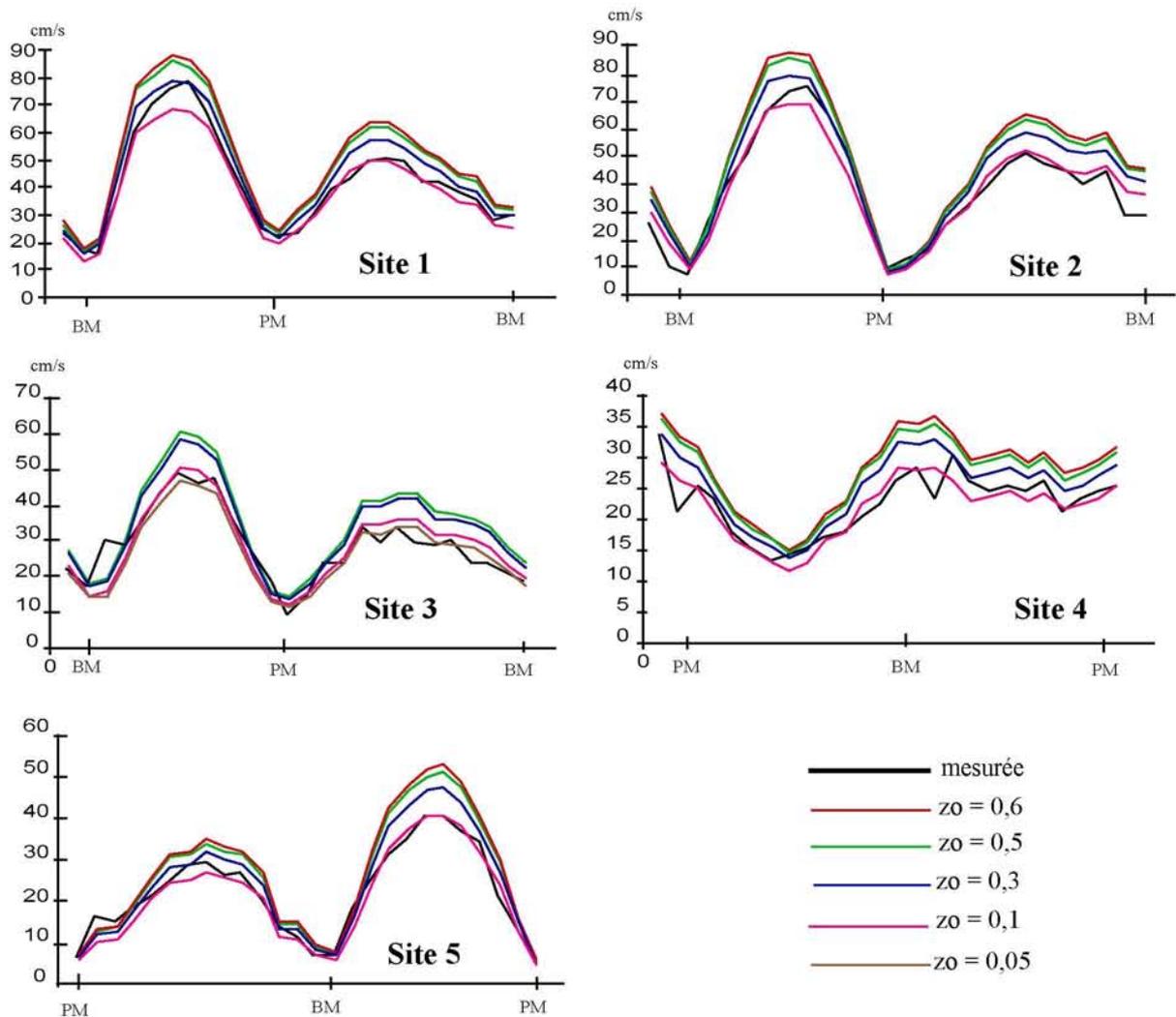


Fig. IV-17 : Comparaisons entre la vitesse mesurée à 1 m au-dessus du fond et la vitesse théorique U_{100} calculée d'après l'équation 4. (position des sites sur la fig. IV-4)

Les prélèvements au voisinage des sites 2, 4 et 5 ont un mode centré sur la classe des sables (0,1 à 0,23 mm). La corrélation entre la courbe de vitesse des courants de marée mesurée in situ et la courbe déduite de l'équation 5 est alors satisfaisante pour un coefficient de rugosité de 0,1 cm. Par contre, pour le site 2, la formule sous-estime de 2 à 8 cm/s la valeur réelle du courant au moment du pic d'intensité du flot (marée

de coefficient 100). Inversement pour le site 5, la vitesse théorique à 1 m au-dessus du fond est inférieure de 3 cm/s au moment du pic de jusant (coefficient de 52). Contrairement aux sites précédents, les sites 1 et 3 ont un mode centré sur la classe des sables fins (0,23 à 0,5 mm). Le coefficient de rugosité s'élève à 0,3 cm pour le site 1 et passe à 0,05 cm pour le site 3 où la teneur en vase est supérieure à 3%. La rugosité du fond joue donc un rôle important dans la détermination la plus fine possible de la vitesse U_{100} à partir de la vitesse moyenne calculée par le modèle numérique.

Toutefois, Heathershaw (1981) estime que l'équation modifiée de Bagnold demeure la formulation la moins sensible aux variations de z_o et à la dimension des particules. Pour une taille de grain, une profondeur et une vitesse données, le taux de transport (Q_s) diminue parallèlement à l'augmentation de z_o (**fig IV-18**).

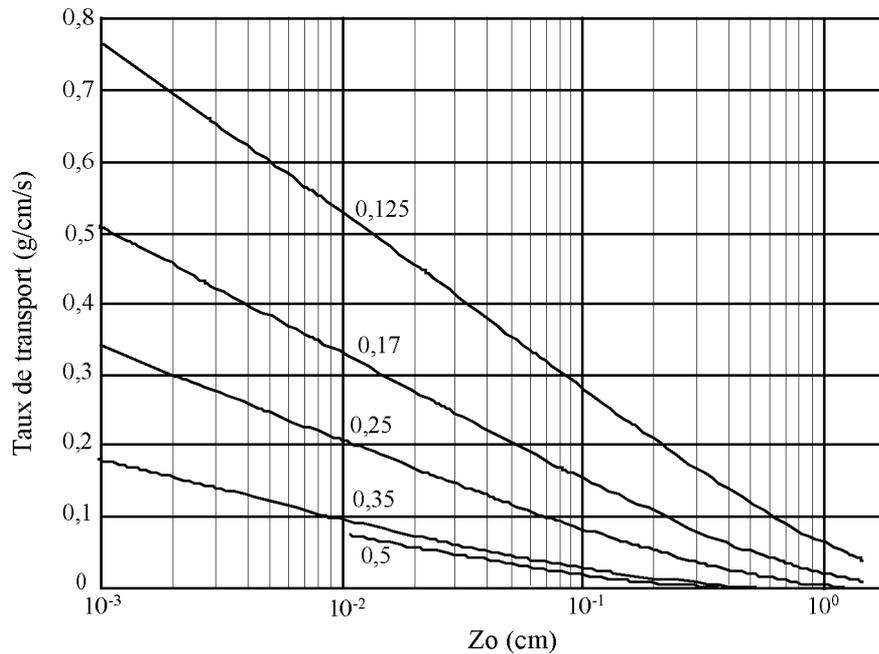


Fig. IV-18 : Sensibilité de l'équation de Gadd et al. (1978) aux changements de la rugosité pour différentes tailles de grains (profondeur d'eau de 50 m et vitesse moyenne de 75 cm/s)

Sur la base des observations publiées dans divers travaux et synthétisées par Grochoswski et al. (1993), z_o varie de 0,05 pour les vases (**tab. IV-2**), 0,3 à 0,6 pour les sables et 0,3 à 0,45 pour les sédiments grossiers (gravier et cailloutis). La connaissance parfaite des caractéristiques granulométriques des 590 échantillons sédimentaires prélevés dans la baie, permet d'espérer une meilleure estimation de la rugosité du fond.

3.3.2.2 - la vitesse critique d'arrachement à 1 m au-dessus du fond $U_{100(c)}$:

La valeur exacte de la force tractrice peut passer de 1 à 4 si l'on considère, pour caractériser le mouvement, le départ d'un grain, de quelques grains ou d'un ensemble de grains (Migniot, 1977). Les vitesses d'arrachement calculées à partir de la relation de Miller et al. (1977), c'est-à-dire $U_{100} = 122,6D^{0,29}$ avec U_{100} en cm/s et la taille des grains en mm, prennent en compte les mouvements généralisés d'une

population de grains. Alors les vitesses critiques à 1 m au-dessus du fond fournies par Heathershaw (1981) en fonction de la rugosité z_o et de la taille des grains (**tab. IV-3**) peuvent être utilisées dans la formule de Bagnold.

Vaslet et al. (1978) Classification	d_{50} (mm)	Nature du sédiment	Valeur de z_o (cm)	Morphologie probable du fond
V	0,125 [6, 7]	vase fine ou sable vaseux	0,05 [11, 12]	fond plat
Se	0,17 [3, 4, 7]	sablons	0,1	
Sd	0,25 [3, 4, 6, 9, 10]	sable fin	0,3 à 0,5 [1, 11, 12]	fond plat, ridé ou avec de grandes structures
Sc	0,35 [3, 4, 7]	sable moyen	0,6 [1, 12]	sableuses
Sb	0,5 [3, 4, 5, 6, 7]	sable grossier	0,6 [1, 12]	[1, 13]
Gb	4 [4, 5]	granules	0,3 [1, 2]	
Ga	11,2 [2, 8]	graviers	0,3 [1, 2]	fond plat, petites et grandes dunes
Cb	16 [14]	graviers	0,32 [2]	hydrauliques
Ca	22,4 [14]	cailloutis et galets	0,45 [2]	

[1] Soulsby (1983), [2] Hammond et al. (1984), [3] Dewez (1988), [4] Vaslet et al. (1978), [5] Larsonneur et al. (1982), [6] Brown (1983), [7] Hamblin & Harrison (1989a), [8] Dyer (1970a), [9] Dyer (1970b, c),

Tab. IV-2 : Valeur du grain moyen et de la rugosité correspondant à la classification de Vaslet et al. (1978) d'après Grochoswski et al. (1993) modifié

$z_o \backslash D$ (cm)	0,01	0,02	0,05	0,1
0,01	30	30	36	50
0,05	25	25	30	41
0,1	23	23	27	37
0,5	17	17	21	29

Tab. IV-3 : Valeurs de $U_{100(c)}$ en cm/s calculées à partir du diamètre des grains (D) et de la rugosité (z_o) (d'après Hearthershaw, 1981)

Dans cette étude, nous avons déterminé $U_{100(c)}$ à partir des valeurs du tableau d'Heathershaw (1981). Il faut souligner comme le fait remarquer Dewez (1988) que les formules de calcul de z_o , ne prennent pas en compte les effets de cohésion qui interviennent pour les particules de diamètre inférieur à 0,3 mm, valeur seuil où la force tractrice atteindrait une intensité minimale (**fig. IV-19**) selon les travaux de Migniot (1992).

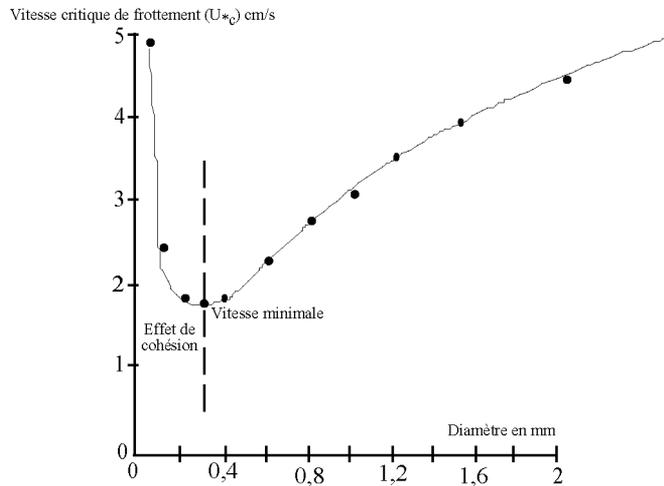


Fig. IV-19 : Vitesse critique de frottement nécessaire pour provoquer l'entraînement des sables de 0,1 à 2 mm (Migniot, 1992)

3.3.2.3 - Le mode granulométrique :

La taille des particules du **tableau IV-3** est comprise entre 0,1 mm et 1 mm. Or, environ 40% des échantillons prélevés sont des sédiments grossiers dont la médiane est supérieure à 2 mm (cf § **fig. II-5**). Pour ces prélèvements, la distribution granulométrique est généralement bimodale. Aussi, afin de se replacer dans les conditions d'Heathershaw et al. (1981), j'ai raisonné non pas sur le diamètre moyen des grains, mais sur le mode principal de la fraction sableuse. De plus, le diamètre moyen des sédiments très grossiers contenant 70 à 80 % de graviers, en tant que paramètre sédimentologique de position, occulte la fraction sableuse mobile sous-représentée (environ 20 à 30 % du poids total) dans ce type de faciès sédimentaire supposé peu mobile. Or l'imagerie acoustique a permis de constater l'importance de la dynamique sableuse en charriage sous forme de rubans et de voiles superficiels sur ces fonds grossiers entre la côte bretonne et l'archipel des Iles Chausey (cf § **III-1.1.2**).

3.4 - Résultats des simulations réalisées pour une marée de coefficient 70 et 103 couvrant toute la zone des petits fonds et l'estran compris :

3.4.1 - Représentativité des résultats :

Les vecteurs dessinés sur les cartes **IV-20** et **IV-21** représentent les flux en t/m résiduels et potentiels de sédiments charriés durant un cycle de marée. En raison de la grande variabilité des flux considérés sur l'ensemble du secteur étudié, il est apparu nécessaire de les différencier suivant 4 classes de même dimension séparées d'un facteur 10 afin de faciliter non seulement la lecture des documents, mais aussi de conserver cartographiquement les informations fournies par les flux les plus faibles.

Ces flux expriment des directions et des masses de sables résiduelles tractées sur le fond. Ils représentent la somme de tous les instants de la marée pour lesquels la vitesse des courants à 1 m au-dessus du fond (U_{100}) est supérieure à la vitesse critique d'arrachement $U_{100(cr)}$. Selon l'équation V-1, lorsque $U_{100} < U_{100(cr)}$, le débit instantané Q_s s'annule. L'augmentation du coefficient de marée entraîne l'accroissement des forces de frottement sur le fond et l'augmentation de la période de la marée pendant laquelle le phénomène de transport par charriage est possible et le débit Q_s est positif (**fig. IV-22**).

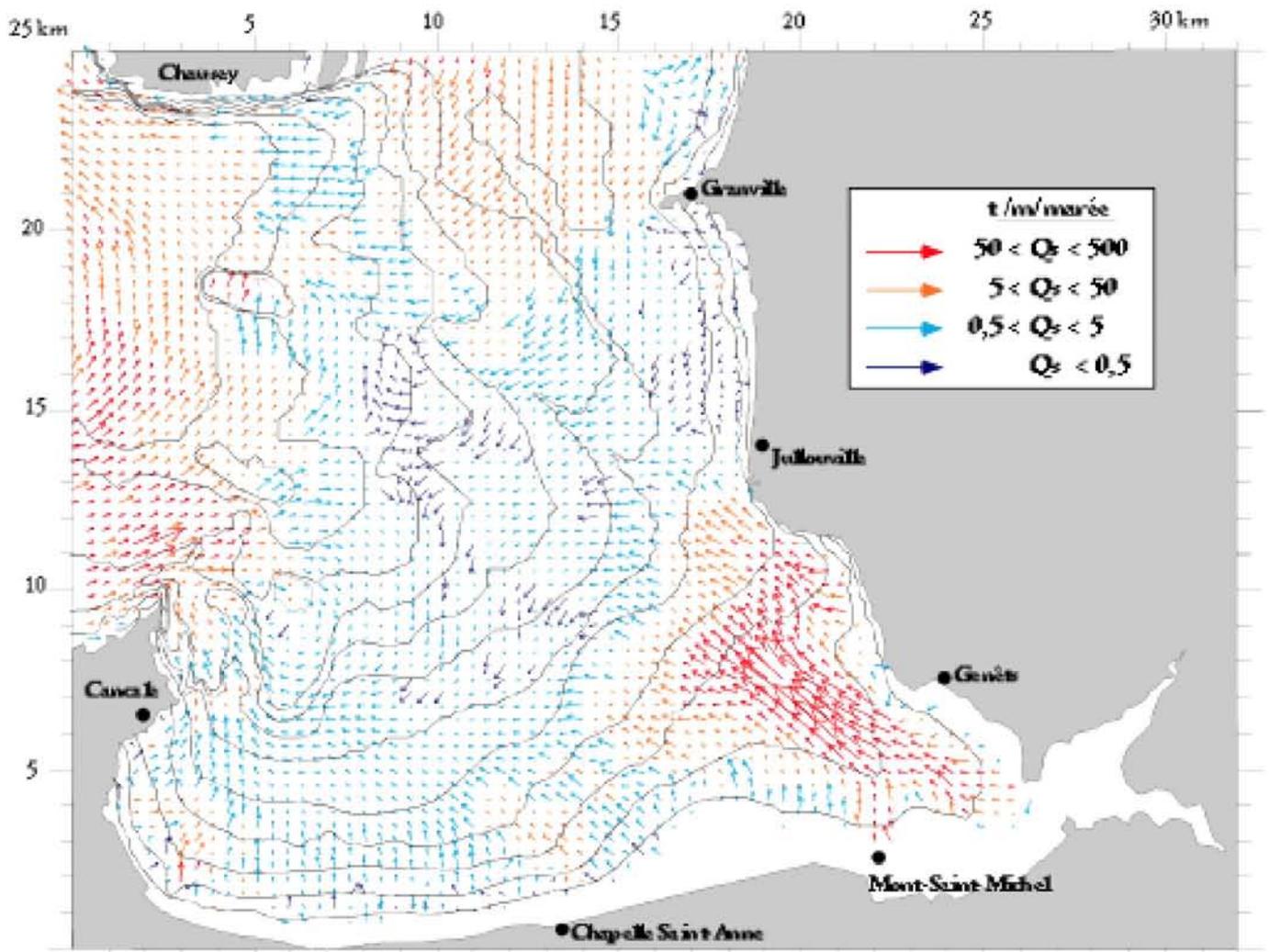


Fig. IV-20 : Champ des flux résiduels potentiels calculés pour une marée de coefficient 70

Ces flux expriment donc des quantités de sables potentiellement en transit et dépendent de la disponibilité de ce matériel par rapport au fond. En effet, l'importance de la fraction sableuse est bien moindre dans les sédiments grossiers de la passe Chauvey-le Grouin (32% en moyenne du poids du sédiment) que dans ceux du prisme côtier sableux. Cette notion de stock sédimentaire (du volume de la source amont) n'est pas intégrée au modèle et paraît être difficilement simulée en l'état actuel de nos connaissances.

3.4.2 - Comparaison des directions calculées et observées à partir des autres méthodes de prospection

:

Les limites d'acuité du sonar latéral utilisé sont rapidement atteintes sous une tranche d'eau inférieure à 5 m. Les conditions de faible bathymétrie et les variations importantes du niveau du plan d'eau, telles qu'elles se rencontrent dans la baie, rendent difficilement accessible les zones littorale et pré-estuarienne aux navires océanographiques. Ces conditions limites sont à l'origine de nombreux échos parasites qui brouillent les enregistrements acoustiques et qui rendent les sonogrammes peu exploitables. L'utilisation de modèles numériques résolvant les équations de la mécanique des fluides apportent alors de précieuses informations sur l'organisation des transits sédimentaires dans l'espace infratidal proche.

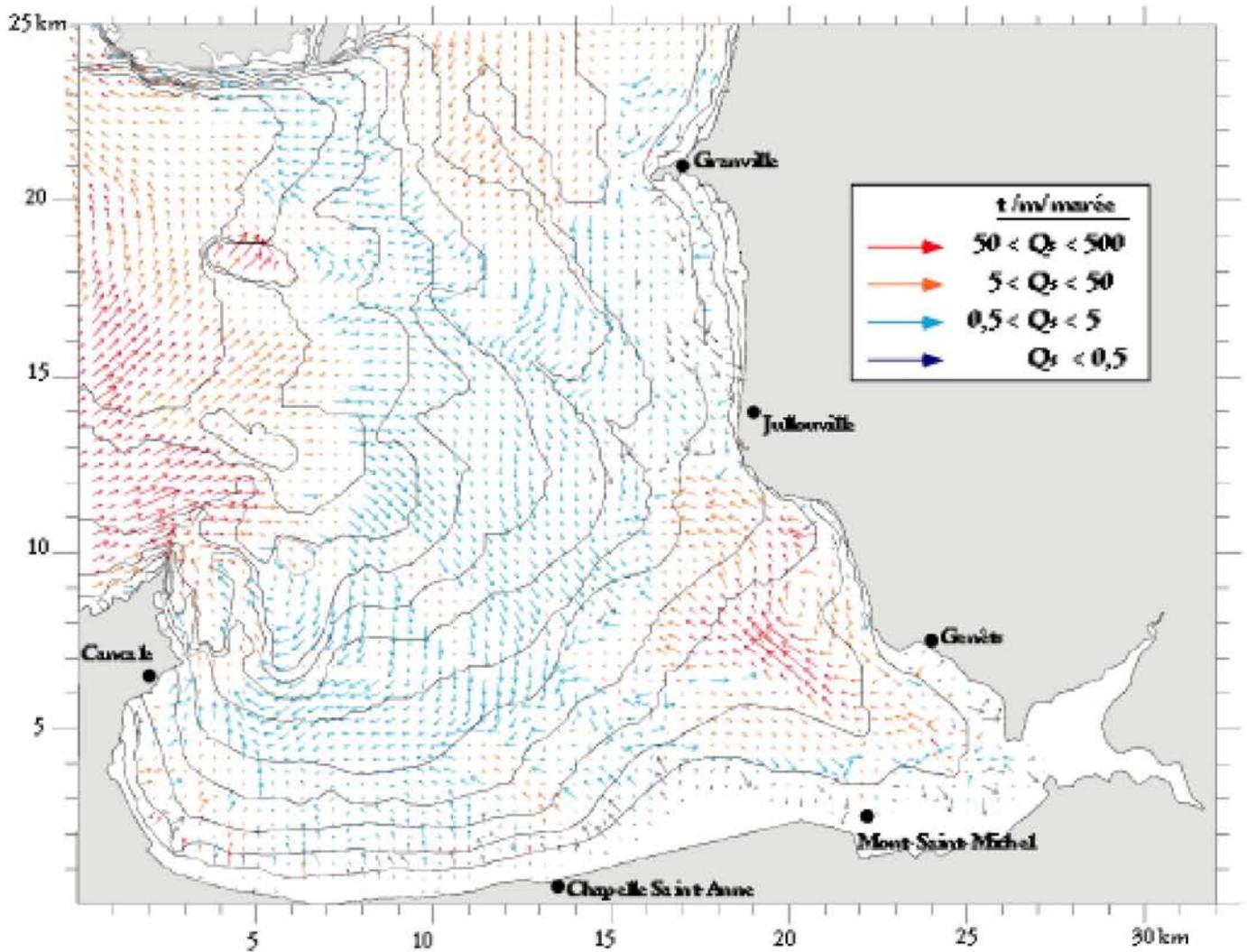


Fig. IV-21 : Champ des flux résiduels potentiels calculé pour une marée de coefficient 103

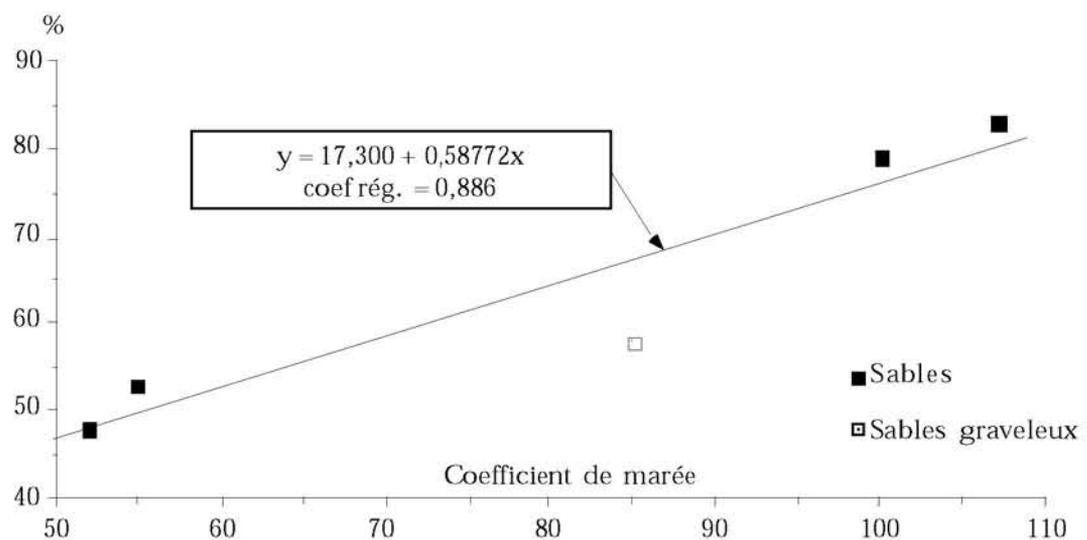


Fig. IV-22 : Relation entre la durée pendant laquelle U_{100} est supérieure à $U_{100(cr)}$ au cours d'une marée (en pourcentage) et le coefficient de marée

Pour les deux scénarios de marée (coefficients 70 et 103), il ressort des simulations une bonne coïncidence entre les directions des flux théoriques et les directions observées au sonar latéral dans le domaine de la baie ouverte. Seuls, les flux orientés en direction du domaine océanique au Sud-Ouest de Chausey sont mal interprétés par rapport aux transits résiduels établis à partir des figures sédimentaires longitudinales.

Le faisceau de rubans U_1 et son cortège de figures d'érosion (cf § III-1.1.2) détermine en effet, un large couloir de transport sédimentaire en direction de l'Est et du Nord-Est avant de venir alimenter le système de grandes dunes hydrauliques de Granville. Cette défection locale du code numérique est la conséquence du choix des conditions limites au niveau de la maille frontière. Cette divergence montre cependant l'importance capitale de ces conditions aux bornes du domaine, quelque soit l'échelle du modèle considéré (Janin et al., 1995). Afin d'améliorer les résultats, il serait nécessaire d'affiner la détermination du niveau moyen autour de l'archipel des Iles Chausey. Les résultats obtenus à partir des modèles régionaux du LCHF (1984) et d'Orbi (1986) montrent le rôle primordial dans l'écoulement tourbillonnaire et anti-horaire de la masse d'eau dans cette région de la baie et du plateau sous-marin des Minquiers situé au Nord-Ouest de Chausey.

Au Nord de Granville, les flux combinés aux houles de déferlement, favorisent une importante dérive littorale vers le Nord qui se traduit par la construction de nombreuses flèches sableuses (Levoy, 1994). Ces résultats confortent ceux obtenus par la méthode de Gao et Collins (cf § III-2). Mais rapidement au droit de la pointe du Roc, l'influence du jusant dans la passe entraîne les sables et les coquilles en direction du Sud, jusqu'à Kairon-plage pour une marée de vive-eau (fig. IV-20) et jusqu'à la pointe de Champeaux pour une marée de vive-eau moyenne d'équinoxe (fig. IV-21). Les sédiments transportés en charriage s'engouffrent dans l'anse de Granville pour des conditions de forts marnages. Au large de la côte normande, le prisme sableux côtier subit préférentiellement l'influence des courants de jusant. La passe entre Granville et l'archipel des Iles Chausey constitue une vaste entrée de matériel sédimentaire depuis le système de la Catheue situé à quelques kilomètres au Nord. L'asymétrie et l'orientation des crêtes des grandes dunes hydrauliques de Granville dirigées vers le Sud-Ouest (cf § III-1.3.2.1) apparaissent alors comme une réponse cohérente à la direction des flux potentiels simulés dans ce secteur de la baie.

Les résultats obtenus dans la passe entre la pointe du Grouin et l'archipel des Iles Chausey montrent clairement le rôle joué par cette ouverture de 15 km de large dans l'alimentation de la baie en sédiments. Par coefficient 70, ces sédiments sont intégrés au spectaculaire vortex résiduel à quelques kilomètres à l'Est de Cancale (fig. IV-23a), centré sur le banc des Corbières et le système des Banchets (cf § III-1.2.2). Lorsque les courants de flot acquièrent davantage de compétence (marée de coefficient 103), une grande partie de ces flux est détournée vers la zone pré-estuarienne et viennent avec ceux venant du Nord, construire le banc de Rondehaie (fig. IV-23b).

Les deux scénarios distinguent dans la baie interne deux types de direction de transport sédimentaire de part et d'autre du gros banc des Hermelles. Cette limite clairement identifiée par l'analyse granulométrique (cf § II-2.3.5) en terme de processus et d'échanges sédimentaires au droit de la Chapelle Saint-Anne correspond au prolongement du découpage morphosédimentaire réalisé sur l'estran par Caline et al. (1982).

A l'Ouest, dans la baie maritime, l'estran est peu alimenté par les flux du large qui transitent en direction de Cancale (fig. IV-23). Ce phénomène corrobore les résultats de Larsonneur et Walker (1986) ainsi que ceux de Berger et Caline (1991) qui mesurent de faibles taux de sédimentation sur l'estran de la baie occidentale (0,4 à 1 cm/an, exceptionnellement 5 cm/an à l'aval des bancs coquilliers), de telle sorte que les fortes agitations y sont capables de remettre en suspension les couches superficielles. Ici, l'essentiel des apports marins provient donc du niveau intertidal inférieur, l'action des houles de déferlement ramenant progressivement ces sédiments vers le haut estran (Larsonneur, 1989; Bonnot-Courtois, 1994).

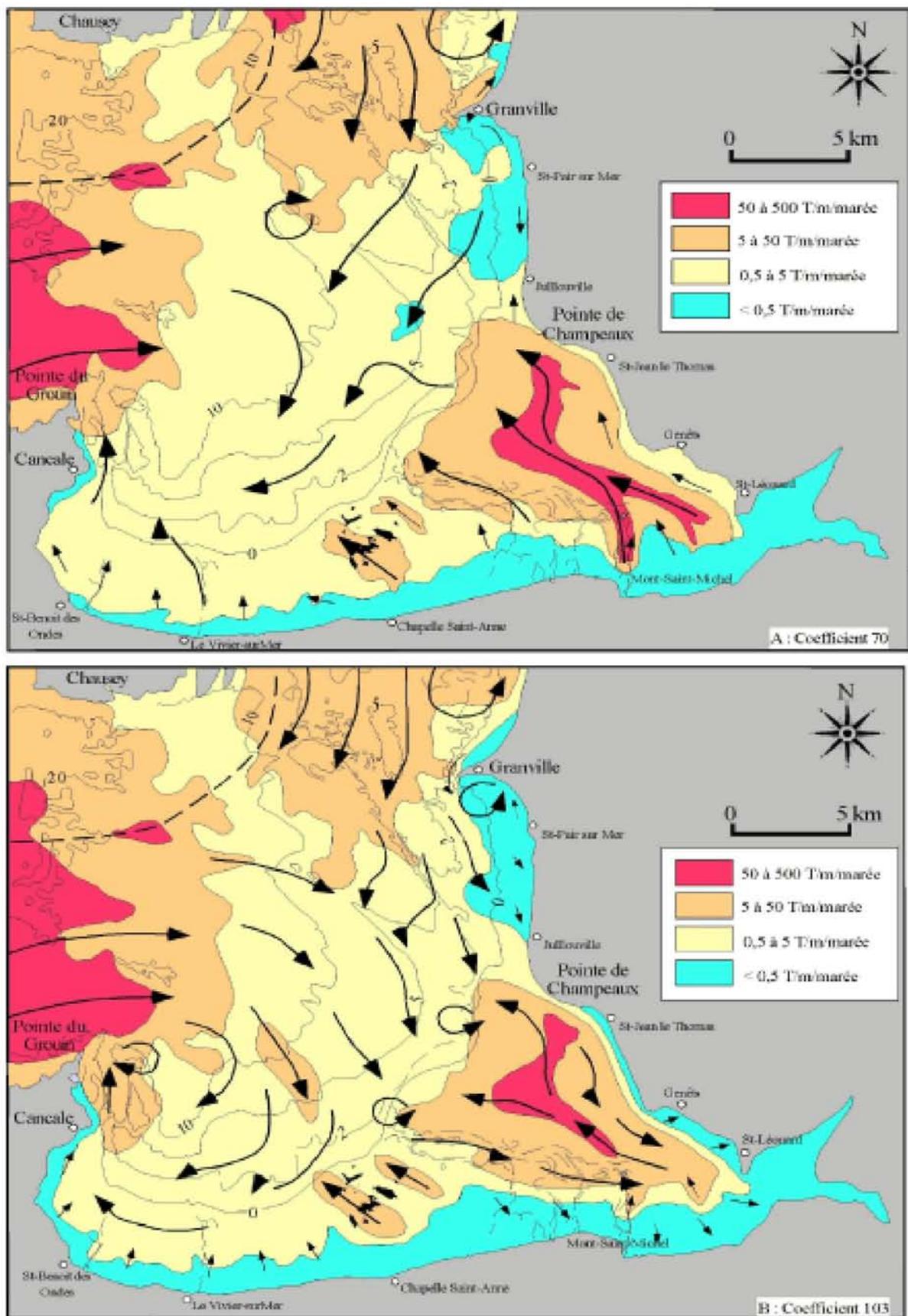


Fig. IV-23 : Cartes de synthèse des flux charriés résiduels et potentiels
 (A : marée de coefficient 70; B : marée de coefficient 103)

En raison de la faible dimension de la maille, les résultats obtenus à l'Est, dans le domaine oriental et pré-estuarien, présentent de nombreuses singularités jamais mises en évidence par les essais antérieurs de simulations à partir de modèles régionaux. Pour la première fois, l'organisation des flux potentiels fait apparaître une dynamique sédimentaire d'oscillation, renforcée par le caractère fortement directionnel des courants de marée au niveau de l'éventail pré-estuarien (cf § **fig. I-20**). Le modèle met en exergue le rôle des chenaux de jusant dans l'effet de chasse accompagnant les eaux de retrait à marée basse. Cet effet est moindre dans le cas d'une marée plus importante (**fig. IV-21 et IV-23b**). Dans ce second cas, la circulation des particules sédimentaires dans la zone orientale est remarquable. La limite de confrontation flot/jusant, matérialisée par de petites cellules anti-horaires, se localise au niveau des plus basses mers. Ces cellules de taille réduite (1,5 km d'envergure) s'apparentent aux zones nodales décrites plus au large avec la méthode de Gao et Collins (cf § **III-2.3.4**) et par Doulcier (1977) à proximité du Mont-Saint-Michel, pour lesquelles l'auteur remarque une activité sédimentaire accrue (zone de vasières potentielles). Deux couloirs latéraux transportent les sédiments en direction du Mont-Saint-Michel et des grèves colonisées par la végétation halophyte qui le ceinture :

- Le premier couloir longe la côte entre Saint-Jean-le-Thomas et le Grouin du Sud. Cette progression des sédiments sableux sous contrôle tidal s'ajoute aux phénomènes hydro-sédimentaires engendrés par les houles de tempêtes qui mettent à l'affleurement sur le bas estran des niveaux de tangles anciennes et plus au Sud au droit du Bec d'Andaine, sont responsables de la construction de flèches sableuses (Compain et al., 1988). Ce résultat confirme donc l'hypothèse d'entrée potentielle de matériel organogène venant du Nord le long de la côte de Champeaux (hypothèse émise à la suite de l'étude de la répartition du stock carbonaté cf § **II-2.1.2.2** et renforcée par l'étude de la coloration des sables § **III-3.5.1.2**).

- Le second couloir borde par le Nord le massif des Hermelles et longe en direction de l'Est la ligne des polders de l'Ouest. Encore appelé "province sud" par Doulcier (in LCHF, 1977), cet espace de 2 km de large se trouve dans le prolongement d'un couloir grossier composé de graviers litho-bioclastiques (GL2b) qui entaille profondément le prisme sédimentaire sableux (cf § **II-2.3.5**). Il constitue l'amorce de la voie méridionale d'entrée de matériel sédimentaire jusque dans la baie interne (secteur estuarien) dont la dynamique a été décrite par Tessier (1990).

L'image de la circulation des particules sédimentaires dans l'éventail pré-estuarien telle qu'elle est calculée pour une marée de vive-eau moyenne, illustre non seulement la dynamique de colmatage du fond de baie en précisant les limites des couloirs de transport mais rend compte également de la construction du delta de marée dans les conditions hydrodynamiques actuelles sous la forme de puissants corps sableux modelés de petites et moyennes dunes hydrauliques observables sur les clichés photographiques. L'engraissement du delta de marée peut être envisagé pour des conditions de marée de vive-eau moyenne (à partir d'un coefficient 80). L'ensemble de ces marées représente 35% de la période annuelle. Comme pour les MES, nos calculs n'intègrent pas l'action combinée des houles d'Ouest qui peuvent en fonction de la phase tidale contribuer à accélérer les processus ou exercer un forçage antinomial.

3.4.3 - Prévision des flux sédimentaires (ordre de grandeur) :

En données absolues, les valeurs des flux calculés par le modèle sont proches des données existantes dans la littérature et des mesures effectuées sur les points hydrologiques dans la baie (notamment pour les sites

1 et 2 obtenus dans des conditions de marée identique, **tab. IV-4**).

Références	Nature du sédiment	Vitesse max. (cm/s) et/ou Coef. marée	Valeur du transport solide (t/m/marée)
Site 1 (fig. IV-4)	S	78 (GVE)	0,903 flot
Site 2	SF	74 (VE)	4,992 flot
Site 3	SV	49 (VE)	0,094 flot
Site 4	SF	26 (ME)	0,003 flot
Site 5	SF	40 (ME)	0,197 flot
Site 6	SG	67 (ME)	0,287 flot
Thauront (1994)	SF	ME et VE	0,01 à 18,5
Langhorne (1981)	SF	51,3 à 77,1	0,1 à 1,6
Dewez (1988)	SF	60 à 105	0,2 à 2,4

Tab. IV-4 : Exemples de débits massiques sédimentaires calculés sur la base de l'équation de Bagnold modifiée par Gadd et al. (1978).

(SG : sable graveleux; S : sable; SF : sable fin; SV : sable vaseux; GVE; grande vive-eau; VE : vive-eau; ME : morte-eau)

Les flux théoriques supérieurs à 1 tonne, calculés avec la même équation (Langhorne, 1981; Thauront, 1994) ou sur la base de formules empiriques différentes (Larsonneur et Walker, 1986) sont des valeurs fréquemment rencontrées sur des fonds sableux mobiles pour des marées de vive-eau. Toutefois nous constatons que nos simulations :

- reflètent des flux théoriques potentiels, calculés en ne considérant que le mode de la fraction sableuse des sédiments prélevés. Cette approche surestime les capacités solides en charriage des courants sur les fonds graveleux et caillouteux de la baie, le seuil de la vitesse critique des sables étant plus rapidement atteint que celui des particules supérieures à 2 mm (selon Migniot, 1989, cf § **fig. IV-19**). Elle présente néanmoins l'intérêt de visualiser les directions de transits des sables sur les fonds grossiers de la baie.

- ne tiennent pas compte de la disponibilité du matériel sableux sur les fonds considérés. L'interprétation des classes supérieures à 10 T est donc différente sur les fonds grossiers des passes entre Chausey et la côte des résultats sur les fonds sableux littoraux.

- sont très sensibles à certains paramètres tels que le coefficient de rugosité du fond (z_0) qui influence la détermination de la vitesse à 1 m au-dessus du fond (cf § **fig. IV-17**).

En données relatives, la répartition des zones de transports solides suit le gradient hydrodynamique défini par l'intensité des courants de marée à l'approche de la côte. Les flux les plus élevés, supérieurs à 10 T/m/marée, se rencontrent dans les secteurs chenalisés, là où la vitesse des courants est fortement accélérée : passes de part et d'autre de l'archipel de Chausey et rivières ou cours d'eau canalisant la marée sur l'estran.

Les valeurs du débit massique des sites 1 et 2 montrent que la vitesse maximale instantanée U_{\max} (respectivement 78 et 74 cm/s) ne contrôle pas toujours comme le suggère Stride (1973) et Dewez (1988) l'intensité des flux sédimentaires. L'inégalité de la durée des phases de flot et de jusant durant lesquelles la vitesse U_z est supérieure à la vitesse critique U_{cr} est à l'origine, dans ce cas, de la grande différence des débits solides (Langhorne, 1981).

En calant les valeurs du modèle sur les mesures effectuées sur les stations courantologiques (site 1 à 6, cf § fig IV-4 et tab. IV-4), on peut estimer environ à 500 000 m³ le volume de sables charriés traversant par an, la section entre la pointe de Champeaux et le massif des Hermelles. La qualité de cette estimation dépend des nombreux paramètres inhérents aux formules appliquées au modèle. Cette valeur est bien inférieure au volume calculée pour les suspensions, environ 900 000 m³/an (cf § IV-2.5) qui constituent l'essentiel des apports dans la baie interne. La période de transport des sables en direction du Mont-Saint-Michel n'intéresse qu'environ 35% des marées sur une année, ces sables intégrant la dynamique interne du delta de marée.

Dans la baie maritime, à l'Ouest du Massif des Hermelles, sur la base des résultats des deux simulations, les volumes charriés de l'ordre de 400 000 m³/an, entrants au large et sortants le long de la côte, s'annulent et paraissent en accord avec les faibles taux de sédimentation constatés par d'autres travaux sur l'estran et la stabilité des corps sédimentaires (bancs du Chatry et des Corbières, grandes dunes tidales des Banchets), observée depuis les levés hydrographiques de 1913.

Nos simulations de débits solides sur le fond, ne prennent pas en compte les effets des fortes houles qui participent à la remobilisation du matériel sédimentaire. Elles montrent toutefois à l'échelle de ce bassin sédimentaire, les grandes tendances actuelles des directions des transports sédimentaires à la côte. Ces grandes tendances recourent les directions observées au large par l'acquisition sonar, mais le modèle indique que c'est au moment des grandes marées que l'ensemble des transports est dirigé vers le Sud-Est dans la partie axiale de la baie.

Les calculs du débit solide Q_s (équa. 7) reposent donc sur un certain nombre d'approximations et de simplifications. Il serait nécessaire pour estimer les performances des méthodes actuelles de calcul pour le charriage et pour les calibrer, de réaliser des mesures rigoureuses en mer, car la grande majorité des formules ont été élaborées en rivières ou en bassins et ne sont pas nécessairement appropriées dans une application marine. Sans mesure de débit sédimentaire sur le terrain, il s'agit ici de donner néanmoins des ordres de grandeur à l'échelle de l'année.

A l'Est, Les flux entrants sont de l'ordre de 500 000 m³/an à l'embouchure du delta de marée. Les sables du large participent directement à la construction des barres sableuses de bas estran. Par fort coefficient, deux couloirs latéraux encerclent le corps principal du delta sableux et les sables progradent jusqu'aux abords du Mont-Saint-Michel. Selon L'Homer (1981) l'exhaussement général des fonds du delta de marée ne fait aucun doute bien que les rivières continuent à tracer imperturbablement leurs cours de plus en plus encaissés entre de vastes bancs. Il estime entre 1 à 3 m l'agradation des fonds de cette partie de la baie depuis 1857, accréation provoquant la migration des bancs à Cardium vers le large. La progradation du prisme vers le domaine marin repousse les domaines sédimentaires de haute énergie vers l'axe de la baie, les séquences régressives estuariennes localement perturbés par la divagation des chenaux et des épisodes climatiques paroxysmaux s'empileraient plus en aval. Selon l'auteur, l'augmentation des processus d'atterrissement sur les bordures diminue la section efficace et augmente la vitesse des courants dans l'axe de la baie.

A l'Ouest du massif des Hermelles, dans la baie maritime, la dynamique des transports sédimentaires en charriage prend la forme d'un important vortex créée par la pointe de Grouin et a lieu pour des marées de plus faible coefficient, en raison de l'accélération locale des vitesses de courants. Les bilans sédimentaires montrent une situation d'équilibre entre les flux sortants et entrants, ces flux intéressant exclusivement le domaine subital.

4 - Conclusions :

Les mesures des turbidités et des caractéristiques des courants de marée ont été effectuées en surface, à mi-profondeur et à 1 m au-dessus du fond, à l'embouchure du delta de marée et le long de la côte ouest du Cotentin dans les mêmes conditions de calme atmosphérique. Les débits fluviaux de la baie étant limités (cf § tab. I-2), les phénomènes de densité y sont affaiblis. La marée engendre à elle seule les mêmes phénomènes sédimentologiques que ceux induits par les courants de densité (Wright, 1978; Salomon et Allen, 1983). L'asymétrie de l'onde de marée est responsable d'un mouvement résultant des sédiments fins vers l'amont. Les variations cycliques tous les 14 jours provoquent des variations importantes des quantités de sédiments en suspension. L'étude des flux en suspension selon la méthode d'Inglis et Allen (1957) montre en effet l'importance des cycles de vive-eau dans la remobilisation des particules fines et leur sédimentation en domaine estuarien et au sommet des grèves. Entre une morte-eau et une vive-eau, on constate de fortes variations de la charge turbide pour des sites voisins, avec une augmentation pouvant atteindre un facteur 5. Il pénètre ainsi avec les courants de flot, entre 14 et 60% fois plus de MES qu'il n'en ressort de l'embouchure de l'éventail pré-estuarien. Les périodes de ME correspondent aux phases d'engraissement des vasières.

Sur une radiale entre la pointe de Champeaux et le massif des Hermelles, le volume global de MES est estimé à 900 000 m³/an. Il est probablement sous-estimé car calculé dans des conditions de vents très faibles qui peuvent exercer un forçage important en périodes de fortes agitations comme le montrent les travaux de Nikodic (1981) dans la baie de Cancale.

La formule de Bagnold modifiée par Gadd et al. (1978) a été couplée au modèle numérique de Ngyuen (1988) afin de prédire les flux charriés résiduels et potentiels dans l'ensemble de la baie pour différentes conditions de marée. Le modèle simule les mouvements horizontaux de la masse d'eau (vitesse, surface libre) engendrés par les marées dans l'ensemble du Golfe normand-breton (maille 900x600m) ainsi que dans la baie (212x188m). Il possède un module de traitement des zones découvrantes qui représentent 34 % de la surface du domaine d'étude à marée basse de grande vive-eau (Guillou et al., 1997). Afin d'affiner les résultats, les paramètres hydrodynamiques et hydrosédimentaires nécessaires à l'utilisation des équations empiriques, proviennent d'un modèle de terrain composé de 15 500 sondes et d'environ 600 prélèvements sédimentaires.

La difficulté de saisir précisément le coefficient de proportionnalité b , la rugosité z_0 et la vitesse critique d'arrachement U_{100cr} en chaque noeud de la maille de calcul introduit des facteurs d'erreurs de 2 à 3, voire plus sur le calcul final. Les débits sédimentaires ainsi calculés demeurent donc des ordres de grandeur de même ordre que les valeurs citées dans la littérature. L'observation par sonar de la dynamique sédimentaire sur les fonds à cailloutis et graviers de la passe ouest nous a conduit à choisir comme paramètre granulométrique de position le mode de la fraction sableuse et non pas le grain moyen ou la médiane comme il est couramment observé pour définir la rugosité z_0 et la vitesse critique d'arrachement à 1 m au-dessus du fond. Cette approche surestime les capacités solides en charriage sur

ces fonds grossiers mais présente l'intérêt de visualiser les directions des transits sédimentaires. On ne peut affirmer par contre que les transports sur ces fonds sont négligeables. L'étude au sonar à balayage latéral (cf § III-1) montre l'importance des phénomènes hydrodynamiques dans cette partie de la baie.

On constate par ailleurs la bonne corrélation entre les simulations et le modèle de terrain déterminé par l'analyse des sonogrammes. Les simulations confirment l'entrée de sable depuis les passes nord et ouest. Au large de Granville, ce sable est stocké dans le champ de grandes dunes et seulement une partie s'échappe vers le Sud. Dans le cas d'une vive-eau, les sables du large ne convergent plus vers le delta de marée mais sont intégrés au vortex horaire généré par la pointe du Grouin et qui occupe une grande partie de la zone centrale de la baie. La convergence des apports dans la baie orientale a lieu pour des marées de vive-eau moyenne. Le volume de sable entrant dans le delta de marée est estimé à 500 000 m³/an. La dynamique sédimentaire du domaine oriental se distingue de celle de la baie maritime. Le delta de marée est alimenté latéralement par le Nord le long de la côte et par le Sud à l'Est du massif des Hermelles. La partie axiale du delta est le siège de la divagation des chenaux de marée qui transportent les sédiments vers le large. L'étude des traceurs fluorescents et radioactifs menée par le LCHF (1977) montre également dans cette région l'importance des oscillations sédimentaires qui conduisent à la disparition des traceurs, rendant leur exploitation limitée dans ces conditions.

CONCLUSIONS GENERALES

La baie du Mont-Saint-Michel, située au Sud du Golfe normand-breton entre le cap de Granville et la pointe du Grouin de Cancale, constitue un bassin sédimentaire de 600 km² caractérisé comme beaucoup de petits estuaires de la façade Manche-Atlantique par de faibles débits fluviaux et des marnages exceptionnels.

Dans cette étude, nous avons cherché à mieux comprendre les processus hydrosédimentaires qui conduisent depuis le début de la transgression holocène à l'accrétion des dépôts sur une côte au régime hydrodynamique dominé par la marée, en l'absence d'apports provenant du continent. Les aspects sédimentaires, morphologiques et hydrodynamiques ont successivement été dégagés à l'échelle du bassin pour chacun des environnements caractérisant les fonds subtidaux de la baie.

Deux approches méthodologiques ont été utilisées de front. La première s'appuie sur l'acquisition des données de terrain recueillies lors des campagnes réalisées de 1995 à 1997 en collaboration avec le SHOM, sur les navires de l'INSU et d'IFREMER. Leur exploitation a permis de déterminer les grandes unités morphosédimentaires qui composent la couverture superficielle holocène et en mettant en place leurs principales limites. La seconde est expérimentale et repose sur des traitements numériques. Plusieurs méthodes ont été élaborées et mises en œuvre pour différencier les voies d'entrée du matériel sédimentaire depuis le Golfe normand-breton, les zones de transits et de sédimentation entre le domaine subtidal et l'estran. La détermination des flux charriés à l'échelle régionale a été abordée par la combinaison d'un modèle mathématique bidimensionnel à une formule empirique de transport. Les flux en suspension ont été analysés dans la moitié est de la baie, le long de la côte ouest du Cotentin et dans la baie orientale, siège actuellement des plus importants processus d'atterrissements.

A - Nature des 3 domaines sédimentaires et hydrodynamiques de la baie subtidale :

À l'échelle de la baie, les séquences horizontales de dépôts sont à l'image de celles reconnues en Manche pour lesquelles la granulométrie décroît avec l'intensité des courants de marée, du large vers le fond des baies. Dans le détail, ces séquences sont tronquées en baie de Cancale ou altérées entre 0 et -5 m par les biocénoses à maërl et à crépidules, les vasières ou les corps sédimentaires tidaux tels que le champ de grandes dunes hydrauliques au large de Granville ou les bancs sableux à proximité des caps rocheux de Champeaux et du Grouin. En fonction de la morphologie côtière et de l'ouverture des fonds aux houles océaniques, trois environnements sédimentaires ont été reconnus dans la baie du Mont-Saint-Michel :

Entre la pointe du Grouin et l'archipel des Iles Chausey, les fonds grossiers hétéroclites sont composés d'un pavage de cailloutis, de graviers et de galets roulés prélevés dans les nappes alluviales anciennes. Le substratum rocheux n'affleure que localement dans le prolongement nord-est de la pointe du Grouin, sur 10 km. Il est le plus souvent sub-affleurant. Ces fonds à rudites correspondent à un faciès relique largement encroûté par l'épifaune sessile et très peu remanié. Les figures sédimentaires sableuses à la surface de ce reg marin sont nombreuses et prennent la forme de rubans rectilignes, de queues de comète, de traînées sableuses et de dunes barkanoïdes isolées. Au Nord de cette passe, ces figures se rassemblent dans de grands couloirs de transport alors qu'au Sud, elles occupent toute la surface du fond marin.

- Les rubans de la moitié nord sont étroits, organisés en faisceaux juxtaposés et emboîtés dans des unités morphologiques longitudinales de plus en plus larges. Les unités de largeur maximale font environ 450 m d'envergure et sont de longueur pluri-kilométrique. Elles constituent des axes privilégiés de transport sédimentaire. Ces rubans d'épaisseur décimétrique sont composés de sable fin coquillier.

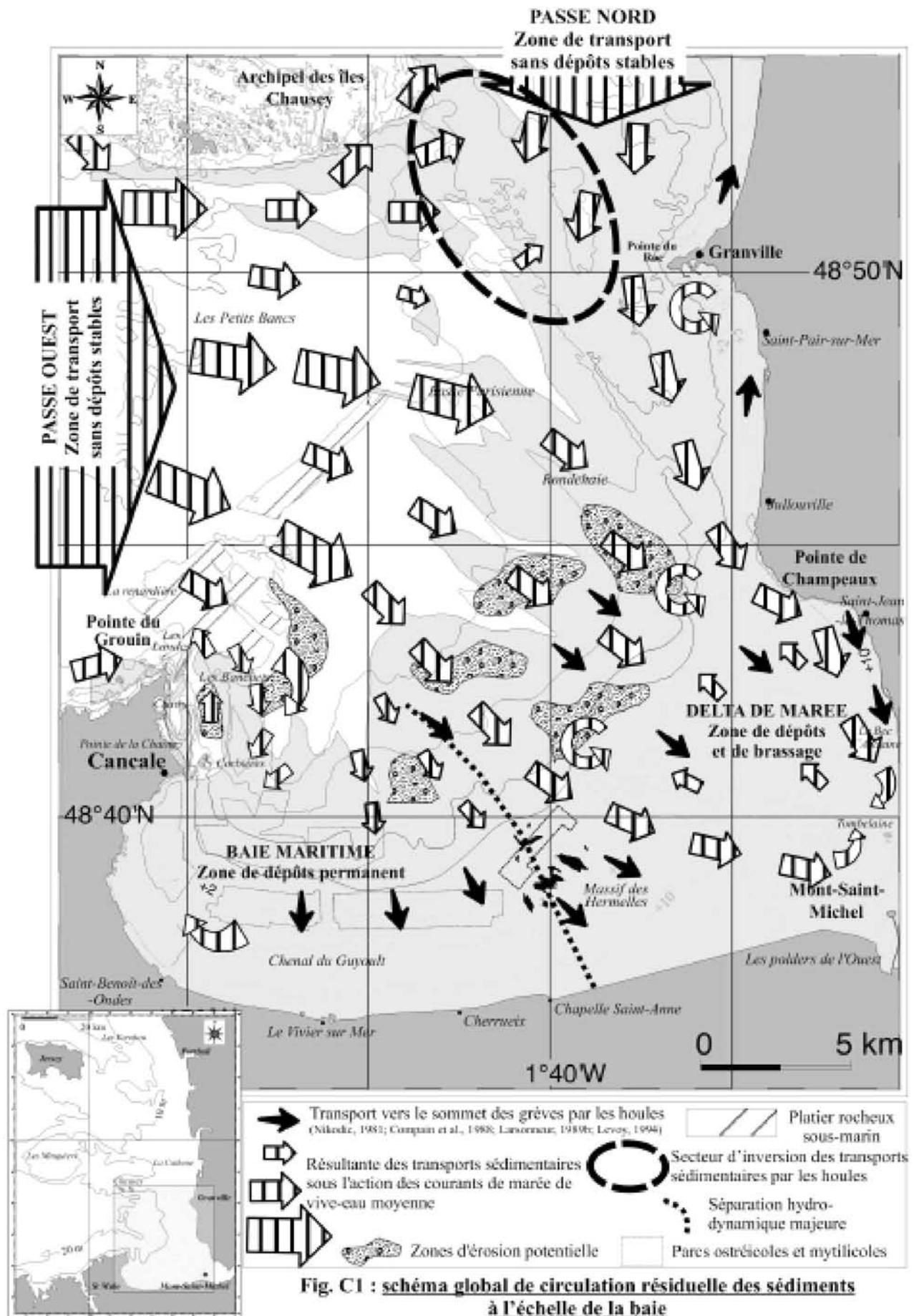
- Dans la moitié sud, les limites acoustiques des rubans sont diffuses. Ils sont plus larges, 35 m contre 3 m pour ceux du Nord. La distribution granulométrique bimodale est moins marquée. Ils sont moins carbonatés et constitués de sables moyens à grossiers.

Ces faisceaux de rubans traversent les obstacles rocheux tels que les champs de blocs erratiques au Sud de Chausey et la plateforme rocheuse sous-marine au Nord-Est de la pointe du Grouin.

Cette passe constitue une zone de transport majeure des sables instables depuis le large vers la côte normande et la baie interne. Les faisceaux de rubans qui longent les Iles chausey par le Sud, progrudent en direction de l'Est vers le champ de grandes dunes hydrauliques au large de Granville et le Nord-Est pour ceux qui sont les plus proches de la côte (**fig. C1**). Conformément aux résultats des modèles de courants sur le Golfe normand-breton (Orbi, 1986), les hauts fonds de Chausey entraînent une circulation cyclonique des sédiments autour de l'archipel. Mais l'essentiel des transports sédimentaires est dirigé vers le Sud-Est en direction du delta de marée et des bancs littoraux à l'entrée de la baie de Cancale. Le socle rocheux sub-affleurant de la pointe du Grouin intercepte cette dynamique tidale mais ne l'arrête pas (**fig. C1**). Cette zone constitue, avec la passe nord qui joint Granville à Chausey, une des deux voies principales d'entrée du matériel sédimentaire depuis le large vers le prisme littoral de la baie. Les sédiments sont en transit et ne s'accumulent que localement à la faveur d'un regroupement des rubans tels que la zone des "petits bancs" et la Basse Parisienne. Les déplacements résiduels des crêtes des dunes "des petits bancs" sont de l'ordre de 10 m/an sous l'action des courants dominants de flot.

Le prisme sédimentaire de la baie maritime, entre les côtes rocheuses du Grouin de Cancale et le large estran qui découvre au droit de la chapelle Saint-Anne, est modelé par une succession de dépressions qui séparent deux bancs sableux orientés N-S. Cette région est caractérisée par un environnement hydrologique chenalisé où les courants de marée conservent une grande compétence hydrodynamique malgré la proximité de la côte. La pointe du Grouin modifie ici la propagation de l'onde de marée en accélérant ces courants et en les déviant vers le Sud et Sud-Ouest. L'extrémité orientale de cette zone correspond à la limite d'influence de la structure tourbillonnaire générée par le cap du Grouin et dont les conséquences hydrosédimentaires s'observent dans un rayon de 7 à 8 km autour du cap. Les graviers sableux sont mélangés à un abondant stock de coquilles et drapent le fond des dépressions. Ils remontent jusqu'aux estrans envasés autour des parcs ostréicoles et mytilicoles. Les vases se décantent dans les anfractuosités du substratum affleurant et colmatent les interstices des sédiments caillouteux au pied des écueils rocheux au Nord et au Nord-Est de la pointe du Grouin. Cette zone autour de l'île des Landes correspond à la dispersion du panache turbide formé par le lessivage des plages de la baie de Cancale à marée basse. Les périodes de fortes agitations en hiver et de grandes turbulences hydrodynamiques pendant les grandes marées entraînent temporairement un affouillement de ces sédiments vaseux. Les sables litho-bioclastiques et bio-lithoclastiques des bancs du Chatry et des Corbières passent sans transition aux sédiments de la nappe graveleuse et sablo-graveleuse du large, modelée de petites dunes hydrauliques.

Les flux sédimentaires de la moitié sud de la grande passe entre la presqu'île du Grouin et Chausey se réfractent progressivement vers la baie de Cancale (**fig. C1**). La dynamique sédimentaire à proximité de la pointe du Grouin est superficielle car les possibilités d'enfouissement des sables sont très réduites. Les résultats des différentes méthodes d'analyse sont en accord pour montrer la remontée des sédiments depuis la dépression du Guyoult vers le banc des Corbières et les grandes dunes des Banchets qui lui sont associées (**fig. C2**).



La divergence des directions des vecteurs de transport calculés par la méthode de Gao et Collins (1992) traduit au sommet du banc l'impact des fortes houles sur le remaniement des sédiments grossiers (**fig. C2**).

- L'asymétrie du banc des Corbières fortement prononcée vers l'Ouest et la polarité des dunes des Banchets vers le Sud, dans la partie orientale du champ, confirment l'action résiduelle des courants de flot sur ceux de jusant.
- À l'Ouest de la crête du banc, toutes les figures sédimentaires observées sur le flanc abrupt, dans la grande rade de Cancale et dans la partie occidentale du champ de dunes, indiquent un transport résiduel des sédiments vers le Nord. Les deux flancs du banc du Chatry sont également le siège d'un transit unidirectionnel des sables vers la pointe du Grouin. La durée du courant de jusant exceptionnellement plus longue dans cette région de la baie est à l'origine de ce phénomène.

Le tourbillon anticyclonique du Grouin contrôle la dynamique sédimentaire de la baie maritime. Le banc des Corbières s'est construit en bannière derrière le cap du Grouin et celui du Chatry à l'aval de la pointe rocheuse de la Chaîne. Depuis 1913, on constate par ailleurs une grande stabilité de la position des crêtes et des limites des corps sableux de cette partie de la baie. Les flux calculés par le modèle numérique montrent que l'estran n'est pas alimenté par les sédiments du large qui transitent vers les bancs littoraux (**fig. C2**). Ce phénomène va dans le sens des résultats de travaux antérieurs dont les mesures sur les plages suggèrent de faibles taux de sédimentation (Larsonneur et Walker, 1986). L'essentiel des apports marins est coquillier et provient du domaine intertidal inférieur, l'action des houles de déferlement ramenant progressivement ces sédiments vers le haut estran (**fig. C1**).

Le prisme littoral sableux de la côte ouest du Cotentin repose sur la pointe de Champeaux et s'écarte progressivement de la côte en direction de l'extrémité orientale de l'archipel des îles Chausey. Au Sud, j'ai rattaché ce domaine morphosédimentaire à la région du delta de marée, entre la Chapelle Saint-Anne et la pointe de Champeaux. Les relations granulométriques et hydrodynamiques entre ces deux environnements sont en effet très étroites. Les séquences sédimentaires d'affinement des sédiments sont presque complètes depuis le large vers le littoral et sont doublées en leur milieu par une évolution de la teneur en carbonates pouvant atteindre 80 à 90% entre 0 et 5 m de profondeur.

Au large de Granville, le prisme est modelé par un champ de grandes dunes hydrauliques orientées NNW-SSE et constituées de sable fin bioclastique (SB2d). D'après la relation de Flemming (1988), l'amplitude de ces dunes est trop faible par rapport à leur longueur d'onde. Ce phénomène est inverse pour les dunes des Banchets au large de Cancale. Dans le premier cas, cette absence de relation est expliquée par les faibles profondeurs conjuguées à l'action épisodique des fortes houles qui modifient non seulement la morphologie des dunes mais aussi, temporairement, leur sens de déplacement. Le suivi régulier de la morphologie de ces grandes dunes tidales montre que certaines d'entre elles répondent au forçage hydrodynamique externe, par des déplacements pluri-décamétriques de la crête, inverses à leur polarité tidale.

- Les dunes en bordure ouest du champ, construites par le jusant, ont migré vers le Nord-Est durant l'hiver 1995. Si cette saison est dominée par les vents de secteur Est et Sud-Est, les vents d'Ouest et Sud-Ouest demeurent ceux qui engendrent les houles les plus fortes et agissent sur le modelé des dunes.
- La fin du printemps et le début de l'été coïncident avec l'augmentation en fréquence et en intensité des vents de secteur Nord et Nord-Est. Ces vents locaux soulèvent des houles courtes qui inversent localement l'action dominante des courants de flot et renforcent les effets des courants de jusant dont

la résultante est la reconstruction du modelé tidal initial.

Le bilan des mouvements résiduels s'annule pour 30 % des dunes qui ont migré sur une année. L'oscillation des crêtes sous la combinaison des effets des courants de marée et de la houle est à l'origine de la stabilité de ce système dans les conditions bathymétriques actuelles. Les grandes dunes composées de maërl au Nord-Ouest de ce champ indiquent également une composante de transport inverse comme d'autres complexes de dunes tidales dans le Golfe normand-breton (banc de l'Ecrevière, banc du Château et bancs Félés). Cette région est donc soumise à un régime hydrodynamique mixte.

La modélisation des flux calculés par le modèle bidimensionnel montre que le prisme littoral entre Granville et la pointe de Champeaux constitue une zone de transfert parallèle à la côte normande entre la passe nord et le delta de marée (**fig. C1**). Ce résultat est conforté par l'étude de la répartition de la fraction carbonatée. Le delta de marée constitue une zone de forte convergence des transits sédimentaires. Le bilan sédimentation-érosion y est extrêmement positif. J'ai estimé à 1,4 millions de m³ le volume de sédiments traversant annuellement la radiale pointe de Champeaux - Massif des Hermelles. Ce résultat va dans le sens des bilans chiffrés des études antérieures mesurés à partir de l'estimation du volume du prisme côtier accumulé depuis le début de la transgression holocène.

- Les flux en suspension calculés par la méthode d'Inglis et Allen (1957) représentent les deux tiers des apports, soit 900 000 m³/an. Les mesures de turbidité durant les cycles de vive-eau montrent que ceux-ci jouent un rôle déterminant dans la remobilisation des sables, des silts et des vases. Les courants de flot mesurés au droit de la pointe de Champeaux et à 1 m au-dessus du fond, peuvent atteindre 95 cm/s pour une marée de coefficient 100 et transportent des concentrations de matières en suspension 14 à 60 % plus fortes que les eaux de retrait au jusant. Mais notre estimation globale est probablement sous-estimée car nos mesures courantologiques et hydrologiques ont été réalisées dans des conditions de vents très faibles.
- Le volume de sable entrant latéralement dans le delta de marée est estimé à 500 000 m³/an. Les transferts du large vers l'estran apparaissent pour des conditions de vive-eau d'équinoxe. Les voies principales d'alimentation du delta sont trois larges couloirs constitués de sédiments litho-bioclasiques grossiers bien triés. Ces couloirs participent à l'engraissement actuel du prisme sableux et sont pour les extrêmes, très actifs dans les processus d'échanges sédimentaires entre les domaines intertidaux et subtidaux.
 - a - Le couloir méridional situé au Nord du massif des Hermelles correspond à l'ancien lit du Couesnon entretenu par les courants de marée (**fig. C1**). Les graviers bioclasiques coquilliers (GB2a) et localement les sables graveleux bio-lithoclastiques (GB1b) sont brassés par les courants de marée et sont modelés sous la forme de petites dunes hydrauliques de longueur d'onde métrique. De nombreux rubans sableux rectilignes provenant des fonds grossiers du large parcourent ce couloir encore peu affecté par l'invasion des crépidules. Leurs sédiments constitués par une mouture grossière de débris organogènes bien triés, participent directement à la construction des tubes d'hermelles et alimentent les appareils sableux bioclasiques accumulés au Nord et Sud-Est du bioherme.
 - b - Le couloir médian est composé d'un stock sédimentaire peu différencié. Il est recouvert d'un pavage de débris coquilliers grossiers mélangés à une petite fraction de granules contribuant à

rendre le sédiment très hétérogène et probablement peu mobile. Ce faciès sédimentaire suggère un stade avancé de colmatage du couloir où s'accumulent les débris organogènes issus des biocénoses voisines.

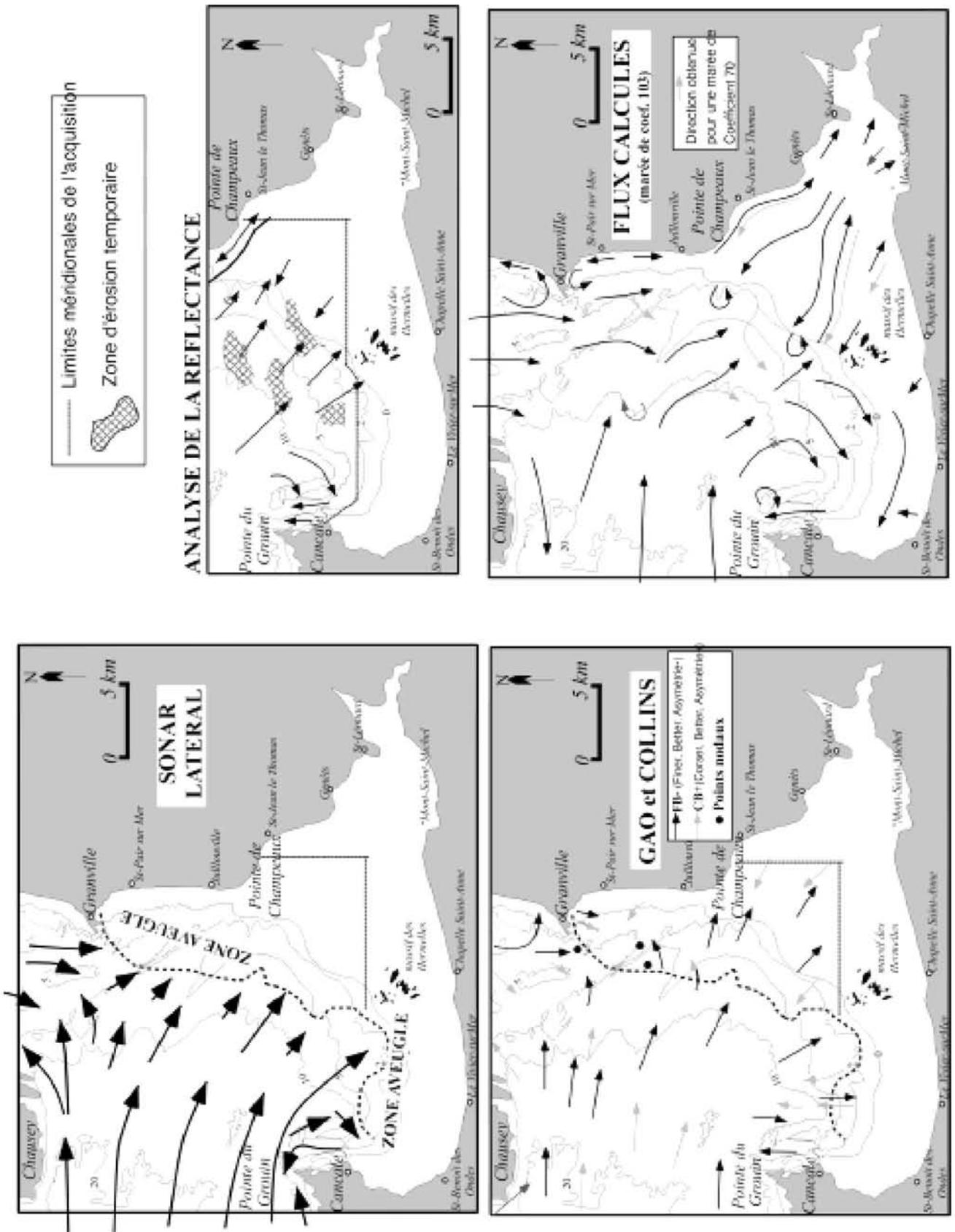
- c - Le couloir septentrional est ancré sur la pointe rocheuse de Champeaux et longe le flanc court du banc de Rondehaie (**fig. C1**). Ses sédiments présentent un tri granulométrique plus accentué qui rend compte d'une dynamique sédimentaire plus intense reliée au prisme sableux au large de Granville.

L'analyse de la couleur de la fraction sableuse et les carottages montrent que les dépôts du delta de marée sont instables et continuellement brassés. L'origine des sédiments qui sont piégés dans la baie orientale et en zone plus interne résulte d'un cheminement complexe des particules sédimentaires autour des hauts-fonds du Golfe normand-breton comme le suggère les modélisations numériques de courants (Orbi, 1986) et l'étude des transferts des radionucléides (Guéguéniat et Auffret, 1981; Larssonneur et Walker, 1986). Les cellules hydrosédimentaires qui jouxtent la baie sont celle du système de la Cathéne pour la passe nord et celle des hauts-fonds des Minquiers pour la passe ouest. Mais, il semble qu'il existe des sources sédimentaires locales entre 0 et -10 m. La couverture sablo-graveleuse présente en effet, au Sud de la latitude de Jullouville, des caractéristiques granulométriques traduisant un affouillement par les agents hydrodynamiques. Une fois remaniés par les tempêtes, les sédiments sont repris par les courants de marée et transportés vers le Sud-Est (**fig. C1**).

Dans ce schéma hydrodynamique où les relations entre le large et le prisme sableux littoral sont maintenant bien établies et relèvent de processus initiés depuis plusieurs millénaires, la prolifération de la crépidule et son impact sur la sédimentologie de la baie apparaissent depuis 30 ans, comme des éléments nouveaux et interférants dans l'organisation graduelle des séquences horizontales et verticales des dépôts. Cette espèce est apparue dans les parcs ostréicoles de Cancale dans les années 1970 et recouvre environ 95 km² des fonds actuels de la baie entre 0 et 10 m de profondeur, soit 14 % de sa superficie. Ses faibles exigences écologiques, sa stratégie de reproduction efficace et l'action des engins de pêche comme des rejets de dragages ont été propices à la dispersion et à la prolifération de cette espèce à l'extérieur de la baie comme dans celle de Saint-Brieuc où l'évolution est synchrone. Des surfaces importantes ont été colonisées et la biomasse totale estimée en baie du Mont-Saint-Michel serait de l'ordre de 214 000 t composée de 137 000 t +/- 11 000 t d'individus vivants et 77 000 t de coquilles. Localement, les concentrations d'individus atteignent 20 à 25 kg/m².

Outre les conséquences de nature biologique, cette prolifération entraîne un accroissement des dépôts vaseux. Les nombreuses colonies modifient la granulométrie, la texture, la stabilité et l'oxygénation du substrat de manière irréversible en profitant de cette modification. La forte porosité des lits de coquilles mortes de crépidules, de l'ordre de 72 % de vides pour une strate de 10 cm d'épaisseur, est responsable du piégeage des bioagrégats dont la production est évaluée à 332 000 t poids sec/an, de l'envasement progressif des populations en conséquence de celui du substrat qui peut être initialement très varié. Par comparaison avec la carte de répartition des vases établie en 1980, on observe que les vasières biogènes se sont largement développées dans des secteurs de la baie aux caractéristiques hydrodynamiques peu favorables à la stabilisation des vases, notamment au large de la côte ouest du Cotentin entre Granville et la pointe de Champeaux. La colonisation des fonds par la crépidule constitue donc un bon modèle pour les biostratigraphes dans la compréhension de la relation entre l'organisme fossile et son encaissant.

Fig. C2 : Directions résiduelles des transits sédimentaires obtenues pour chacune des méthodes



B - Validation des outils de détection indirecte des transits sédimentaires :

L'approche surfacique des phénomènes de transport a été examinée dans cette étude sous de multiples facettes. La connaissance des transits sédimentaires sur de longues périodes peut s'appuyer sur les méthodes testées dans ce mémoire, notamment lorsque les données acoustiques continues (sonar latéral) font défaut. Cependant, la comparaison de leurs résultats avec le modèle de transport sédimentaire établi sur la base des données de terrain, permet de poser les limites propres à chaque technique et avec l'expérience acquise, d'envisager les points à améliorer.

1) La méthode de Gao et Collins (1991, 1992) :

Les résultats de cette méthode sur des fonds à fort contraste granulométrique tels que ceux caractérisant la baie, sont très satisfaisants lorsqu'on les compare aux données de terrain et aux travaux analogues (**fig.C2**). Les deux modifications apportées à la méthode initiale développée par McLaren (1981) puis Gao et Collins (1991,1992) ont permis d'améliorer statistiquement les directions résiduelles de transport sédimentaire par charriage. En effet, il est possible :

- de s'affranchir des classes sédimentaires non impliquées dans les conditions de transport de sédiments non-cohésifs, de manière à renforcer le signal dynamique des particules sédimentaires susceptibles d'être mises en mouvement par les courants.
- de jouer sur la distance de calcul pour faire apparaître les meilleurs scénarios de filiations inter-granulaires entre les prélèvements.

Mais plusieurs facteurs affectent la qualité des résultats limitant les possibilités de la méthode en rendant son application dépendante d'une démarche structurée :

- Le seuil granulométrique : La limite à 2 mm choisie pour supprimer la fraction grossière des sédiments de la passe ouest qui n'intervient pas dans les processus de transport, n'est pas satisfaisante. En effet, il faut tenir compte de la classe des granules qui dans la baie, occupe en moyenne sur l'ensemble des prélèvements, 33 % du poids du sédiment. Elle est essentiellement composée d'une fine mouture de débris carbonatés à fort potentiel de mobilité.
- La maille de prélèvements : L'augmentation du nombre de prélèvements ne semble pas toujours être un facteur d'amélioration des résultats. La difficulté de la méthode ne réside pas dans l'application des étapes de construction des vecteurs mais dans la préparation du mode d'échantillonnage dont l'échelle sera fonction de la dimension et de l'orientation des corps sédimentaires observés et dont la densité tiendra compte d'une connaissance granulométrique au moins partielle du secteur étudié.
- L'effet de bordure : Il implique les points situés aux extrémités de la grille d'échantillonnage et augmente lorsque le ratio entre la densité de prélèvements et la superficie du secteur est trop faible. Pour limiter ces effets, il est nécessaire d'intégrer la grille d'échantillonnage de la zone étudiée dans une maille de plus grande emprise.
- Les points nodaux : Certains prélèvements modifient dans un rayon parfois large le champ des vecteurs de transport résiduel. Ils sont le siège d'une forte convergence sédimentaire. La signification de ces points demeurant problématique, il serait préférable de les éliminer de la phase de calcul pour limiter leur influence qui ne semble pas correspondre à une réalité de terrain.

Malgré les améliorations apportées à la méthode de Gao et Collins, son utilisation demeure intuitive et qualitative. La validité de chacun des scénarios calculés pour un des cas théoriques ne se vérifie qu'en les comparant avec un modèle de transport sédimentaire établi sur la base des données de terrain. L'intérêt de la méthode repose alors sur sa complémentarité avec les techniques acoustiques, la granulométrie ou d'autres méthodes abordant la détection des transits sédimentaires. Son évolution majeure tendra à caractériser la dimension des vecteurs de transport en terme de débits solides charriés sur le fond.

2) La méthode de détection des transits sédimentaires par l'analyse de la couleur combinée au tri des sédiments :

Cette méthode associe un niveau de réflectance mesuré en laboratoire à un facteur de mobilité représenté par le calcul de l'indice de dispersion. Ces deux paramètres utilisés indépendamment peuvent fournir un état peu précis du degré de remaniement du sédiment. Combinés, ils deviennent discriminants dans la recherche des directions et des sens de transport sédimentaire. Dix classes sont ainsi séparées, réparties sur 3 niveaux de couleur : les sables jaunes et roux, les sables beiges et les sables gris-beige. Les "séquences types" de transport sont définies en comparant la distribution des classes de couleur avec les directions de transit obtenues par l'analyse des sonogrammes dans la baie maritime. Pour chaque séquence, la couleur s'éclaircit et l'indice de tri diminue dans le sens du transport résiduel. Elles ont été ensuite déterminées dans toute la baie interne au Sud de la latitude de Champeaux. Les sables des dunes tidales des Banchets en représentent les termes les plus extrêmes. Cette méthode apporte 3 résultats importants qui viennent conforter l'image de la circulation des sédiments obtenue avec les autres moyens d'investigations (**fig. C2**) :

- Le delta de marée est alimenté latéralement par les sables du large, le long la côte rocheuse de Champeaux et au Nord du Massif des Hermelles. Ces deux couloirs correspondent à ceux définis par l'analyse granulométrique, observés au sonar latéral et modélisés pour des coefficients de grande vive-eau.
- Le front du delta est le siège d'une convergence des transports. L'absence de données bathymétriques anciennes ne permet pas de constater dans cette région l'accrétion des corps sédimentaires sableux qui le constituent.
- Les fonds entre 0 et 10 m dans l'axe du delta, sont soumis à des processus d'affouillement par les houles de tempête. Les sables en partie réduits et mélangés à une mouture de débris coquilliers noircis ont été retrouvés vers le Sud-Est. L'interstratification rapide de lit sableux coquilliers avec la vase montre l'importance de l'impact des houles par petits fonds, renforçant les processus hydrodynamiques contrôlés par la marée.

Cette méthode comme celle de Gao et Collins ne fournit qu'un aspect directionnel des transits sédimentaires. Ses principales limites reposent essentiellement sur des problèmes d'ordre techniques. Un des facteurs réducteur de la qualité des enregistrements numériques de la couleur reste le contrôle de la qualité de l'éclairage au cours du temps. Plusieurs solutions simples peuvent être envisagées et combinées pour améliorer les résultats : la mise en place d'un régulateur de tension, le contrôle du vieillissement des lampes par l'analyse régulière d'un spectre étalon.

Avec les progrès rapides dans le domaine des systèmes d'acquisition numérique, l'analyse de la couleur des sédiments grossiers peut encore s'améliorer. Celle-ci ne se limiterait pas à la mesure de la réflectance aux sables mais prendrait en compte l'ensemble du spectre granulométrique des échantillons. Comme pour

Gao et Collins, l'échelle de temps des transports n'est pas abordée, mais tels que nos prélèvements ont été effectués, elle correspond probablement au même ordre de grandeur.

3) La modélisation bidimensionnelle horizontale couplée à l'équation de Bagnold modifiée par Gadd et al. (1978) :

Pour quantifier les transports sédimentaires, la formule de Bagnold modifiée par Gadd et al. (1978) a été couplée à un modèle numérique 2D intégrant les zones découvrantes (Nguyen, 1998 ; Guillou et al., 1997). Cette formule de transport présente l'avantage d'être rapide à calculer et selon Heathershaw (1981) fournit les résultats les plus proches des mesures. Le modèle simule les mouvements horizontaux de la masse d'eau (vitesse, surface libre) engendrés par les marées dans l'ensemble du Golfe normand-breton (maille de 900x600m) ainsi que dans la baie (212x188m). Il reproduit correctement les courants en intensités et en directions. Les flux sédimentaires calculés pour des marées de coefficients 70 et surtout 103 (**fig. C2**) sont conformes au schéma de circulation résiduelle des sédiments défini à partir des sonogrammes. Même en zone littorale entre Granville et Genêts où l'influence des courants de marée est moindre (Levoy, 1994), les déplacements de sédiments parallèles à la côte sont réalistes (**fig. C2**). Cependant, la direction du transport sur le fond n'est pas toujours colinéaire à la direction du courant moyen lorsque le prisme sableux est modelé de bancs et de grandes dunes tidales ou dans le cas d'une colonne d'eau stratifiée comme au droit du delta de marée. Il serait alors nécessaire de disposer d'un modèle tridimensionnel afin d'estimer les répercussions de ces variations sur les champs de flux du prisme sableux prédits par le modèle bidimensionnel. D'autres facteurs introduisent également des approximations dans le calcul des flux charriés :

- La calibration des formules : Malgré la densité des points de prélèvements, il est apparu parfois difficile d'évaluer les paramètres liés aux formules de calculs (b , z_0 et $U_{100(c)}$). De petites erreurs sur ces valeurs engendrent des fluctuations importantes des masses de sédiments charriés. La vitesse extrapolée à 1 m au-dessus du fond à partir de la vitesse moyenne intégrée sur la colonne d'eau est satisfaisante dans la limite d'une bonne connaissance granulométrique et morphologique du fond. Mais l'étalonnage des équations sur les résultats des stations courantologiques montre que la détermination de la rugosité constitue le facteur principal de l'imprécision des calculs, ce paramètre entrant dans la composition de la grande majorité des équations sur le transport solide. Il faut donc renforcer la paramétrisation des formules empiriques de charriage par des mesures rigoureuses en mer.
- La surestimation des débits solides : Pour distinguer les directions résiduelles de transport sédimentaire sur les fonds hétérogènes de la passe ouest, nous avons contraint le code de calcul à estimer la charge solide en ne considérant que le mode sur la fraction sableuse des sédiments prélevés. L'intensité des flux simulés n'est alors pas représentative de la faible disponibilité en matériel sableux qui transite sur les fonds grossiers à pavage de cailloutis et de graviers au Sud des Écréhous. D'une manière plus générale, la formule de transport utilisée suppose que les débits solides ne dépendent que de l'écoulement local et ne prennent pas en compte les flux en amont ou en aval. Il s'agit en fait de la capacité du fluide à transporter par charriage ou en suspension un matériau donné et non nécessairement un transport observé.
- Les sondes bathymétriques anciennes : Elles datent des levés de 1959. Si en domaine subtidal, elles semblent montrer une grande stabilité, le domaine intertidal et surtout le delta de marée sont en perpétuelle évolution. Le départ des sédiments dans l'axe du delta suggéré par le code numérique est probablement amplifié par l'extrapolation des sondes anciennes numérisées qui exagèrent la surface des

chenaux de marée divaguant sur l'estran.

- Les conditions aux limites : Une mauvaise interprétation de ces conditions est à l'origine de l'expulsion des flux vers l'Ouest, au Sud de Chausey.

Le passage à un modèle tridimensionnel permettrait d'affiner les champs de courants sur les dunes tidales et les bancs sableux littoraux, d'étudier les courants tourbillonnaires à l'origine de la formation des rubans sableux. L'implantation d'un module de houles et d'évolution morphodynamique doit également permettre de mieux comprendre les relations entre les différents facteurs hydrodynamiques dans la construction et l'évolution du prisme sableux.

C – Prospectives :

Les résultats des travaux menés en baie du Mont-Saint-Michel montrent le rôle fondamental des courants de marée dans la construction du prisme sédimentaire et celui de la côte et des hauts-fonds dans le modelé de ce prisme. Ces résultats conduisent à une bonne connaissance de la dynamique sédimentaire superficielle. Le régime des courants de marée dans la baie est à l'origine d'une grande diversité de structures sédimentaires sableuses, souvent de haute énergie, rencontrées généralement plus au large sur la plateforme continentale. Cependant, il subsiste de nombreuses interrogations sur le rôle des vents locaux et de la houle sur la stabilité des fonds côtiers. En effet, de nombreuses observations morphologiques et granulométriques mettent l'accent sur l'interférence de la dynamique tidale par le jeu combiné des fortes houles. Il apparaît essentiel de mieux comprendre les conséquences de cette interaction dans l'étude des phénomènes de comblement des baies de la façade Manche-Atlantique.

L'érosion du littoral entre Granville et Genêts est spectaculaire (Larsonneur, 1989), mais les conséquences dans le domaine subtidal proche ne sont pas connues. Il semble que les limites du prisme sableux reconnues sur les sonogrammes sous la forme de doigts de gant soient modelées par la combinaison des courants de marée et de houle. L'absence de relevés bathymétriques récents ne permet pas de constater sur ce rivage une érosion ponctuelle ou linéaire des isobathes parallèles à la côte, comme ceci a été montré dans l'étude du comblement de la baie des Veys (Ehrhold, 1993). Une bathymétrie fine permettrait également de préciser la cinétique d'accrétion des zones de convergence des apports sédimentaires tels que le champ de dunes tidales de Granville et le delta de marée en aval.

Nos bilans de flux en suspension ont été calculés dans des conditions de vent nul. Des mesures de turbidité de la colonne d'eau effectuées postérieurement aux situations de paroxysme générées lors des tempêtes, comme cela avait été réalisé par Nikodic (1981) en baie de Cancale, seraient davantage représentatives du déséquilibre hydrodynamique à l'origine du comblement de la partie orientale de la baie. La prise en compte de l'impact des courants de houle sur l'hydrodynamique tidale peut être intégrée au modèle 2D par l'ajout d'un module spécifique. Mais notre approche de modélisation des flux charriés doit également évoluer vers la possibilité de simuler, un, puis plusieurs cycles de marée morte-eau/vive-eau successifs, donnant une vision à moyen terme des transports résiduels. Cette étude est en cours ainsi que l'amélioration de la maille de calcul dans les zones de convergence sédimentaire.

Les profils sonar réalisés sur le champ de dunes hydrauliques de Granville, complétés par trois levés au sondeur vertical répartis sur une année, fournissent une bonne image de la circulation des sédiments aux abords de la passe Granville-Chausey. Mais les déplacements en sens inverse des crêtes avec une

oscillation annuelle de 10 à 40 m demandent à être confirmés, non seulement en rapprochant les levés d'acquisition bathymétrique des périodes d'agitation mais aussi par l'utilisation de la sismique très haute résolution afin d'enregistrer les marqueurs internes de la remobilisation du sommet des dunes par les houles et leur reconstruction par les courants de marée.

Cette approche verticale des phénomènes est applicable aux deux très grandes dunes de maërl au Sud-Est de Chausey, pour lesquelles l'orientation des crêtes est en quadrature avec celle des rubans sableux qui transitent sur leur flanc long et au pied de leur flanc court. Cette approche complétée par des vibrocarottages donne des indications précieuses sur les discontinuités et l'architecture des corps sableux. Ce type de carottage permet de caractériser les successions lithologiques sur 3 à 6 m en fonction de la rugosité des sédiments. Ce dispositif serait particulièrement adapté pour traverser les gisements de crépidules et vérifier la cohérence du modèle type de sédimentation présenté en chapitre 2, qui montre l'interruption de l'exhaussement progressif des vasières biogènes par des dépôts sableux de tempêtes.

BIBLIOGRAPHIE

- Alison P.A. et Briggs D.E.G. (1991).** Taphonomy : Releasing the data locked in the Fossil Record. in *Stehli F.G. and Jones D.S (Ed.). Topics in geobiology, series 9, Plenum press.*
- Allen J.R.L. (1970).** Physical Processes of sedimentation. Allen & Unwin, London, 248 p.
- Allen J.R.L. (1980).** Large transverse bedforms and the character of boundary-layers in shallow-water environments. *Sedimentology*, 27, p. 317-323.
- Allen J.R.L. (1982).** Sedimentary structures. Their character and physical basis. Develop. Sedimentology, Elsevier, Amsterdam, 663 p.
- Allen J.R.L. (1984).** Principles of physical sedimentology. *George Allen & Unwin.*, 272 p.
- Allenbach M. (1989).** Les méthodes de l'océanographie géologique littorale. Applications au domaine méditerranéen : la zone littorale Est-Algéroise en baie de Zemmouri-el-Bahri (Algérie). *Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Nice*, 125 p.
- Aloisi J.C, Auffret G.A., Auffret J.P., Barousseau J.P., Hommeril P., Larsonneur C. et Monaco A. (1977).** Essai de modélisation de la sédimentation actuelle sur les plateaux continentaux français. *Bull. Soc. géol. France*, (7), T. XIX, n°2, p. 183-195.
- Ashley G.M. (1990).** Classification of large-scale subaqueous bedforms : a new look at an old problem. SEPM Bedforms and Bedding Structures Research Symposium. *J. Sediment. Petrol.*, 60, p. 160-172.
- Aubin D. (1981).** Influence de l'envasement sur les activités conchylicoles de la baie de Cancale. *Rapport inédit du Museum National d'Histoire Naturelle (Dinard)*, 76 p.
- Auffret G.A., Berthois L., Cabioch L., Douvillé J.L. et Kenyon N.H. (1972).** Aperçu sur les structures sédimentologiques à grande et petite échelle et les processus sédimentaires actuels au Sud de la Manche occidentale. *Ann. Inst. Océanogr. Fr.*, XLVIII, 2, p. 157-172.
- Auffret J.P. et Legall J. (1972).** Etude sédimentologique de la baie d'Ecalgrain (NW Cotentin). *Bull. Soc. Linn. Norm.*, 103, p. 9-25.
- Auffret J.P. et Larsonneur C (1975).** Le modèle sédimentaire de la Manche orientale. *IXe Congrès Intern. Sédim. Nice*, Thème 5, p. 33-39.
- Auffret J.P., Larsonneur C. et Hommeril P (1975).** La mer de la Manche, modèle de bassin sédimentaire épicontinental sous climat tempéré. *IX Congrès Intern. Sédim. Nice*, Thème 5, p. 25-32.
- Auffret J.P., Alduc D., Larsonneur C. et Smith A.J. (1980).** Cartographie du réseau des paléovallées et de l'épaisseur des formations superficielles meubles de la Manche orientale. *An. Inst. Océanogr.*, 56, (S), p. 21-35.
- Auffret J. P., Larsonneur C. et l'Homer A. (1982).** Géométrie de la couche sédimentaire meuble dans le domaine intertidal et sous-marin. *A.S.F., voyage d'étude. In : la baie du Mont-Saint Michel*, p. 22-24.
- Auffret J.P., Walker P. et D'Ozouville L. (1984).** Le sonar à balayage latéral et ses applications à l'étude des transports sédimentaires en Manche. *18^{ème} journée de l'hydraulique*, Marseille, 1, 14, p. 1-7.
- Auffret J. P., Berné S., Gresselin F., d'Ozouville L. et Walker P. (1985).** Géologie et dynamique sédimentaire de l'Anse de Vauville. *Notice explicative de la carte au 1/5000*, 16 p.
- Auffret J. P. et d'Ozouville L.D. (1985).** Apports de l'imagerie fournie par le sonar à balayage latéral à la connaissance de la dynamique sédimentaire en baie de Seine. *Actes du 4^{ème} colloque baie de Seine*

(GRECO-MANCHE), Caen, p. 201-210.

- Auffret J.P., Berné S. et Walker P. (1989).** Hydrodynamique et mobilité des vagues de sable sous-marine en baie de Surtainville (Manche). *2^{ème} congré français de sédimentologie (ASF)*, 20 au 22 Novembre 1989, Paris, p. 13.
- Auffret J.P. et Ehrhold A. (1994).** Carte sédimentologique des approches Nord-Est de la pointe de Barfleur, 6864G, éch. 1/44 400, *éd. n°2 E.P.S.H.O.M.*
- Augris C., Clabaut P., Bourillet J.F., Dewez L. (1993).** Notice explicative de la carte morpho-sédimentaire du domaine marin côtier entre Dieppe et le Tréport (seine Maritime). *Rapport éd. Ifremer*, 48 p.
- Augustin J.M. et Voisset M. (1989).** Image sonar et cartographie en Géologie. *L'onde électrique*, vol. 69, n°3.
- Bagnold R.A (1963).** Mechanics of marine sedimentation. *In M.N. Hill (editor)*, The sea 3, Wiley Interscience, New york, p. 507-528.
- Barneville L. (1996).** Réalisation d'un système d'acquisition et de traitement d'images pour l'étude des carottes sédimentaires. *Mémoire de stage Télécom/Shom*, 68 p.
- Barth P. (1988).** Evolution des caractères morphologiques et sédimentaires dans la baie du Mont-Saint-Michel. *Mém. de Maîtrise.*, Univ. de Caen, 66 p.
- Belderson R.H. et Stride A.H. (1966).** Tidal current fashioning of a basal bed. *Marine Geology*, 4, p. 237-257.
- Belderson R.H., Kenyon N.H., Stride A.H. et Stubbs A.R. (1972).** Sonographs of the Sea floor. *Elsevier*, Amsterdam, 185 p.
- Belderson R.H., Johnson M.A. et Kenyon N.H. (1982).** Bedforms. *In A.H. Stride (editor)*, Offshore tidal sands. Processes and deposits. *Chapman and Hall, London*, p. 27-57.
- Belderson R.H., Kenyon N.H. et Wilson J.B. (1985).** The exploration of the British Continental Shelf with sidescan sonar, television and photography. *Institute of Oceanographic Sciences Annual Report*, p. 70-75.
- Belderson R.H., Pingree R.D. et Griffiths D.K. (1986).** Low sea level tidal origin of celtic sea and banks - evidence from numerical modelling of M2 tidal streams. *Marine Geology*, 73, p. 99-108.
- Belderson R.H., Wilson J.B. et Holme N.A (1988).** Direct observation of longitudinal furrows in gravel and their transition with sand ribbons of strongly tidal seas. *in P.L. de Boer et al. (Ed)*, *Tide-influenced Sedimentary Environments and facies*, p. 79-90.
- Belsher (1980).** Etude écologique d'avant-projet du site Marémoteur du golfe normano-breton. *Rapport final CNEXO-CUB*, Chapitre V, 170 p.
- Berné S., Augustin J.M., Braud F., Chene G. et Walker P. (1986).** Cartographie et interprétation de la dynamique sédimentaire des plate-formes continentales : amélioration de la technique d'observation par sonar latéral. *Bull. Soc. Géol. de France*, (8), t. II, n°3, p. 437-446.
- Berné S., Allen G., Auffret J.P., Chamley H., Durand J., et Weber O. (1989).** Essai de synthèse sur les dunes hydrauliques géantes tidales actuelles. *Bull. soc. Géol. de France*, (8), t. V, 6, p. 1145-1160.
- Berné S. (1991).** Architecture et dynamique des dunes tidales : exemples de la marge atlantique française. *Thèse de doctorat*, Univ. Lille I, 296 p.
- Berger W. et Caline B. (1991).** Estimation of sedimentation rates in the Bay of Mont-Saint-Michel (France) by ²¹⁰Pb dating technique. A pilot study. *Oceanologica Acta*, vol. sp. n°11, p. 137-142.
- Berner R.A. (1971).** Principles of chemical sedimentology, *Mac Graw Hill ed.*, New York, 240 p.
- Blanchard M., Rivain V. et C. Retière (1981).** Le Benthos subtidal. in Etude écologique d'avant-projet du site marémoteur du golfe normano-breton. *Rapport Ifremer-Brest-dero.el*, M.N.H.N.-Dinard, 75 p.
- Blanchard M. (1995).** Origine et état de la population de *Crepidula fornicata* (Gastropoda prosobranchia)

sur le littoral français. *Haliotis*, 24, p. 75-86.

- Blanchard M. et Houlgate T. (1997)**. Répartition et évaluation quantitative de la crépidule (*Crepidula fornicata*) entre le cap Fréhel et le Mont-Saint Michel. *Rapport de contrat Région Bretagne / Ifremer-del 97.03*, 39 p. + annexes + 2 cartes hors texte.
- Blanchard M. et Ehrhold A. (1999)**. Cartographie et évaluation du stock de crépidules (*Crepidula fornicata* L.) en baie du Mont-Saint-Michel. *Haliotis*, 28, p. 11-20.
- Boillot G. (1961)**. La répartition des sédiments en baie de Morlaix en en baie de Siec. *Cahiers de Biologie Marine*, Tome 2, p. 53-66.
- Boillot G., Lefort J.P., Cressard A. et Musselec P. (1974)**. Carte Géologique de la Manche à l'échelle du 1/1 000 000. Ed. BRGM.
- Bokuniewicz H.J., Gordon R.B. et Kastens K.A. (1977)**. Form and migration of sand waves in a large estuary, Long Island Sound. *Marine geology*, 24, p.185-199.
- Bonnot-Courtois C. (1994)**. Les bancs coquilliers du haut estran de la baie du Mont-Saint-Michel entre Saint-Benoit des Ondes et la Chapelle Sainte-Anne. *Rapport EPHE/DREB*, 73 p.
- Bourcart J. (1950)**. Le littoral breton, du Mont-Saint-Michel au Finistère. *Bull. Inf. C.O.E.C.*, (2), 1-3, p. 21-39, 55-72, 97-115.
- Bourcart J. et Boillot G. (1960)**. La répartition des sédiments dans la baie du Mont-Saint-Michel. *Rev. de Géo. Phys. et de Géol. Dynam.*, 3, fasc. 4, p. 189-199.
- Bouysse P., Horn R., Lapierre F. et Lelann F. (1976)**. Étude des grands bancs de sable du Sud-Est de la mer celtique. *Marine Geology*, 20, p. 251-275.
- Braud F. (1986)**. La dynamique sédimentaire à l'embouchure d'un estuaire (intérêt du sonar latéral à l'étude de la passe Sud de la Gironde). *Thèse 3^{ème} cycle Univ. Bordeaux*, 278 p.
- Brun J.P. (1975)**. Contribution à l'étude d'un dôme gneissique : Le massif de St-Malo (massif armoricain), analyse de la déformation. *Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Rennes*, 97 p.
- Brunel M. (1936)**. Manuel du breveté hydrographe. Hydrographie, *Service Central Hydrographique*, Tome 1, Paris, p. 43-82.
- Cabioch (1971)**. Etude sur les corallinacées. I - Caractères généraux de cytologie. II - La morphogénèse : conséquences systématiques et phylogénétiques. *Cah. Biol. Mar.*, 12, p. 121-186. *Cah. Biol. Mar.*, 13, p. 137-287.
- Caline B. (1982)**. Le secteur occidental de la baie du Mont-Saint-Michel. *Doc. du B.R.G.M.*, n° 42, 250 p. et *Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Orsay*, 308 p.
- Caline B., Larsonneur C. et l'Homer A. (1982)**. La baie du Mont-Saint-Michel : Principaux environnements sédimentaires. *Livre jubilaire Gabriel Lucas*, Mémoires géologiques de l'Université de Dijon, p. 37-51.
- Caston V.N.D. (1972)**. Linear sand banks in the southern North Sea. *Sedimentology*, 18, p. 63-78.
- Caston G.F. (1979)**. Wreck marks : indicators of net sand transport. *Marine Geology*, 33, p. 193-204.
- Caston J. F. (1981)**. Potentiel gain and loss of sand by some banks in the southern bight of the north sea. *Marine Geology*, 41, p. 239-250.
- Cayocca F (1996)**. Modélisation morphodynamique d'une embouchure tidale : application aux passes d'entrée du bassin d'Arcachon. *Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Bordeaux 1*, 413 p.
- Chimot J.M. et Dupuy P.Y. (1990)**. Évaluation du sondeur latéral numérique EDGERTON 260. *Rapport EPSHOM*, 42 p.
- Clabaut P. (1988)**. Dynamique sédimentaire dans le détroit du Pas-de-Calais (large des côtes françaises). *Thèse 3^{ème} cycle, Univ. Lille I*, 251 p.
- Clef-Pellerin M., Lautridou J.P. et Delibrias G. (1981)**. Les formations holocènes et pléistocènes de la

- partie orientale de la baie du Mont-Saint-Michel. *Bull. Soc. Linn. Normandie*, vol. 109, p. 3-20.
- Compain P., Larsonneur. C. et Walker P. (1988)**. Les sédiments et leur dynamique dans la partie Nord-Est de la baie du Mont-Saint-Michel. *Bull. Soc. Linn. de Normandie*, vol. 112-113, p. 109-114.
- Cortijo E., Reynaud J.Y., Labeyrie L., Paillard D., Lehman B., Cremer M. et Grousset F. (1995)**. Étude de la variabilité climatique à haute résolution dans des sédiments de l'Atlantique Nord. *C. R. Acad. Sci.*, t. 321, série II a, p. 231-238.
- Couwenbergh J.P. (1992)**. L'indispensable pour maîtriser la couleur. *édition Marabout*, 463 p.
- Crevel L. (1983)**. Contribution à l'étude de la dynamique sédimentaire dans la partie Nord-orientale de la baie de Seine. *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Orsay, 164 p.
- Cuq V. (1987)**. Méthodes de constitution et d'exploitation d'une base de données-images sur la baie du Mont-Saint-Michel. *Thèse 3^{ème} cycle*, UBO, 165 p.
- Dalrymple R. W., Knight R.J. et Lambiase J.J. (1978)**. Bedforms and their hydraulic stability relationships in a tidal environment, Bay of Fundy, Canada. *Nature*, 275, p. 100-103.
- Dangeard L. (1928)**. Observations de géologie sous-marine et d'océanographie relatives à la Manche. *Annales de l'Institut Océanographique*, Tome VI - Fasc. I.
- Dame R.F. et Dankers N. (1988)**. Uptake and release of materials by a Wadden Sea mussel bed. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.*, 83, p. 239-247.
- Davis R., Klay J. et Jewell P. (1993)**. Sedimentology and stratigraphy of tidal sand ridges southwest Florida inner shelf. *J. Sed. Petrology*, vol. 63, n°1, p. 91-104.
- Debyser J. et Fondeur C. (1956)**. Application des méthodes granulométriques à l'interprétation d'une série détritique actuelle : Etude de la sédimentation entre Granville et Chausey. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, n°5, Tome XI, p. 551-572.
- De Resseguier A. (1989)**. Un nouveau carottier léger de l'interface eau/sédiment. *Actes 2e congrès Fr. de Sédimentologie*, Paris, 20-22/11, p. 101-102.
- Desgué P. (1996)**. La crépidule à la conquête de l'Europe. *Extrait du Bulletin Le Mascaret*, n°28, p. 2-4.
- Dewez S. (1988)**. Sédimentation et dynamique en Manche Orientale (de la baie d'Authie au Cap d'Aprèch). *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Lille I, 275 p.
- Dissler E. (1987)**. Evolution géodynamique cadomienne du Nord-Cotentin (Massif Armoricaïn). *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Caen, 255 p.
- Dissler E., Doré F., Dupret L., Gresselin F. et Legall J. (1988)**. L'évolution géodynamique cadomienne du Nord-Est du Massif armoricaïn. *Bull. Soc. Géol. France*, 8, IV, 5, p. 801-814.
- Dolet M. (1966)**. Sédiment et sédimentation dans la baie du Mont-Saint-Michel. *Dipl. Et. Sup. Géol., Univ. Caen*, 68 p.
- Dolet M., Giresse P. et Larsonneur C. (1965)**. Sédiments et sédimentation dans la baie du Mont-Saint-Michel. *C. R. Acad. Sci.*, t. 264, série D, n°12, p. 51-65.
- Donard O. et Bourg A. (1984)**. Le rôle du cycle sédimentaire dans les flux des métaux traces en milieu estuarien macrotidal. *Actes du Colloque des Dix Huitièmes Journées de l'Hydraulique*, 11 au 13 septembre 1984, Marseille, Question IV, p. 3-1 à 3-7.
- Doré F., Dupret L. et Legall J. (1985)**. Tillites et tilloïdes du Massif armoricaïn (France). *Palaeocl. Palaeogeog. Palaeoec.*, 51, p. 85-96.
- Doré F., Dupret L., Lautridou J.P. et Hommeril P. (1988)**. Notice explicative de la feuille de Granville au 1/50 000. *Édts B.R.G.M.*
- Doulier P. (1977)**. Le Mont-Saint-Michel. Le problème du caractère maritime du site. *Thèse Docteur-Ingénieur*, Univ. Paris XI, Orsay, 218 p.
- Dupret L. (1974)**. Relations structurales entre les formations briovériennes de la région de Granville-Saint-Pair, *Thèse Univ. Caen*,

- Dupret L., Dissler E., Doré F., Gresselin F. et Legall J. (1990).** Cadomian geodynamic evolution of the Northeastern Armorican Massif (Normandy and Maine). *Geological Society, Special publications*, 51, p. 115-131.
- Dyer K.R. (1970).** Linear erosional furrows in Southampton Water. *Nature*, 255, p. 56-58.
- Dyer K.R. (1986).** Coastal and estuarine sediment dynamics. *John Wiley & sons (editor)*, a Wiley-interscience publication, 342 p.
- Ehrhold A. (1993).** Cartographie et dynamique des sédiments meubles de la baie de Seine occidentale. *Mém. DEA, Univ. Lille 1*, 95 p.
- Ehrhold A., Lejeune P.H. et Mallet C. (1994).** Protocole des analyses granulométriques et calcimétriques à l'EPSHOM. *Rapport EPSHOM*, 291, 18 p.
- Ehrhold A. et Auffret J.P. (1996).** Approche bi-dimensionnelle des transports sédimentaires à partir des variations granulométriques des sédiments superficiels : exemple de la partie occidentale de la baie du Mont-Saint-Michel. Livre des résumés du colloque Génie civil-Génie côtier, Iv^{ème} journées nationales, Dinard, p. 277-284.
- Ehrhold A., Guillou S., Auffret J.P., Nguyen. K.D (1997).** Modélisation des flux sédimentaires potentiels charriés en baie du Mont-Saint-Michel, *Livre des résumés du 6^{ème} congrès français de sédimentologie*, Publ. ASF, Paris, 27, p. 103-104.
- Ehrhold A., Blanchard M., Auffret J.P. et Garlan T. (1998).** Conséquence de la prolifération de la crépidule (*Crepidula fornicata*) sur l'évolution sédimentaire de la baie du Mont-Saint-Michel (Manche, France). *C. R. Acad. Sci. Paris, série IIa*, 327, n°9, p. 583-588.
- Elhäi H. (1960).** A propos des niveaux marins quaternaires en Normandie. *Bull. Soc. Linn. Norm.*, (10), 1, p. 137-145.
- Elhäi H. (1963).** La Normandie occidentale entre la Seine et le Golfe normand-breton. Etude morphologique. *Thèse*, Paris, Bière imp. Bordeaux, 624 p.
- Farnole P. (1986).** Morphogénèse et dynamique sédimentaire sur le littoral de la côte Ouest du Cotentin. *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Paris Sud Orsay, 130 p.
- Fetter-Turtaud N. (1981).** Litage et rythmes de la sédimentation en domaine estuarien sur les côtes de la Manch. *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Paris Sud, 183 p.
- Flemming N.C. et Stride A.H. (1967).** Basal sand and gravel patches with separate indications of tidal current and storm-wave paths, near plymouth. *J. Mar. Bio. Assoc. U. K.*, 47, p. 433-44.
- Flemming B.W. (1976).** Guide pratique du sonar latéral. *Revue hydrographique internationale*, janvier, LIII(1), p. 73 à 89.
- Flemming B.W. (1980).** Sand transport and bedform patterns on the continental shelf between Durban and Port Elisabeth (Southeast African Continental Margin). *Sedimentary Geology*, 26, p. 179-205.
- Flemming B.W. (1988).** Zur klassifikation subaquatischer, strömungstransversaler transportkörper. *Bochum Geol. U. Geotechn. Arb.*, 29, p. 44-47.
- Fichou (1994).** Caractéristiques de la dynamique sédimentaire à partir d'analyses granulométriques. *Rapport interne EPSHOM*, 11 p.
- Field M.E., Nelson C.H., Cacchione D.A. et Drake D.E. (1981).** Sand waves on an epicontinental shelf : northern Bering sea. *Marine Geology*, 26, p. 177-198.
- Fish et Carr (1990).** Sound Underwater Images. A guide to the generation and interpretation of sidescan sonar data.
- Flood R.D. (1981).** Distribution, morphology and origin of sedimentary furrows in cohesive sediments, Southampton water. *Sedimentology*, 28, p. 511-529.
- Flood R.D. (1983).** Classification of sedimentary furrows and a model for furrow initiation and evolution. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 94, p. 630-639.

- Folk R.L. et Ward W.C (1957).** Brazos river bar : a study in the significance of grain size parameters. *J. sedim. Petro.*, 27, p. 3-26.
- Fornerino (1982).** Modélisation des courants de marée dans la Manche. *Thèse Docteur-Ingénieur*, Univ. Scientifique et Médicale de Grenoble, 267 p.
- Fortin J. (1972).** Les sédiments et la dynamique sédimentaire dans l'archipel des îles Chausey (Manche). *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Caen, 65 p.
- FRALIT équipe (1977).** Télédétection du littoral océanique de la France. *Collection école Normale Sup. Jeunes Filles*, Montrouge, 11, 312 p.
- Gabelotaud I. (1994).** Validité et utilisation des données sédimentologiques anciennes obtenues à l'aide du plomb suiffé. *Rapport Stage INTECHMER/ EPSHOM*, 68 p.
- Gadd P.E., Lavelle J.W. et Swift D.J.P. (1978).** Estimates of sand transport on the New-york shelf using near-bottom current meter observations. *J. Sed. Petr.*, 48, 1, p. 239-252.
- Galichon P. (1984).** Hydrodynamique des flèches littorales sableuses : cas de la pointe D'Arcay (Vendée). *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Paris-Sud, 223 p.
- Gallisaires J.M. (1992).** Etude des transits sableux sur la zone côtière : application aux littoraux Aquitain (France) et Fluminense (brésil). *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. bordeaux I, 284 p.
- Gao S. and Collins M. (1991).** A critique of the "Mc laren method" for defining sediment transport paths-discussion. *Journal of Sedimentary Petrology*, 61(1), p. 143-146.
- Gao S. and Collins. M. (1992).** Net sediments transport patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of "transport vectors". *Sedimentary Geology*, 80, p. 47-60.
- Gao S. and Collins M. (1994).** Net sediment transport patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of "transport vectors"-reply. *Sedimentary Geology*, 90, p. 157-159.
- Gao S. and Collins M. (1994).** Analysis of grain size trends, for defining sediment transport pathways in marine environments. *Journal of coastal research*, 10, (1), p. 70-78.
- Gao S., Collins M.B., Lancneus J., De Moor G. et Van Lancker V. (1994).** Grain size trends associated with net sediment transport patterns : An example from the Belgian continental shelf. *Marine Geology*, 121, p. 171-185.
- Garlan T. (1985).** Sédimentologie du Briovérien supérieur de Normandie et du Maine. *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Caen, 166 p.
- Garlan T. (1987).** Le traitement informatique de la couleur. *Mém. stage IFREMER*, 26 p.
- Gautier M. (1971).** Le maërl sur le littoral de la Bretagne, *Cahier Océanographique*, n°2, p. 171-191.
- Giresse P. (1967).** Mécanismes de répartition des minéraux argileux des sédiments marins actuels sur le littoral Sud du Cotentin. *Marine geology*, 5, p. 61-69.
- Giresse P. (1968).** Turbidité des eaux de mer et dynamique des particules fines du N Cotentin. *Cahiers Océanographiques*, 7, p. 547-569.
- Giresse P. (1969).** Essai de sédimentologie comparée des milieux fluvio-marins du Gabon, de la Catalogne et du Sud-Cotentin. *Thèse Doctorat*, Univ. Caen, 730 p.
- Giresse P. and Hommeril P. (1969).** Les fonds sous-marins de la carte de Granville au 100 000e. *Rev. de la Soc. Sav. de Haute Normandie*, n°56, p. 23-50.
- Gougenheim A. (1953).** Sur les fréquences des coefficients de marée. *COEC*, 3, p. 119-133.
- Graindor M. J. (1958).** Sur la présence de gros blocs encastrés dans les sables du Golfe normano-breton. *Comptes rendus Acad. Sci.*, t. 247, p. 2402-2404.
- Graindor M. J. (1959).** Le Sénonien inférieur au SSW des Iles Chausey (Manche). *C. R. Soc. Géol. de France*, n°3, p. 56-57.
- Graindor M. J. et Roblot M.M. (1976).** Géologie sous-marine de la baie du Mont-Saint-Michel et de ses

abords. *Rapport EDF*, n°1/2.

- Gresselin F. (1990).** Évolution varisque du Massif armoricain oriental : insertion dans une transversale Ouest-européenne. *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Caen, 311 p.
- Grochowski N.T.L., Collins M.B., Boxall S.R. et Salomon J.C. (1993).** Sediment transport predictions for the English Channel, using numerical models. *Journal of the Geological Society*, London, 150, p. 683-695.
- Gruet Y. (1982).** Recherches sur l'écologie des "récifs" d'Hermelles édifiées par l'annélide polychète *Sabellaria alveolata* (Linné). *Thèse Doctorat d'Etat*, Univ. Nantes, 234 p.
- Gruvel A. et Fisher-Piette E. (1939).** Distribution de quelques espèces animales sessiles sur les fonds dragables de granivilles à Bréhat. *Ann. Inst. Océan Monaco*, t. XIX, fasc. 2, p. 79-102.
- Guéguéniat P. et Auffret J.P. (1981).** Etude des transferts des radionucléides artificiels dans les sédiments de la baie du Mont Saint-Michel. *Oceanio*, vol. 7, Fasc. 3, p. 295-308.
- Guillaumont B., Hamon D. et D'Ozouville L. (1981).** Baie du Mont-Saint-Michel ; étude écologique d'avant projet du site marémoteur du golfe Normand-breton; étude biosédimentaire du secteur oriental de la baie. *Rapport Ifremer*, DERO-EL, 46 p.
- Guillaumont B., Hamon D., Lafond L.R., Le Rhun J. Levasseur J. et Piriou J.Y (1987).** Carte biomorphosédimentaire de la zone intertidale au 1/25000. Coupures de granville (5), d'Avranche (6) et de Cancale (7). *IFREMER éd.*, notice explicative, 50 p.
- Guillaumont B., Auffret J.P., Berné S. et Hamon D. (1990).** Apport du sonar latéral à la cartographie des peuplements benthiques en zone côtière : exemple du site de Flamanville (France). *Congrès Environnement des mers épicontinentales*, Lille, rapport IFREMER.
- Guillou S., Nguyen K.D., Hanich L. et Louaked M. (1997).** Modélisation numérique 2-D de la circulation et de la pollution bactériologique dans la zone littorale de Granville. *Rapport pour l'Agence de l'Eau de Basse Normandie*, Lab. de Mécanique, Univ. Caen, Vol. I et II.
- Guilcher A. (1979).** Précis d'hydrologie marine et continentale. *Masson*, Paris, 344 p.
- Guy H.P., Simons D.B. et Richardson E.V. (1966).** Summary of alluvial channel data from flume experiments 1956-61. *United States Geol. Surv. Prof. Paper*, 462.I, p. 1-96.
- Guyomard P. (1994).** Etudes des carottes sédimentaires KSO1 et KSO2 prélevées au cours de la campagne ESSCAMP 1992. *Rapport IFREMER/EPHOM*, 59 p.
- Guyomard P. (à paraître).** Guide technique du sonar à balayage latéral. *Rapport EPHOM*.
- Guyot C. (1984).** Étude de la côte Ouest du Cotentin, zone de Granville à la pointe de Champeaux. *Rapport DEA*, Université d'Orsay, 46 p.
- Hamon D. et Blanchard M. (1994).** Etat de la prolifération de la crépidule (*Crepidula fornicata*) en baie de St Brieuc. *Rapport Ifremer*, del 94-14, 29 p.
- Harms J.C., Southard J.B. et Walker R.G. (1982).** Structures and sequences in clastic rocks. *SEPM Short Course n°9*, Tulsa, 239 p.
- Harris P.T. et Collins M.B. (1985).** Sand transport in the Bristol Channel : bedload parting zone or mutually evasive transport pathways ?. *Marine Geology*, 101, p. 209-216.
- Harris P.T. (1991).** Reversal of subtidal dune asymmetries caused by seasonally reversing wind-driven currents in Torre Strait, northeastern Australia. *Continental shelf Research*, 11, p. 655-662.
- Haven D.S. et Moralès-Alamo R. (1968).** Occurrence and transport of faecal pellets in suspension in a tidal estuary. *Sedimentary Geology*, 2, p. 141-151.
- Heathershaw A. D. (1981).** Comparisons of measured and predicted sediment transport rates in tidal currents. *Marine Geology*, 42, p. 75-104.
- Herman J.P. (1996).** Caractérisation des phénomènes hydrodynamiques responsables des mouvements des dunes géantes dans le détroit du Pas-de-Calais. *Mémoire de DEA*. Univ. Lille 1, 50 p.

- Hoagland K.E. (1979).** The behaviour of three sympatric species of *Crepidula* (Gastropoda : Prosobranchia) from the Atlantic, with implications for evolutionary ecology. *The Nautilus*, 94, (4), p. 143-149.
- Holtzapffel TH. (1985).** Les minéraux argileux : préparation, analyse diffractométrique et détermination. *Soc Géologique du Nord* (Villeuneuve d'Ascq), 12, 136 p.
- Hommeril P. (1958).** Erosion et sédimentation à Saint Aubin sur Mer (Calvados). *cah. Oceanogr.*, X, n°9, p. 559-611 et n°10, p. 691-741.
- Hommeril P. (1964).** Essai d'harmonisation des données granulométriques relatives aux fractions graveleuses, sableuses et limoneuses. *Comp. R. Séanc. Soc. Géol. Fr.*, p. 389-390.
- Hommeril P. (1967).** Les cartes de répartition des sédiments marins : historique, les cartes du pré-littoral français. *Thèse compl.* Caen, 40 p., Fac. Sc. Rouen imp.
- Hommeril P. (1971).** Dynamique du transport des sédiments calcaires dans la partie Nord du Golfe normand-breton. *Bull. Soc. Géol. de France*, (7), (XII), n°1, p. 31-41.
- Hoskin C.M. et Kourtney D. (1983).** Biodeposition by a fouling communities in the indian river, Florida. *Estuaries*, 6, (3), p. 243-246.
- Houbolt J.J.H.C. (1968).** Recent sediment in the southern bight of the North Sea. *Geol. en Mijnbouw*, 47, 4, p.245-273.
- Houlgatte E. et Augris C. (1996).** Répartition des sédiments marins superficiels et de la crépidule. 1) du cap Fréhel aux abords de St Malo, 2) des abords de St Malo à la baie du Mont-Saint Michel. *Rapport Ifremer*, 95 2 431139, DEL.
- Houthuys R., Trentesaux A. et De Wolf P. (1994).** Storm influences on a tidal sandbank's surface (Middelkerke Bank, southern North Sea). *Marine Geology*, 121, p. 23-41.
- Howarth M.J. (1982).** Tidal currents of the continental shelf. In A.H. Stride (editor), *Offshore tidal sands. Processes and deposits*, Chapman and Hall, London, p. 10-26.
- IFREMER (1986).** Etude intégrée du Golfe Normand-Breton. Vol. 1 : cadre physique, hydrodynamique et sédimentologique et Vol. 6 : étude particulière. *Rapports IFREMER*.
- Inglis C.C. et Allen F.H. (1957).** The regimen of the Thames estuary as affected by currents, salinity and river flow. *Proc. Inst. Civ. Engin.*, 7, p. 827-868.
- Janin J.M., Dumas F., Levallant T. (1995).** Modélisation des dérives lagrangiennes en Manche par un code aux éléments finis. *Actes de Colloque sur la dynamique océanique côtière*, 17 et 18 Mai 1995, Paris, CNFGG, p. 34 à 38.
- Jeannette D. (1971).** Analyse tectonique de formations précambriennes. Étude du Nord-Est de la Bretagne. *Thèse d'état*, Université de Strasbourg, 251 p.
- Jones N.S., Kain J.M. et Stide A.H. (1965).** The movement of sand waves on warts bank, Isle of man. *Marine Geology*, 3, p. 329-336.
- Kenyon N. H. et Stride A.H. (1970).** The tide-swept continental shelf sediments between the Shetland Isles and France. *Sedimentology*, 14, p. 159-173.
- Kenyon N. H. (1970).** Sand ribbons of european tidal seas. *Marine Geology*, 9, p. 25-39.
- Kenyon N.H., Belderson R.H., Stride A.H. et Johnson M. A. (1981).** Offshore tidal sand-banks as indicators of net sand transport and as potential deposits. *Spec. Publs int. Ass. Sediment.*, 5, p. 257-268.
- Klingebliel A. et Lesueur P. (1985).** Carte des sédiments superficiels du plateau continental du Golfe de Gascogne (1/500 000). *BRGM*, Ed. IFREMER.
- Kuzucuoglu C. (1985a).** Les bassins versants de la baie du Mont-Saint-Michel : Aspects géographiques et hydrologiques. Livre I, *Rapport CEE environnement*, 608 F (sd)/ IRIEC, 35 p.
- Kuzucuoglu C. (1985b).** Les bassins versants de la baie du Mont-Saint-Michel : Apports en Matières

- particulaires et dissoutes. Livre II, *Rapport CEE environnement*, 608 F (sd)/ IRIEC, 42 p.
- Laboratoire Central d'Hydraulique de France (1971)**. Baie du Mont-Saint-Michel. Etude des conditions de sédimentation, historique et évolution des fonds, synthèse des phénomènes naturels. *Rapport inédit en 5 fasc.*
- Laboratoire Central d'Hydraulique de France (1977)**. Baie du Mont-Saint-Michel. Etude de la dynamique sédimentaire, mesures en nature, rapport général. *Rapport inédit en 3 fasc.*
- Laboratoire Central d'Hydraulique de France (1984)**. Golfe normano-breton - Étude du régime de l'agitation : Approche des agitations au large. *Rapport CNEXO*.
- Lafond L.R. (1984)**. Etude régionale intégrée du Golfe normand-breton. Etude morphologique de la zone intertidale. Secteur Cotentin centre. *Rapport contrat EPHE-CNEXO*, 29 p.
- Lafond L.R. et Le Rhun (1987)**. Étude de l'impact des rejets de dragage du port de Herel sur le milieu marin, *Rapport EPHE/DDE*, 50/86.1, 214 p.
- Laignel B. (1991)**. Etude des sédiments superficiels aux abords du Havre. *Mém. Maîtrise*, Univ. Caen/EPHOM, 67 p.
- Lambiase J.J. (1980)**. Hydraulic control of grain size distributions in a macrotidal estuary. *Sedimentology*, 27, p. 433-446.
- Lanckneus J., De Moor G., De Schaepmeester G., Meyus I. et Spiers V. (1992)**. Residual sediment transport directions on a tidal sand bank. *Bulletin de la Société belge de Géologie*, 2, p. 425-445.
- Lanckneus J., De Moor G., Van Lancker V. et De Schaepmeester G. (1993)**. The use of the McLaren Model for the determination of residual transport directions on the Gootebank, southern North Sea. *Progress in Belgian Oceanographic Research*, (Brussels, January 21-22), p. 75-94.
- Lang J., Lucas G. et Mathieu R. (1973)**. Le domaine benthique littoral de la baie du Mont-Saint-Michel (Manche) : exemple d'environnement sédimentaire détritique marin actuel. *Rev. Sc. de la Terre*, Nancy, T. 18, (1), p. 19-78.
- Langhorne D.N. (1981)**. An evaluation of Bagnold's dimensionless coefficient of proportionality using measurements of sand wave movement. *Marine Geology*, 43, p. 49-64.
- Langhorne D.N. (1982)**. A study of the dynamics of a marine sandwave. *Sedimentology*, 29, p. 571-594.
- Larsonneur C. (1969)**. Etude de la partie occidentale de la baie de Seine. *Cah. Océanogr.*, XXI, 5, p. 439-467.
- Larsonneur C. (1971)**. Manche Centrale et baie de Seine : géologie du substratum et des dépôts meubles. *Thèse doctorat*, Univ. Caen, 394 p.
- Larsonneur C. et Doré F. (1975)**. Normandie, baie du Mont-Saint-Michel et massif -armoricain. *IX congrès international de sédimentologie*, Nice, pp. 6-57.
- 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, n°2, p. 33-39.
- Larsonneur C. et Walker P. (1986)**. La dynamique sédimentaire dans le Golfe normand-breton à l'aide des radionucléides artificiels et d'enregistrements au sonar latéral. *Rapport CNEXO/Univ. Caen.*, 147 p.
- Larsonneur C. (1989a)**. La baie du Mont-Saint-Michel, un modèle de sédimentation en zone tempérée. *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine*, n°46, p. 5-74.
- Larsonneur C. (1989b)**. Bancs coquilliers et bancs sableux en baie du Mont-Saint-Michel : dynamique et évolution. *2^{ème} congrès Français de sédimentologie*, Paris, 20 au 22 novembre 1989, p. 165.
- Lees B.J. (1983)**. The relationship of sediment transport rates and paths to sandbanks in a tidally dominated area off the coast of east Anglia, U. K. *Sedimentology*, 30, p. 461-483.
- Leenhardt O. (1974)**. Side scan sonar : a theoretical study. *Int. Hydrograph. Rev.*, 51, p. 61-80.
- Lefort J.P. (1978)**. Les prolongements submergés du Massif armoricain : Étude de géologie et de

géophysique marine. *Soc. Géol. de France*, Mém. n°130, Tome LVI.

- Lefort J.P. et Aïfa T. (1996).** Origine et structuration de l'essaim filonien Nord-armoricain. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 323, série IIa, p. 981-986.
- Le Gall J. (1993).** Reconstitution des dynamismes éruptifs d'une province paléovolcanique : Exemple du grabben cambrien du Maine (Est du massif armoricain). *Thèse d'état*, Univ. Caen, 361 p.
- Le Gall P. (1980).** Etude expérimentale d'association en chaîne et de son influence sur la croissance et la sexualité chez la crépidule (*Crepidula fornicata* L.1758). *Thèse doctorat*, Univ. Caen, 251 p.
- Le Rhun J. (1982).** Etude physique de la baie du Mont-Saint-Michel. Thèse 3^{ème} cycle, Paris I, 241 p.
- Le Roux J.P. (1994a).** Net sediments transport patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of "transport vectors" - comment. *Sedimentary Geology*, 90, p. 153-156.
- Le Roux J.P. (1994b).** An alternative approach to the identification of net sediment transport paths based on grain-size trends. *Sedimentary geology*, 94, p. 97-107.
- Lesueur P. et Klingébiel A. (1986).** Carte et notice de répartition des sédiments superficiels du plateau continental du Golfe de Gascogne, partie septentrionale (éch. : 1/500 000). *Coédition BRGM/IFREMER Carte géologique de la marge continentale française*, 1 carte, 1 notice, 23 p.
- Levoy F. (1994).** Evolution et fonctionnement hydrosédimentaire des plages macrotidales : l'exemple de la côte Ouest du Cotentin. *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Caen, 413 p.
- Levoy F., Monfort O., Rousset H. et Larsonneur C. (1994).** Transports sédimentaires sous l'interaction houle-courant : Validation des formules de transport pour les estrans macrotidaux en mer ouverte. *Extraits de la Houille Blanche*, n°4, p. 29-34.
- L'Homer A. (1974).** Liaison morphologique-sédimentation dans la zone intertidale de la baie du Mont-Saint-Michel. Interprétation de la configuration actuelle et comparaison avec celle de la fin du 18^e siècle. *Actes du 2^{ème} R.A.S.T.*, Pont à Mousson., 22-26/1974, p. 262
- L'Homer A. (1981).** Bilan de sédimentation - Erosion en baie du Mont-Saint-Michel depuis 1857. *Actes séminaire sur la gestion régionale des sédiments*, Propriano (Corse), 27-29/05, document BRGM, n°30, p. 245-252.
- L'Homer A. (1988).** Les récifs à annélides (Hermelles) en baie du Mont-Saint-Michel - Ecologie, géomorphologie, sédimentation et implications géologiques. Document BRGM, n°156, 180 p.
- Loomis S.H et Van Nieuwenhuysze W. (1985).** Sediment Correlates to Density of *Crepidula fornicata* Linnaeus in the Pataguanset River, Connecticut. *The Veliger*, 27, (3), p. 266-272.
- Lucas G. et Lefèvre P. (1956).** Contribution à l'étude de quelques sédiments marins et de récifs d'Hermelles du Mont-Saint-Michel. *Rev. Travaux Inst. pêches Maritimes*, t. XX, fasc. 1, p. 85-112.
- Lund E. (1957).** A quantitative study of clearance of a turbid medium and feeding by the oyster. *Int. Mar. Sci.*, 4, p. 296-312.
- Mallet C. (1995).** Etude morphodynamique d'un banc de sable tidal (banc St-Georges/Estuaire de la Gironde). *Mém. DEA*, Université de Bordeaux 1, 45 p.
- Manac'h N. (1995).** La biodéposition de la crépidule (*Crepidula Fornicata*), impact sur l'écosystème de la rade de Brest, *Rapport Ifremer-DEL*, n°95-15, 38 p.
- Marchand Y. (1996).** Cartographies sédimentologiques et morphologiques par télédétection de la baie du Mont-Saint-Michel (Ouest de la France) - Comparaison de capteurs et de méthodes de segmentation d'images. *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Caen, 196 p.
- Masselink G. (1992).** Longshore variation of grain-size distribution along the coast of the Rhône Delta, Southern France : A test of the "MacLaren Model". *Journal of coastal research*, 8, (2), p. 286-291.
- Mathieu R. (1966).** Contribution à l'étude du domaine benthique de la baie du Mont-Saint-Michel ; sédiments actuels, microfaune, écologie. *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Paris Sud, 287 p.

- Mathieu R. (1967).** Le banc des Hermelles de la baie du Mont-saint-Michel, biohermes à annélides, sédimentologie, structure et génèse. *Bull. Soc. Géol. de France*, (7), IX, p. 68-78.
- McCave I.N. et Langhorne D.N (1982).** Sand waves and sediment transport around the end of a tidal sand bank. *Sedimentology*, 29, p. 95-110.
- McLean S. R. (1981).** The role of non-uniform roughness in the formation of sand ribbons. *Marine Geology*, 42, p. 49-74.
- McLaren P. (1981).** An interpretation of trends in grain size measures. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51, (2), p. 611-624.
- McLaren P. and Bowles D. (1985).** The effects of sediment transport on grain-size distributions. *Journal of Sedimentary Petrology*, 55, (4), p. 457-470.
- McLaren P., Collins M.B., Gao S. et Powys R.I.L. (1993).** Sediment dynamics of the Severn Estuary and inner Bristol Channel. *Journal of the Geological Society of London*, 150, p. 589-603.
- McLeish W., Swift D.J.P., Long R.B, Ross D. et Merrill G. (1981).** Ocean surface patterns above sea-floor bedforms as recorded by radar, southern bight of North Sea. *Marine Geology*, 43, M1-M8.
- Michard D. (1992).** Répartition de la crépidule dans le Golfe Normano-breton en 1992. *Mém Licence*, Univ. de Dijon.
- Middleton G.V. (1976).** hydraulic interpretation of sand size distributions. *Jour. geol.*, vol. 84, p. 405-426.
- Migniot C. (1977).** Action des courants, de la houle et du vent sur les sédiments. *La Houille Blanche*, 1, p. 9-47.
- Migniot C. (1992).** Les lois de l'hydraulique appliquées à la sédimentologie dynamique. *Revue Géologues*, n°97, p.41-48.
- Migniot C. (1997).** Synthèse générale des connaissances sur les problèmes hydro-sédimentaires en baie du Mont-Saint-Michel. *Rapport Mission Mont-Saint-Michel/DDE*, 89 p.
- Miller M.C., McCave I.N. et Komar P.D. (1977).** Threshold of sediment motion under unidirectional currents. *Sedimentology*, 24, p. 507-527.
- Morzadec M.T. (1974).** Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. Analyse pollinique des dépôts organiques littoraux. *Mém. Soc. Géol. Min. Bret.*, 17, 208 p.
- Morzadec-Kerfourn M.T. (1975).** Évolution paléo-géographique du marais de Dol-de-Bretagne (Ile et Vilaine) durant le Flandrien. *Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne*, (Rennes), (C), VII, 1, p. 49-51.
- Nguyen K.D. (1988).** Numerical modelling for the general circulation in estuaries and coastal seas: application to the Gironde estuary (France). *Thèse*, Université Paris VI.
- Nguyen K.D. and Ouahsine A. (1997).** 2D Numerical Study on Tidal Circulation in Strait of Dover. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, ASCE, 123, n° 1, p. 8-15.
- Nikodic J. (1981).** Dynamique sédimentaire dans la partie occidentale de la baie du Mont-Saint-Michel. *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Nantes, 180 p.
- Noël P., Blanchard M. et P. Berthou (1996).** Cartographie des principaux mollusques filtreurs du golfe normand-breton. *Rapport Ifremer*, del 95.11, 31 p.
- Orbi A. (1986).** Circulation de marée dans le Golfe normand-breton. *Thèse 3^{ème} cycle*, U.B.O., 229p.
- Passega (1957).** Texture as characteristic of clastic deposition. *Bull. Amer. Assoc. Petr.*, vol. 41, p. 1952-1983.
- Pattiarachi C.B. et Collins M.B. (1985).** Sand transport under the combined influence of waves and tidal currents : an assessment of available formulae. *Marine Geology*, 67, p. 83-100.
- Pechenick J. (1986).** Field evidence for delayed metamorphosis of larval gastropods : *Crepidula plana* Say, *C. fornicata* (L.) and *Bittium alternatum* Say. *J. Exp. Mar. Biol. Ecol.*, 97, p. 313-319.
- Pedrerros R. (1994).** Dynamique sédimentaire résiduelle de deux systèmes côtiers : un littoral

- d'embouchure, une baie. *Mém. DEA*, Univ. Bordeaux I., 31 p.
- Pedrerros R., Howa H.L. et Michel D. (1996).** Application of grain size trend analysis for the determination of sediment transport pathways in intertidal areas. *Marine Geology*, 135, p. 35-49.
- Philipponneau M. (1956).** Contribution à l'étude du Golfe normand-breton et de la baie du Mont-Saint-Michel. *Mém. Soc. Géol. Minéralo. Bretagne*, tome XI, 303 p.
- Pingree R. D. and Maddock L. (1979a).** Tidal flow around an island with a regularly sloping bottom topography. *Journal of Marine Biology Association of United Kingdom*, 59, p. 699-710.
- Pingree R. D. and Maddock L. (1979b).** The tidal physics of headland flows and offshore tidal bank formation. *Marine Geology*, 32, p. 269-289.
- Pingree R.D. et Maddock L. (1985).** Rotary current and residual circulation around banks and islands. *Deep Sea Research*, Vol. 32, n°8, p. 929-947.
- Quesney A. (1983).** Manche occidentale et mer Celtique : Etude des paléovallées, des fosses et des formations superficielles. *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Caen, 157 p.
- Quiniou F. et Blanchard M. (1987).** Etat de la prolifération de la crépidule (*Crepidula fornicata*) dans le secteur de Granville (Golfe normand-breton). *Haliotis*, 16, p. 513-526.
- Rétière C. (1979).** Contribution à la connaissance des peuplements benthiques du golfe Normanno-breton. *Thèse Doctorat d'Etat*, Univ. Rennes, 430 p.
- Rivière A (1977).** Méthodes granulométriques; techniques et interprétation. *Collection techniques et méthodes sédimentologiques*, éd. Masson, 170 p.
- Robinson I.S. (1981).** Tidal vorticity and residual circulation, *Deep Sea Research*, Vol. 28, n°1, p. 195-212.
- Rubin D.M., Schmidt J.C. et Moore J. (1990).** Origin, structure and evolution of a reattachment bar, Colorado River, Grand Canyon, Arizona, *Journ. Sed. Petro.*, vol. 60, n°6, p. 982-991.
- Rubin D.M. and Ikeda H. (1990).** Flume experiments on the alignment of transverse, oblique and longitudinal dunes in directionally varying flows. *Sedimentology*, 37, p. 673-684.
- Ruellan F, Beigbeder Y et Dagorne A. (1971).** Les feuilles sédimentologiques de Saint-Malo et de Saint-Brieuc de la carte sédimentologique des fonds marins. Colloque sur La manche, 14 et 15 janvier, *Mémoire du BRGM*, n°79, p. 281-292.
- Ruellan F., Beigbeder Y. et Dagorne A. (1967).** Répartition des fonds sédimentaires détritiques dans la partie méridionale du golfe Normand-Breton (au Sud du parallèle de 48°46'48" au 54°20'). *C. R. de l'Académie des Sciences*, 264 (Série D), p. 1580-1583.
- Ruellan F. et Beigbeder Y. (1971).** Carte sédimentologique des fonds marins des côtes de France au 1/100 000 : feuille de St-Malo. *SEGIPHA*.
- Rué O. (1988).** Sédimentologie et morphogénèse des rivages et des fonds de la baie de Saint-Brieuc. *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Paris-Sud, 249 p.
- Salomon J.C. et Breton M. (1990).** Courants de marée et courants résiduels dans la Manche. *Congrès Environnement des mers épicontinentales*, Lille, rapport IFREMER.
- Salomon J.C et Allen (1983).** Rôle sédimentologique de la marée dans les estuaires à fort marnage. *Comp. franç. des Pétro.*, Notes et mémoires, 18, p. 35-44.
- Sauriau P.G., Pichocki-Seyfried C., Walker P., De Montaudouin X., Palud C. et Héral M. (1998).** *Crepidula fornicata* L. (mollusque, gastéropode) en baie de Marennes-Oléron : cartographie des fonds par sonar à balayage latéral et estimation du stock. *Oceanologica Acta*, vol. 21, n°2, p. 353-362.
- Seward-Thomson B.L. et Hails J.R. (1973).** An appraisal of the computation of statistical parameters in grain size analysis. *Sedimentology*, 20, p. 161.
- Shea J.H. (1974).** Deficiencies of clastic particles of certain sizes. *Jour. Sed. Petr.*, vol. 44, n°4, p. 985-

- Simon B. (1997)**. La marée. *Guide du Shom*, ed EPSHOM Brest, 75 p.
- Smith J.D. (1969)**. Geomorphology of a sand ridge. *J.Geol.*, 77, p. 39-55.
- Sornin J.M. (1981)**. Processus sédimentaires et biodéposition liés à différents modes de conchyliculture". *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Nantes, 185 p.
- Sternberg R.W. (1968)**. Friction factors in tidal channels with differing bed roughness. *Marine Geology*, 6, 243,260.
- Stride A.H. (1970)**. Shape and size trends for sand waves in a depositional zone of the north Sea. *Geol. Mag.*, 107, p. 469.477.
- Stride A.H., Belderson R.H. et Kenyon N.H (1971)**. Longitudinal furrows and depositional sand bodies of the english channel. Colloque sur La manche, 14 et 15 janvier, *Mémoire du BRGM*, n°79, p. 233-240.
- Stride A.H. (1973)**. Sediment transport by the North Sea. *In North Sea Science*, M.I.T. Press, Cambridge, U.S.A.
- Stride A.H. (1982)**. Offshore tidal sands : processes and deposits. Paris, New York : *Chapman and Hall.*, 222 p.
- Swift D.J.P. (1975)**. Tidal sand ridges and shoal-retreat massifs. *Marine geology*, 18, p. 105-134.
- Terwindt J.H.L. (1971)**. Sandwaves in the southern bight of the North Sea. *Marine geology*, 10, p. 51-67.
- Tessier B. (1990)**. Enregistrements des cycles tidaux en accréation verticale dans un milieu actuel (la baie du Mont-Saint-Michel) et dans une formation ancienne (la molasse marine miocène du bassin de Digne. *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Caen, 218 p.
- Tessier B. et Terwindt J.H.J. (1994)**. Un exemple de déformations synsédimentaires en milieu intertidal : l'effet du mascaret. *C. R. Acad. Sci. Paris*, série (II), t. 319, p. 217-223.
- Thauront F. (1994)**. Les transits sédimentaires subtidaux dans les passes internes du bassin d'Arcachon. *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Bordeaux 1, 263 p.
- Thauront F. Berné S. et Cirac P. (1996)**. Evolution saisonnière des dunes tidales dans le bassin d'Arcachon, France. *C. R. Acad. Sci. Paris*, t. 323, série II a, p. 411-418.
- Thorne P.D., Williams J.J. et Heathersaw A.D (1989)**. In situ acoustic measurements of marine gravel threshold and transport. *Sedimentology*, 36, p. 61-74.
- Thoulet J. (1922)**. Cartes lithologiques sous-marines des côtes de France. *Chalamel*, éd. paris.
- Trentesaux A. (1993)**. Structure et dynamique sédimentaire du Middelkerke Bank, mer du Nord méridionale. *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Lille I, 225 p.
- Turq B. (1984)**. Faciès et forme sédimentaire du plateau continental Nord aquitain. réponses aux processus hydrodynamiques actuels." *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Bordeaux I, 192 p.
- Van Rijn L.C. (1984)**. Sediment transport, Part III : Bedforms and alluvial roughness. *J. Hydraulic Eng.*, vol. 110, n°12, p. 1733-1754.
- Van Rijn L.C. (1989)**. Handbook Sediment Transport by Currents and Waves, *Delft Hydraulics*, 307 p.
- Van Veen J. (1935)**. Ondulations de sable dans la mer du Nord. *Rev. Hydro. Int.*, XII, 1, p. 20-30.
- Van Veen J. (1936)**. Onderzoekingen in de Hoofden in verband met de gestelheid du Nederlandsche Kust. *Thèse*, La Haye, 252 p.
- Vaslet D., Larsonneur C. et Auffret J.P. (1978)**. Carte des dépôts superficiels de la Manche au 1/400 000. *BRGM éd.*, Orléans.
- Verwey J. (1952)**. On the ecology of distribution of cockle and mussel in the dutch waddensee, their role in sedimentation and the source of their food supply. *Archives néerlandaises de zoologie*, 10, (2), p.171-239.

- Visher G.S. (1969).** Grain size distributions and depositional processes. *Jour. Sed. Petr.*, vol. 39, n°3, p. 1074-1106.
- Vicaire O. (1991).** Dynamique hydro-sédimentaire en Mer du Nord méridionale (du Cap Blanc-Nez à la frontière belge). *Thèse 3^{ème} cycle*, Univ. Lille 1, 263 p.
- Weber N., Guyomard P. et Garlan T. (1997).** Using digital imaging of sediment cores, for description, analysis and data management, *Workshop Corsaires*, IFREMER, 24 au. -26 juillet.
- Werner F. et Newton R.S. (1975).** The pattern of large scale bed forms in the Langeland belt (baltic Sea), *Marine geology*, 19, p. 29-59.
- Woodin S.A. (1976).** Adult larval interactions in dense infaunal assemblages patterns of abundance. *Journal of Marine research*, 34, (1), p. 25-41.
- Yalin M.S. (1964).** Geometrical properties of sand waves. *J. Hydraul. Div.*, vol. 90, p. 105-119.
- Yalin M.S. (1972).** Mechanics of sediment transport. *Pergamon*, london.
- Zbinden R. (1980).** Microgranulométrie du seston de la baie du Mont-saint-Michel. *Mémoire du laboratoire de Géomorphologie de Dinard*, E.P.H.E, n°35, 142 p.
- Zbinden R. (1984).** La connaissance de la baie du Mont-Saint-Michel à partir des données simulées SPOT. *Rapport inédit ENS Montrouge*, 48 p.

LISTE DES FIGURES

CHAPITRE I

- Fig. I-1 : Situation géographique du domaine d'étude.
- Fig. I-2 : Profils bathymétriques recoupant les reliefs sédimentaires à la côte.
- Fig. I-3 : Carte géologique de la Normandie occidentale et Bretagne orientale.
- Fig. I-4 : Modèle sédimentaire et géodynamique cadomien entre Normandie et Bretagne (d'après Dissler et al., 1988).
- Fig. I-5 : Étapes de la transgression holocène dans la baie entre 7500 et 2000 B.P (d'après Lautridou et Morzadec, in Larssonneur, 1989a).
- Fig. I-6 : Le prisme sédimentaire holocène en baie du Mont Saint-Michel (d'après Morzadec, 1974, in Larssonneur, 1989a).
- Fig. I-7 : Cartographie du prisme littoral et des bancs sableux dans le Golfe normand-breton (d'après Quesney, 1983).
- Fig. I-8 : Géométrie de la couverture sédimentaire meuble dans le domaine intertidal et sous-marin (modifié d'après J.P. Auffret in Larssonneur, 1989)
- Fig. I-9 : Statistique des provenances des vents (> 1 m/s) et de leur intensité de 1951 à 1980 à la pointe du Roc (données provenant de la Météorologie Nationale).
- Fig. I-10 : Roses mensuelles des fréquences de vent à la pointe du Roc (moyenne sur 29 ans).
- Fig. I-11 : Statistique de provenances des vents (> 1 m/s) et de leur intensité de 1951 à 1980 à la pointe du Grouin (données provenant de la Météorologie Nationale).
- Fig. I-12 : Roses mensuelles des fréquences de vent à la pointe du Grouin (moyenne sur 29 ans).
- Fig. I-13 : Rose des vents annuelle à Chausey (période 1951 à 1960) (d'après Philipponneau, 1956).
- Fig. I-14 : Histogramme de fréquence des hauteurs significatives sur le site de Videcoq (Levoy, 1994).
- Fig. I-15 : Rose d'agitation pour le site du Videcoq (Levoy, 1994).
- Fig. I-16 : Distribution des périodes de pics à Videcoq au large de Granville (Levoy, 1994).
- Fig. I-17 : Régions du monde où le marnage dépasse 5 m par coefficient 95 (in Stride, 1982).
- Fig. I-18 : Allure du flot et du jusant dans le cas d'une marée asymétrique (cas d'un flot plus intense et plus court que le jusant) modifié d'après Dewez (1988).
- Fig. I-19 : Modélisation numérique de la circulation résiduelle Lagrangienne (VE moyenne) (d'après Orbi, 1986).
- Fig. I-20 : Roses de courants dans le domaine d'étude.

CHAPITRE II

- Fig. II-1 : Tableau de classification des sédiments représentatifs de la zone d'étude.
- Fig. II-2 : Positions des prélèvements ponctuels, des stations de mesures courantologiques et des traits de vidéo sous-marine.
- Fig. II-3 : Histogramme de répartition des classes granulométriques des sédiments prélevés dans la baie à la benne Shipeck et Smith (cf § A1-1.1.2).
- Fig. II-4 : Carte de répartition des classes sédimentaires : synthèse des données de l'étude (tableau de classification en fig. II-1).
- Fig. II-5 : Relation entre la médiane et le taux de carbonates.

- Fig. II-6 : Carte de répartition de la fraction carbonatée.
- Fig. II-7 : Teneur en carbonates et répartition du maërl au Sud-Est des îles Chausey.
- Fig. II-8 : Chaîne de crépidules en position de vie. (I = individu indifférencié) (d'après Hoagland, 1979).
- Fig. II-9 : Situation des profils réalisés au sonar entre 1995 et 1997.
- Fig. II-10 : Répartition des biocénoses de crépidules sur la base de l'échantillonnage sédimentaire et de leur écho acoustique (sonar latéral).
- Fig. II-11 : Sonogramme obtenu sur un fond partiellement recouvert de crépidules (zone 2).
- Fig. II-12 : Zone de contact entre un fond entièrement recouvert de crépidules (zone 3) et un sédiment sableux coquillier.
- Fig. II-13 : Distribution de la crépidule dans le spectre granulométrique (593 analyses).
- Fig. II-14 : Exemples de quelques courbes granulométriques des sédiments prélevés dans les secteurs à crépidules (échelle semi-log).
- Fig. II-15 : Domaines d'extension des vasières offshore au large de Granville.
- Fig. II-16 : Modèle de séquence idéale illustrant la succession des biostromes à *Crepidula fornicata* en baie du Mont-Saint-Michel.

Les fonds asédimentaires

- Fig. II-17 : Géométrie du platier rocheux sous-marin dans le prolongement de la pointe du Grouin.
- Fig. II-18 : Deux sonogrammes illustrant la fracturation et la schistosité du platier rocheux sous-marin au large de la pointe du Grouin.
- Fig. II-19 : Sonogramme illustrant le pavage de gros blocs isolés sur les fonds grossiers de la passe ouest (position sur la fig. II-21).
- Fig. II-20 : Réseau de paléovallées en Baie du Mont Saint-Michel, en baie de Saint-Malo (Quesney, 1983) et champs blocs observés dans le secteur d'étude ●.
- Fig. II-21 : Limites du champ de blocs erratiques au Sud-Ouest de Chausey.
- Fig. II-22 : Carte de répartition de la fraction grossière (> à 2 mm).
- Fig. II-23 : Morphologie de la paléovallée principale au large de la pointe du Grouin (Position sur la fig. II-17).
- Fig. II-24 : Courbes granulométriques cumulatives de quelques échantillons prélevés dans la nappe à cailloutis (échelle semi-log).
- Fig. II-25 : Distribution des rubans fins en faisceaux juxtaposés (Position sur la fig. II-28).
- Fig. II-26 : Histogramme de distribution de la largeur des rubans (71 mesures).
- Fig. II-27 : Relation entre la largeur des faisceaux et le nombre de rubans (échelle log-log).
- Fig. II-28 : Répartition des figures sédimentaires longitudinales (rubans sableux).
- Fig. II-29 : Courbes granulométriques des échantillons prélevés dans les faisceaux de rubans.
- Fig. II-30 : Cartographie de la zone dite "des petits bancs" (1: sonogramme; 2: profils bathymétrique; 3: interprétation sédimentaire simplifiée) (Position sur la fig. II-28).
- Fig. II-31 : Courbes granulométriques des échantillons prélevés sur les dunes et à proximité sur la semelle grossière (campagne de juillet 1995).
- Fig. II-32 : Sonogramme réalisé sur les faisceaux à bord diffus entre l'Archipel des îles Chausey et le littoral breton (Position sur la fig. II-28).
- Fig. II-33 : Histogramme de distribution de la largeur des rubans observés à partir de 17 profils latéral transversaux.
- Fig. II-34 : Courbes granulométriques des échantillons prélevés dans les rubans larges à bord diffus.

Le prisme breton

- Fig. II-35 : Situation géographique de la pointe du Grouin à St-Anne.
- Fig. II-36 : Images acoustiques du banc du Chatry en janvier 1995 et juillet 1996.

- Fig. II-37 : Courbes granulométriques cumulatives des échantillons prélevés sur le banc du Chatry et dans les dépressions le bordant à l'Est et à l'Ouest.
- Fig. II-38 : Profil bathymétrique longitudinal à l'axe d'allongement du banc.
- Fig. II-39 : Interprétation simplifiée de la mosaïque sonar réalisée sur le banc des Corbières en janvier 1995.
- Fig. II-40 : Courbes granulométriques des échantillons prélevés sur le banc des Corbières et dans les dépressions le bordant à l'Est et à l'Ouest.
- Fig. II-41 : Interprétation simplifiée de la mosaïque sonar de Janvier 1995 sur le champ des Banchets.
- Fig. II-42 : Profil morphologique P1 transversal au champ des Banchets.
- Fig. II-43 : Histogrammes des différents paramètres morphologiques caractérisant les grandes dunes hydrauliques des Banchets.
- Fig. II-44 : Relation entre la longueur d'onde L et la hauteur H des dunes du champ des Banchets (représentation logarithmique).
- Fig. II-45 : Relation entre l'indice d'asymétrie a/b et l'indice de forme verticale L/H (représentation logarithmique).
- Fig. II-46 : Bloc diagramme de la bordure ouest du champ de grandes dunes tidales des Banchets.
- Fig. II-47 : Déviation des courants au passage de la crête d'une grande dune tidale. Conséquences sur l'orientation des petites dunes (d'après Dewez, 1988)
- Fig. II-48 : Courbes granulométriques des échantillons prélevés sur les dunes hydrauliques des Banchets.
- Fig. II-49 : Position des prélèvements effectués dans les fosses de la baie maritime
- Fig. II-50 : Courbes cumulatives granulométriques des sédiments prélevés dans la fosse du Chatry.
- Fig. II-51 : Courbes granulométriques des sédiments prélevés dans la Grande Rade de Cancale (position des radiales de prélèvements sur la fig. II-49).
- Fig. II-52 : Courbes cumulatives moyennes des zones sédimentaires constituant la chenal du Guyoult.
- Fig. II-53 : Sonogramme de sillons d'érosion (longitudinal furrows) dans les sédiments grossiers envasés à l'Est de la pointe du Grouin (position sur la fig. II-49).
- Fig. II-54 : Carte des faciès sédimentologiques établie à partir des données au plomb suiffé de 1913 (3000 observations).
- Fig. II-55 : Courbes cumulatives et histogrammes moyens des classes sédimentaires présentes au Nord des Hermelles.

Le prisme normand

- Fig. II-56 : Situation géographique du prisme côtier normand entre le massif des Hermelles à St-Martin de Bréhal.
- Fig. II-57 : Organisation des séquences granulométriques horizontales dans la baie.
- Fig. II-58 : Courbes cumulatives et histogrammes moyens des classes sédimentaires constituant le delta de marée.
- Fig. II-59 : Courbes cumulatives moyennes des échantillons prélevés dans les couloirs grossiers au débouché du delta de marée.
- Fig. II-60 : Carte de répartition de la fraction fine ($< 0,05$ mm).
- Fig. II-61 : Carte de répartition de la fraction pélitique en 1980 (données inédites de Caline et al., E.P.H.E. Dinard).
- Fig. II-62 : Interprétation simplifiée de la mosaïque sonar de juillet 1995 sur le champ de grandes dunes hydrauliques au large de Granville (position sur la fig. II-56).
- Fig. II-63 : Carte bathymétrique du champ de grandes dunes hydrauliques de Granville levée par EDF en 1959.
- Fig. II-64 : Carte bathymétrique du champ de grandes dunes hydrauliques de Granville levée par le

SHOM en 1936.

- Fig. II-65 : Succession des grandes dunes tidales au large de Granville.
- Fig. II-66 : Histogramme des différents paramètres morphologiques caractérisant les grandes dunes tidales de Granville.
- Fig. II-67 : Relation entre la longueur d'onde L et la hauteur H des dunes du champ au large de Granville (représentation logarithmique).
- Fig. II-68 : Relation entre l'indice d'asymétrie a/b et l'indice de forme verticale L/H (représentation logarithmique).
- Fig. II-69 : Sonogramme présentant le flanc long d'une grande dune tidale.
- Fig. II-70 : Affleurement du substratum rocheux entre deux grandes dunes sableuses.
- Fig. II-71 : Courbes cumulatives moyennes et histogrammes des sédiments prélevés au large de Granville.
- Fig. II-72 : Position des trois champs de dunes tidales décrites en baie du Mont-Saint-Michel par rapport à la relation de Flemming (1988).

CHAPITRE III ———— Dynamique sédimentaire

- Fig. III-1 : Modèle de terrain des transits sédimentaires observés sur le fond à partir de l'analyse des sonogrammes.
- Fig. III-2 : Mobilité des sédiments au Sud-Est de Chausey.
- Fig. III-3 : Rose de courant de marée au Sud-Est de l'archipel (coefficient 66 ; position sur la figure III-2).
- Fig. III-4 : Exemples de terminaisons orientales de rubans sableux dans la passe ouest.
- Fig. III-5 : Mobilité des sédiments au Nord-Ouest du banc de Rondehaie.
- Fig. III-6 : Sonogramme de la bordure occidentale du champ de grandes dunes hydrauliques des Banchets (premier plan : ruban sableux de McLean) - Position sur fig. III-8.
- Fig. III-7 : Direction d'écoulement des eaux de part et d'autre du Cap de Star Point, la ligne pointillée matérialise les limites du banc de Skerries d'après Pingree et Maddock (1979b).
- Fig. III-8 : Formation d'un vortex, observé à la surface de l'eau à l'aval d'une pointe rocheuse dans la rivière Colorado (Rubin et al., 1990) et comparaison avec la morphologie de la pointe du Grouin.
- Fig. III-9 : Interprétation simplifiée de la dynamique sédimentaire aux abords du delta de marée.
- Fig. III-10 : Évolution saisonnière de la polarité des crêtes des grandes dunes hydrauliques de Granville.
- Fig. III-11 : Rose de courant de marée au Nord-Ouest de Granville (coefficient 55, à 1 m au-dessus du fond).
- Fig. III-12 : Évolution des crêtes des dunes tidales de Granville entre novembre 1995 et avril 1996.
- Fig. III-13 : Comparaison des périodes d'agitations avec les mouvements des crêtes observés en sens inverse de leur polarité tidale.
- Fig. III-14 : Modèle schématique de circulation tidale des lignes de courants résiduels entre Granville et Chausey.
————— *Modèle de Gao et Collins (1991)*
- Fig. III-15 : Distribution granulométrique du sédiment source (poids en %) et courbes de fonctions de transfert résultantes sous différents régimes hydrauliques (d'après Maclaren et Bowles, 1985).
- Fig. III-16 : Différentes étapes de la procédure analytique de la méthode de Gao et Collins (1992).
- Fig. III-17 : Nature des mailles de calcul.

- Fig. III-18 : Position des données sédimentologiques et sonar.
- Fig. III-19 : Diagrammes des fréquences de corrélation entre les vecteurs calculés et les vecteurs observés.
- Fig. III-20 : Comparaison entre les vecteurs de transport résiduel calculés par le modèle pour le cas III-2 et ceux résultant de l'analyse acoustique des fonds.
- Fig. III-21 : Cartes de répartition des indices sédimentologiques utilisés dans le cadre de la méthode (A : Moyenne; B : Indice de dispersion; C : Indice d'asymétrie).
- Fig. III-22 : Carte des vecteurs de transport sédimentaire obtenus avec le cas FB- sur la fraction totale (Dcl de 3000 m).
- Fig. III-23 : Limites maximales de correspondance entre les vecteurs calculés (cas FB- ou CB+) et les vecteurs observés.
- Fig. III-24 : Évolution des fréquences de corrélation en fonction du type de maille, de la distance de calcul et du nombre de prélèvements.
- Fig. III-25 : Illustrations pour différents cas du phénomène des points de convergence.

La couleur des sables

- Fig. III-26 : Exemple de restitution de la valeur des 9801 pixels analysés sur une surface de sable de 5 cm².
- Fig. III-27 : Répartition des plages de couleurs pour chacun des canaux (Indice de la moyenne des 80 échantillons analysés).
- Fig. III-28 : Histogrammes de fréquence de la moyenne et de l'écart-type pour les 4 couleurs de base.
- Fig. III-29 : Relation entre l'indice de la moyenne et le taux en carbonates (exemple du magenta).
- Fig. III-30 : Croisements entre la valeur de la moyenne et la teneur en carbonate.
- Fig. III-31 : Répartition des 3 domaines sur la base du croisement entre l'indice de la moyenne et la teneur en carbonate.
- Fig. III-32 : Variabilité de la moyenne colorimétrique de l'échantillon témoin lors d'une phase d'acquisition (PPL : Phase de Préchauffement des Lampes).
- Fig. III-33 : Répartition des différentes classes dans la relation entre le niveau en magenta et l'indice de dispersion.
- Fig. III-34 : Domaines de répartition des classes chromato-granulométriques (A: position des vasières et des carottages).
- Fig. III-35 : Exemple de séquences types au large de Cancale.

CHAPITRE IV

- Fig. IV-1 : Évolution des herbues en baie du Mont-Saint-Michel depuis 1945 modifiée d'après Barth (1988) et Larssonneur (1989a).
- Fig. IV-2 : Minéralogie des MES prélevées en surface lors d'une marée de VE (c. 70) à partir de BM+1.
- Fig. IV-3 : Vitesses et directions des vents enregistrées au sémaphore de Granville pendant les 10 jours précédant les jours de mesures.
- Fig. IV-4 : Position géographique des points de mesures hydrologiques.
- Fig. IV-5 : Évolution des MES et de l'intensité des courants au cours d'un cycle PM/BM (coefficient 107).
- Fig. IV-6 : Évolution des MES et de l'intensité des courants au cours d'un cycle PM/BM (coefficient 100).
- Fig. IV-7 : Évolution de la concentration en suspensions en fonction de la force tractrice sur l'ensemble des fonds de l'estuaire de l'Aulne (in Salomon et Allen, 1983).
- Fig. IV-8 : Évolution des MES et de l'intensité des courants au cours d'un cycle PM/BM (coefficient 52).

- Fig. IV-9 : Évolution des MES et de l'intensité des courants au cours d'un cycle PM/BM (coefficient 85).
- Fig. IV-10 : Évolution des MES et de l'intensité des courants au cours d'un cycle PM/BM (coefficient 55).
- Fig. IV-11 : Flux de matières en suspension (MES) durant un cycle de marée.
- Fig. IV-12 : Estimation des volumes de MES sur une radiale au débouché du delta de marée.
- Fig. IV-13 : Variations de la turbidité des eaux en fonction de la vitesse des courants. Mesures in situ faites par le L.C.H.F en différents points de la baie et à mi-profondeur (Sogreah, mars 1989).
- Fig. IV-14 : Maillage de la zone Granville-Jullouville [d'après Guillou et al., 1997].
- Fig. IV-15 : Représentation schématique d'un profil de vitesse pour un flot turbulent lisse (d'après Dyer, 1986).
- Fig. IV-16 : Sondes extraites de la base de données bathymétrique de l'EPSHOM (levés EDF de 1959).
- Fig. IV-17 : Comparaisons entre la vitesse mesurée à 1 m au-dessus du fond et la vitesse théorique U_{100} calculée d'après l'équation 4 (position des sites sur la fig. IV-4).
- Fig. IV-18 : Sensibilité de l'équation de Gadd et al. (1978) aux changements de la rugosité pour différentes tailles de grains (profondeur d'eau de 50 m et vitesse moyenne de 75 cm/s).
- Fig. IV-19 : Vitesse critique de frottement nécessaire pour provoquer l'entraînement des sables de 0,1 à 2 mm (Migniot, 1992).
- Fig. IV-20 : Champ des flux résiduels potentiels calculés pour une marée de coefficient 70.
- Fig. IV-21 : Champ des flux résiduels potentiels calculés pour une marée de coefficient 103.
- Fig. IV-22 : Relation entre la durée pendant laquelle U_{100} est supérieure à U_{100CR} au cours d'une marée (en pourcentage) et le coefficient de marée.
- Fig. IV-23 : Cartes de synthèse des flux charriés résiduels et potentiels (A : marée de coefficient 70; B : marée de coefficient 103).

CONCLUSION _____

- Fig. C1 : Schéma global de circulation résiduelle des sédiments à l'échelle du bassin sédimentaire.
- Fig. C2 : Directions résiduelles des transits sédimentaires obtenues pour chacune des méthodes.

ANNEXES _____

- Fig. AN-1 : Disposition de l'éventail ultrasonore insonifiant le fond (H : hauteur, P : Portée).
- Fig. AN-2 : Géométrie de la cellule élémentaire de résolution (d'après Guyomard, à paraître).
- Fig. AN-3 : Schéma de fonctionnement de la benne cylindrique Shipeck.
- Fig. AN-4 : Schémas de fonctionnement du carottier de type "Reineck".
- Fig. AN-5 : Mode de formation des images sonar (d'après Dewez, 1988).
- Fig. AN-6 : Reproduction à l'échelle d'un extrait d'enregistrement sonar au large du delta de marée.
- Fig. AN-7 : Schéma d'acquisition de la couleur des sédiments marins.
- Fig. AN-8 : Exemple de restitution de la valeur des 9801 pixels analysée sur une surface de sable de 5,4 cm².
- Fig. AN-9 : Enchaînement des formes de dépôt en milieu tidal (Belderson et al., 1982).
- Fig. AN-10 : Caractéristiques géométriques d'une figure sédimentaire transverse.
- Fig. AN-11 : Stratifications obliques produites par des rides bi- et tri-dimensionnelles (d'après Harms et al., 1982).
- Fig. AN-12 : Quatre types morphologiques de dunes tidales décrites par Van Veen (1936) à partir des

enregistrements à l'échosondeur.

- Fig. AN-13 : Relation entre la profondeur moyenne H_{moy} et l'amplitude moyenne des dunes H_{moy} (d'après Berné, 1991).
- Fig. AN-14 : Modèle de circulation de la dynamique des bancs de la Mer du Nord in Dewez (1988) d'après Houbolt (1968), Caston (1972) et Kenyon et al. (1981).
- Fig. AN-15 : Classification des rubans sableux (Kenyon, 1970).
- Fig. AN-16 : Mode de formation des rubans sableux (Flood, 1983).
- Fig. AN-17 : Relation entre la largeur des rubans et la profondeur d'eau (échelle log-log) (in Werner et Newton (1975) modifié).
- Fig. AN-18 : Classification des sillons selon leur section transversale (d'après Flood, 1981).
- Fig. AN-19 : Passage sans transition des sillons d'érosion aux rubans sableux avec la diminution de l'intensité des courants de marée (d'après Belderson et al., 1988).

LISTE DES TABLEAUX

CHAPITRE I _____

- Tableau I-1 : Fréquences moyennes d'apparition des marées sur une année (d'après Le Rhum, 1982).
Tableau I-2 : Régime des rivières en baie du Saint-Michel (Kuzucuoglu, 1985a).

CHAPITRE II _____

- Tableau II-1 : Estimation du tonnage de la crépidule vivante et morte en baie du Mont-Saint-Michel (baie de Cancale incluse).
Tableau II-2 : Caractéristiques granulométriques de quelques sédiments grossiers représentatifs des fonds durs entre Chausey et Cancale (campagne de Mars 1995).
Tableau II-3 : Caractéristiques granulométriques des sédiments sableux prélevés dans les faisceaux de rubans au sud de Chausey (campagne de Mars 1995).
Tableau II-4 : Caractéristiques granulométriques des sédiments sableux prélevés dans la zone dite "des petits bancs" (Campagne Mars 1995).
Tableau II-5 : Caractéristique granulométriques des sédiments prélevés dans le domaine des rubans diffus au large de la Pointe du Grouin.
Tableau II-6 : Synthèse des caractéristiques granulométriques des sédiments prélevés sur le banc du Chatry et à proximité de celui-ci dans les dépressions.
Tableau II-7 : Synthèse des caractéristiques granulométriques des sédiments prélevés sur le banc des Corbières et aux pieds de ses flancs.
Tableau II-8 : Synthèse des caractéristiques granulométriques des sédiments prélevés sur et en bordure du champ des Banchets.
Tableau II-9 : Synthèse des caractéristiques granulométriques des sédiments prélevés dans la dépression du Chatry (3 échantillons).
Tableau II-10 : Synthèse des caractéristiques granulométriques des sédiments prélevés dans la Grande Rade de Cancale (9 échantillons).
Tableau II-11 : Synthèse des caractéristiques granulométriques des sédiments prélevés dans la dépression du Guyoult.
Tableau II-12 : Caractéristiques granulométriques des classes sédimentaires au nord des Hermelles.
Tableau II-13 : Caractéristiques granulométriques des sédiments prélevés dans l'éventail pré-estuarien.
Tableau II-14 : Caractéristiques granulométriques des classes sédimentaires appartenant au champ de grandes dunes hydrauliques de Granville.
Tableau II-15 : Synthèse des caractéristiques morphosédimentaires des grandes dunes sableuses du domaine d'étude.
Tableau II-16 : Synthèse des caractéristiques morphosédimentaires des bancs côtiers de la baie maritime à l'Est de Cancale.

CHAPITRE III _____

- Tableau III-1 : Différents cas obtenus par comparaison entre deux points (1 et 2) de la combinaison de trois paramètres statistiques (la moyenne (μ), le classement (s) et l'asymétrie (S_k)).
- Tableau III-2 : Différentes valeurs de DCI pour les 3 mailles utilisées et pour lesquelles le modèle donne les meilleurs résultats.
- Tableau III-3 : Corrélations maximales pour chacun des cas et pour chaque type de maille entre les vecteurs calculés et les vecteurs observés.
- Tableau III-4 : Valeurs des coefficients de régression des droites de combinaison entre deux couleurs différentes.
- Tableau III-5 : Synthèse des caractéristiques granulométriques et colorimétriques des classes d'analyses sur 218 échantillons.

CHAPITRE IV _____

- Tableau IV-1 : Synthèse des bilans particuliers pour chaque site.
- Tableau IV-2 : Valeur du grain moyen et de la rugosité correspondant à la classification de Vaslet et al. (1978) d'après Grochoswski et al. (1993) modifié.
- Tableau IV-3 : Valeurs de $U_{100(c)}$ en cm/s calculées à partir du diamètre des grains (D) et de la rugosité (z_0) (d'après Hearthershaw, 1981).
- Tableau IV-4 : Exemples de débits massiques sédimentaires calculés sur la base de l'équation de Bagnold modifiée par Gadd. et al (1978).

ANNEXES _____

- Tableau AN-1 : Correspondances entre la portée et la hauteur théorique du poisson au-dessus du fond.
- Tableau AN-2 : Les campagnes de mesures pour cette étude.
- Tableau AN-3 : Récapitulatif des conditions externes lors des prélèvements d'eau (PE) et des mesures de courants (C).
- Tableau AN-4 : Transects réalisés suivant les différentes périodes d'acquisitions sur le champ de grandes dunes hydrauliques de Granville.
- Tableau AN-5 : Dimensions en mm des tamis utilisés dans l'analyse granulométrique.
- Tableau AN-6 : Nature du classement du sédiment en fonction de la valeur de l'indice de dispersion.
- Tableau AN-7 : Classification des figures transverses aux courants en fonction de leur amplitude et de leur longueur d'onde en mètres (Ashley, 1990; Berné et al., 1989).

ANNEXE 1

OUTILS ET TRAITEMENTS MÉTHODOLOGIQUES

1 - Méthodes utilisées en mer :

1.1 - Étude de l'interface eau-sédiment :

1.1.1 - Le Sonar à balayage latéral :

1.1.1.1 - Rappels des caractéristiques principales de fonctionnement :

1.1.1.2 - Nature du matériel mis en oeuvre dans le cadre de l'étude :

1.1.1.3 - Les différentes couvertures de profils dans le secteur :

1.1.2 - Prélèvements de sédiments à la benne :

1.1.3 - Prélèvements de petites carottes sédimentaires :

1.1.4 - Prospection des fonds par caméra vidéo :

1.2 - Étude hydrologique et courantologique de la tranche d'eau :

1.2.1 - Prélèvements d'eau et dosage des MES :

1.2.2 - Mesures de courants :

1.3 - Suivi de l'évolution morphologique du bâti sous-marin :

2 - Traitements des données en laboratoire :

2.1 - L'analyse sédimentologique :

2.1.1 - Analyses granulométriques :

2.1.2 - dosage de la teneur en carbonates total :

2.1.2.1 - Décalcification par attaque acide sur l'échantillon brut :

2.1.2.2 - Analyses calcimétriques par variation du volume de CO₂ :

2.1.3 - Calculs des paramètres sédimentologiques fondamentaux :

2.2 - Dépouillement des données sonars :

2.3 - Étude des documents anciens :

2.4 - Utilisation de la variabilité spatiale de la couleur des sables en tant que marqueur de la dynamique sédimentaire :

2.4.1 - Nature du matériel sédimentaire examiné :

2.4.2 - Protocole de traitement de l'image :

2.4.2.1 - Le matériel informatique :

2.4.2.2 - Le matériel optique :

2.4.2.3 - Les Logiciels d'acquisition et de traitement des images :

1 - Méthodes utilisées en mer :

1.1 - Étude de l'interface eau-sédiment :

1.1.1 - Le Sonar à balayage latéral :

La description sommaire de cet équipement s'inspire très largement des informations contenues dans les travaux suivants : Belderson et al. (1972), Leenhardt, 1974), Flemming (1976), Braud (1986), Berné et al (1986), Augustin et al (1989), Chimot et Dupuis (1990), Fish et Carr (1990), Berné (1991), Guyomard (à paraître).

1.1.1.1 - Rappels des caractéristiques principales de fonctionnement :

Le principe réside dans l'émission d'un signal ultrasonore de très courte durée d'impulsion (0,1ms) par deux transducteurs (ensemble de céramiques piézo-électriques) logés dans les flancs du poisson remorqué. La géométrie des transducteurs contraint l'onde à se déplacer uniquement dans un plan vertical perpendiculaire à l'axe du poisson. Pour obtenir un enregistrement précis, le lobe d'émission doit être étroit dans le plan horizontal ($1,2^\circ$) et très large dans le plan vertical (20 ou 50° avec une inclinaison de 10° par rapport à l'horizontale). Cette onde se propage dans l'eau et se réfléchit au contact du fond (**fig. AN-1**). Seule l'onde réfléchie empruntant le même chemin que l'onde incidente sera reçue par le sonar qui joue alors le rôle de récepteur. En fonction du coefficient de rétrodiffusion du fond et de l'angle d'incidence du front d'onde, l'enregistreur embarqué restituera sur papier et en niveaux de gris l'intensité de signaux rétrodiffusés. Ainsi à mesure de l'avancée du navire, l'image du fond insonifié se forme en noir et blanc sous le contrôle des opérateurs.

Avant de pouvoir exploiter les images, un certain nombre de corrections automatiques sont réalisées par traitement électronique (Berné et al., 1986). En effet, l'image subit des déformations liées aux comportements du poisson dans l'eau (roulis, tangage, position) et des distorsions systématiques (variation de la vitesse du navire et changement d'altitude du poisson). Malgré ces corrections, deux imprécisions majeures peuvent influencer l'opérateur lors du dépouillement :

- a - le courant transverse provoque non seulement une erreur sur la position du poisson mais aussi une rotation de l'image,
- b - la position du poisson est généralement estimée en appliquant un décalage (distance de câble filé) à la position bateau.

1.1.1.2 - Nature du matériel mis en oeuvre dans le cadre de l'étude :

Le matériel mis en oeuvre lors des trois missions SonarMont est celui du département d'Instrumentation Scientifique de l'EPSHOM. Il s'agit d'un ensemble sondeur à balayage latéral EDGERTON modèle 260 TH à correction d'image, constitué :

- a - d'un poisson modèle 272 T dont les deux transducteurs émettent latéralement des signaux de 105 khz de fréquence avec une cadence d'impulsion égale à 0,0015 fois la portée (en m). Il possède une voie gauche et une voie droite. Les variations importantes du plan d'eau (entre 12 et 14 m de marnage en PM

de vives-eaux) et les faibles profondeurs de notre secteur d'étude (de 20 à 2 m par BM de grandes vives-eaux) nous ont contraint à régler l'altitude du poisson à une hauteur H bien inférieure à celle permettant une condition optimale théorique d'enregistrement qui varie selon les auteurs (**tab AN-1**). Dans la pratique pour conserver une bonne restitution du fond tout en gardant une sécurité suffisante pour le matériel, nous avons dû faire des compromis pour s'adapter aux variations rapides et importantes de la profondeur. Ainsi nous avons travaillé en jouant sur la vitesse du navire pour anticiper l'évolution des fonds et en laissant le poisson suffisamment haut de manière à éclairer correctement avec 100 ou 150 m de portée latérale. En théorie, La qualité de l'acquisition du système dépend de la géométrie de la cellule de résolution. Cette dernière combine la résolution longitudinale qui se dégrade en s'éloignant du poisson et la résolution transversale qui inversement s'améliore (**fig. AN-2**).

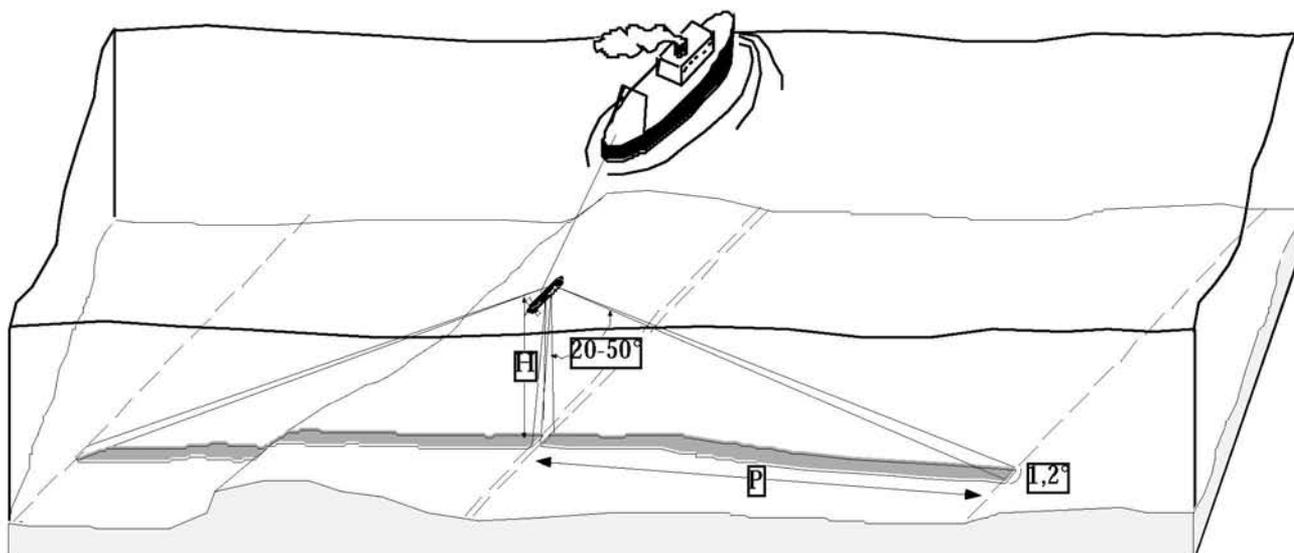


Fig. AN-1 : Disposition de l'éventail ultrasonore insonifiant le fond
(H : hauteur, P : Portée)

b - d'un enregistreur avec imprimante graphique qui assure un nombre important de fonctions :

- corrections automatiques d'obliquité des signaux,
- asservissement du défilement du papier à la vitesse du navire,
- entrée manuelle ou automatique d'informations relatives à l'acquisition (date, top horaire, vitesse, cap et n° de profil),
- impression de l'image appelée sonogramme sur papier électro-sensible en 16 niveaux de gris et 2048 pixels/lignes, dans un repère orthonormé.

Portée (en m)	Cadence 0,0015P	Hauteur théorique H $0,47P > H > 0,0714PV$ (Braud, 1986)	Hauteur théorique H 0,2P (Chimot, 1990)
100 m	0,15 ms	47 à 11 m	20 m
150 m	0,225 ms	70 à 21 m	30 m

Tab AN-1 : Correspondances entre la portée et la hauteur théorique du poisson
au-dessus du fond

c - d'un câble électro-porteur dont la longueur filée n'excède pas 50 m enroulé sur touret avec contacteurs tournants. Cette longueur est à peine suffisante pour éloigner le poisson des remous des hélices du navire.

Cet ensemble comprend un système de guidage et d'enregistrement de la position du navire composé :

- a - un récepteur GPS différentiel Sercel NR103,
- b - un micro-ordinateur PC pour l'acquisition et le traitement des données de localisation,
- c - une interface INTAC pour le topage du sondeur latéral,
- d - un indicateur droite-gauche pour guider le pilote dans le suivi du profil en cours.

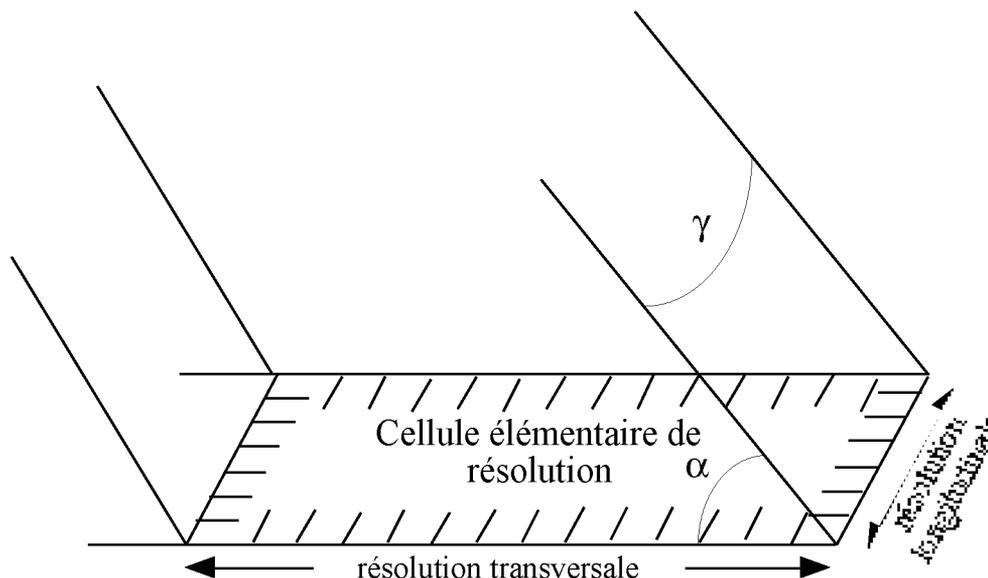


Fig. AN-2 : Géométrie de la cellule élémentaire de résolution
(d'après Guyomard, à paraître)

1.1.1.3 - Les différentes couvertures de profils dans le secteur :

La distribution des profils (environ 110) dans notre secteur d'étude a pour objectif de décrire les différents couloirs de transport sédimentaire et de cartographier les structures sédimentaires modelant le fond. La morphologie de ces structures demeure un bon indice localement de la direction et du sens des transports sédimentaires sur le fond. Dans le cadre de cette étude, trois missions sur les navires de l'INSU ont été programmées (**Tab. AN-2** et cf § **fig. II-9**) :

La première mission n'a pas permis une utilisation optimale de l'équipement du fait de conditions météorologiques défavorables. Pour répondre à notre problématique de caractérisation des régions sources et des régions de transit du matériel sédimentaire, les passes fermant notre système entre Chausey et Granville et entre la pointe de Grouin et Chausey ont été balayées transversalement, les profils étant espacés au maximum de 2 km.

Au coeur de la zone, la répartition des profils est globalement équilibrée. Quelques secteurs ne sont pas explorés, notamment la zone estuarienne du fait de la grande difficulté de mise en oeuvre du matériel dans des conditions de très faible profondeur. Deux boîtes ciblées sur les champs de grandes dunes hydrauliques de Cancale et de Granville ont fait l'objet d'une acquisition plus serrée (profils espacés de 150 m à 300 m).

830 km de profils ont été ainsi réalisés en 1995 et 1996 soit 249 km² de surface explorée au sonar à

balayage latéral.

1.1.2 - Prélèvements de sédiments à la benne :

Les échantillons ont été récoltés à l'aide de la benne Shipecck dont les caractéristiques sont résumées par Allenbach (1989). La benne Smith a été employée à quelques reprises pour remonter des échantillons grossiers entre l'archipel des îles Chausey et la pointe du Grouin. La benne cylindrique Shipecck agit par raclage-découpage du fond. La capture du sédiment est possible grâce à la partie mobile semi-cylindrique qui pivote et se libère de la tension du ressort au moment du contact avec le fond (**fig AN-3**). La surface de l'échantillonnage est d'environ 2,5 dm². Son épaisseur varie de 5 et 15 cm en fonction de la nature lithologique du dépôt et de la morphologie du substratum. Cet engin présente de nombreux avantages : légère (50 kg), sa mise en oeuvre rapide lui vaut d'être manipulée par peu d'homme d'équipage et elle remonte un sédiment ponctuel, peu lessivé. De plus, la rapidité de déclenchement de la mâchoire qui dépend de l'état de tension du ressort permet dans certaines occasions et sur certains fonds (faciès vaseux) la conservation de la géométrie des structures.

Son faible poids est aussi un handicap sur des fonds grossiers à pavage de cailloux ou de galets et sur les fonds de sables compacts (delta de marée). Le volume de sédiments récupérés est alors insuffisant et l'échantillonnage nécessite de nombreux essais. Dans notre secteur d'étude recouvert en grande majorité de sables graveleux, elle a été particulièrement adaptée et sollicitée.

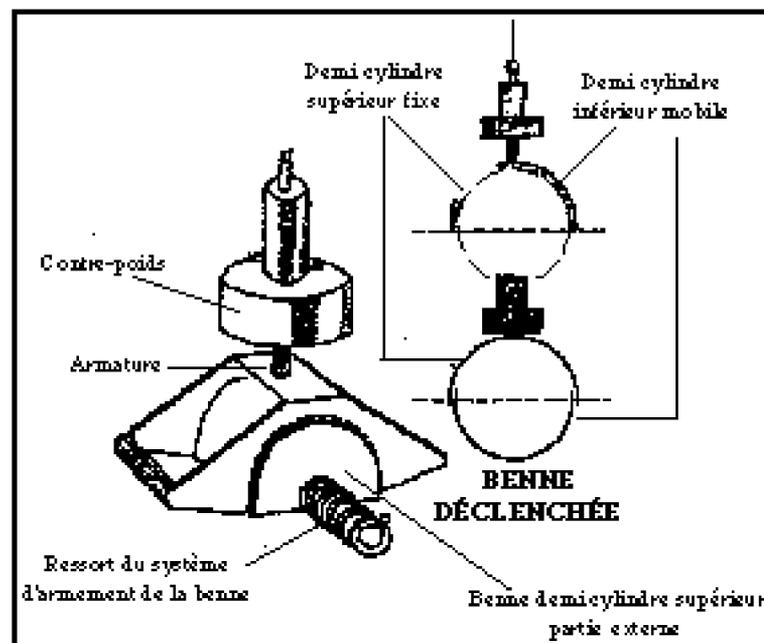


Fig AN-3 : Schéma de fonctionnement de la benne cylindrique Shipecck.

Dans notre travail, deux modes de prélèvements ont été associés :

a - Le premier (quelques dizaines d'échantillons) avait pour objet de caractériser de manière très ponctuelle certaines structures sédimentaires (zone dite des petits bancs...), d'observer la variabilité de la nature des fonds envasés ou de calibrer certains faciès acoustiques.

b - Le second constitue une grille de prélèvements arbitraire. Le plan d'échantillonnage réalisé en trois phases (**tab. AN-2**) comporte différentes mailles de prélèvements (cf § **fig. II-2**). Lâches dans les secteurs grossiers à faible taux de sédimentation (pas de 1900 m), elles se resserrent près de la côte et dans les champs de structures sableuses (grandes dunes hydrauliques des Banchets et de Granville) où la distance entre deux prélèvements atteint 900 m.

Cette disposition emboîtée et régulière des sites de prélèvements a été adoptée afin d'appliquer et de tester la méthode de Gao et Collins (1991, 1992) qui fournit un modèle de transport sédimentaire résiduel à partir des évolutions granulométriques.

MISSIONS	DATES (début-fin)	Navire (origine)	Matériel (nature-origine)	Données (quantité)
SonarMont I	15-25/01 1995	Côte d'Aquitaine (IN)	sonar (EP) + Sondeur (IN) + benne (UC)	49 prélèvements + 120 km de profils sonar
SedMont I	13-18/03 1995	Côtes de Normandie (IN)	benne (UC)	198 échantillons
SonarMont II	25-31/07 1995	Côte d'Aquitaine (IN)	sonar (EP) + Sondeur (IN)	320 km profils sonar
SedMont II	07-11/11 1995	Côte d'Aquitaine (IN)	benne (UC)	275 échantillons
HydroMont I	20-27/11 1995	Côte d'Aquitaine (IN)	couranto. S4 (UC) + Hydro. (UC) + carottier (IN)	34 échantillons + 28 carottes + 2 stations
HydroMont II	15-19/04 1996	Côtes de Normandie (IN)	couranto. S4 (UC) + Hydro. (UC) benne (UC)	2 stations + 18 prélèvements
SonarMont III	08-18/07 1996	Côte d'Aquitaine (IN)	sonar (EP) + Couranto. S4 (UC) + Hydro. (UC) + benne (UC)	1 station + 12 prélèvements + 380 km profils sonar
SedMont III	28/07-02/08 1996	Côtes de Normandie (IN)	benne (UC) + vidéo (UC)	60 échantillons+7H enreg.
SedMont IV	22-24/08 1997	Thalia (IFREMER)	Benne (IF)	50 échantillons

(UC : Université de Caen; EP : EPSHOM; IF : IFREMER; IN : INSU)

Tableau AN-2 : Les campagnes de mesures pour cette étude

1.1.3 - Prélèvements de petites carottes sédimentaires :

Les premiers résultats obtenus (mars 1995) à partir des sédiments récoltés à la benne ont fait apparaître de nombreuses zones d'envasements continues entre Chausey et la pointe de Champeaux et dans le secteur de Cancale. Ces envasements en bordure de la côte Ouest du Cotentin et à proximité de l'embouchure de la zone estuarienne de la baie ne sont pas mentionnés sur les cartes existantes. Ils indiquent une dynamique en cours d'évolution des vasières pré littorales. 28 carottages ont donc été réalisés en novembre 1995 afin de mieux connaître les caractéristiques lithologiques de cette couche vaseuse.

L'utilisation d'un petit carottier interface de type "Reineck" s'est révélée parfaitement adaptée à ce travail de prélèvement d'un bloc intact de sédiment à partir d'un bateau de taille modeste (20m). Ce carottier dont le fonctionnement est décrit par Turc (1984) et de Resseguier (1989) donne la possibilité de travailler par petite profondeur dans des sédiments meubles composés de vases très molles, plus compactées à passés silteuses ou sableuses.

Le carottier descendu sur le fond est soutenu par le câble (**fig AN-4**). Le boîtier de prélèvement s'enfonce dans le sédiment sous le poids du lest : le câble n'étant alors plus sous tension, le contre poids s'abaisse.

Lors de la remontée, la traction s'effectue sur le câble, et provoque une rotation du couteau principal qui vient fermer le boîtier de prélèvement. Le couteau amovible préalablement fixé sur le couteau par des écrous est relié au boîtier par des ressorts. Une fois le carottier revenu à bord du bateau, il suffit alors

d'ôter les écrous et récupérer le boîtier de prélèvement fermé à sa base par le couteau amovible sans ouvrir le couteau principal. La boîte étanche est remplie de sédiments sur une profondeur maximale de 24 cm et sur une section de 8,5 cm sur 17 cm. Un tube P.V.C. rectangulaire de 9 sur 7 cm de section, est enfoncé dans cette boîte et bouché à ses deux extrémités par deux plaques de polystyrène puis colmaté avec du joint silicone pour assurer une parfaite étanchéité et une bonne conservation de l'échantillon.

De taille très modeste, le carottier n'a jamais pu pénétrer complètement la couche vaseuse en raison de l'abondance des coquilles entières. Ramenées au laboratoire, les 28 carottes sont décrites puis étudiées en fonction des variations de faciès (cf § **fig. II-2**).

1.1.4 - Prospection des fonds par caméra vidéo :

La reconnaissance par caméra vidéo sous-marine a été utilisée d'une part dans le cadre de la validation de certains faciès acoustiques et d'autre part dans l'étude des relations entre les zones à forte concentration de crépidules et la dynamique sédimentaire. Le système d'acquisition se compose d'une centrale d'acquisition de marque CYCLOPE qui permet de suivre en continu l'évolution de la morphologie et de la nature du fond. Cette centrale permet d'effectuer depuis le navire tous les réglages d'intensité lumineuse et de netteté de la caméra couleur. Celle-ci est reliée à la troika : armature métallique dans laquelle est disposée la caméra étanche par un câble tracteur de 50 m de long. Les courants étant relativement forts dans la baie lors des journées d'acquisition, la luge métallique a été tractée sur le fond le plus souvent à contre courant de manière à ce que la vitesse du bateau soit inférieure à 1 noeud.

La sensibilité de la caméra et le changement manuel de sa focale permettent d'observer aisément des structures sédimentaires à une échelle complémentaire de celle du sonar (petites dunes hydrauliques) mais aussi à une échelle plus petite (rides ou petites figures longitudinales). 7 heures d'enregistrements ont été effectuées dans la zone d'étude et les routes correspondantes sont reportées sur la **figure II-2**.

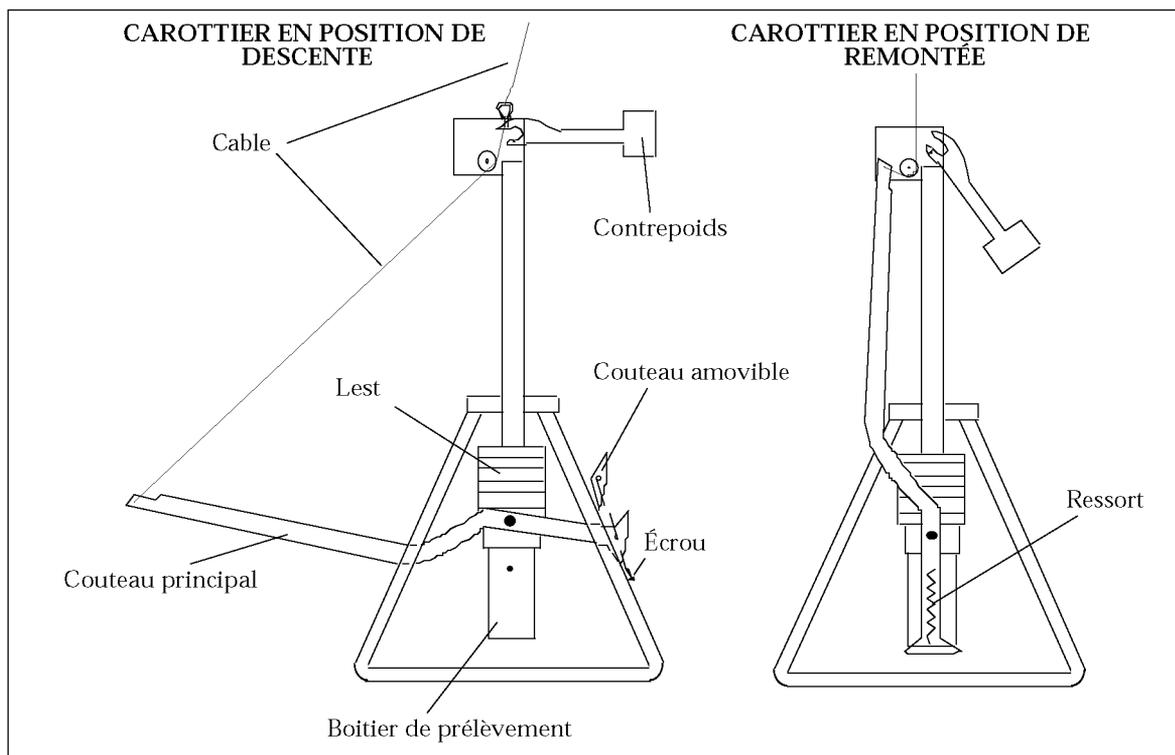


Fig. AN-4 : Schéma de fonctionnement du carottier de type "Reineck"

1.2 - Étude hydrologique et courantologique de la tranche d'eau :

1.2.1 - Prélèvements d'eau et dosage des MES :

Afin de quantifier les flux de matières en suspension transitant le long de la côte ouest du Cotentin et dans l'axe de la baie, nous avons réalisé des mesures hydrologiques en point fixe durant un cycle de marée. Une série de prélèvements d'eau à l'aide de bouteilles hydrologiques est effectuée toutes les demi-heures à 3 niveaux : en surface, à mi-profondeur et à 1 m au-dessus du fond. La bouteille de 10l est descendue ouverte à ses deux extrémités par l'intermédiaire d'un câble porteur jusqu'à la profondeur requise pour le prélèvement. La fermeture de la bouteille est déclenchée mécaniquement par l'impact d'un messenger coulissant le long du câble porteur. Une fois la bouteille remontée, un volume d'eau est prélevé puis filtré immédiatement sur une rampe de filtration composée de trois godets. Les filtres sont séchés au laboratoire puis pesés.

Cinq sites ont été choisis (cf § **fig. II-2**) :

- a - Trois sites sont positionnés près de l'embouchure de la zone estuarienne au large de la pointe de Champeaux,
- b - Deux au large de la côte Ouest du Cotentin entre cette même pointe et celle du Roc au Nord.

1.2.2 - Mesures de courants :

Les mesures courantologiques ont été couplées à l'analyse de la charge particulaire en suspension afin de montrer les variations de direction et d'intensité des courants de marée dans la tranche d'eau et de relier les valeurs mesurées près du fond aux conditions de mise en mouvement des sédiments. Comme pour l'étude de la turbidité, le courantomètre est envoyé au fond toutes les demi-heures et effectue des paliers de 5 mn correspondant aux 3 niveaux d'enregistrements.

L'engin utilisé est un courantomètre électromagnétique Interocéan modèle S4. Son principe de fonctionnement est le suivant. Le déplacement du courant d'eau dans un champ magnétique créé par une bobine électromagnétique placée dans le capteur, induit entre deux électrodes une tension proportionnelle à la vitesse de l'eau passant dans le détecteur. Deux paires d'électrodes disposées perpendiculairement permettent de connaître les composantes du vecteur courant dans un système de référence orthonormé et par la même de le recomposer en phase de traitement. La direction est donnée par un compas magnétique de type 'flux-gate' qui mesure le cap de l'un des axes. Les vitesses sont mesurées entre 0 et 350 cm/s avec une résolution de 0,2 cm/s et la direction entre 0 et 360 ° avec une résolution de 0,5°.

Pour le sixième point de mesure localisé dans la fosse bordant par le Sud-Est l'archipel des îles Chausey, le courantomètre était fixé dans une armature métallique rigide de manière à ce qu'il repose à 1 m au-dessus du fond pendant un cycle de marée.

Le **tableau AN-3** résume pour chacun des sites les différentes conditions de marée au moment de l'acquisition.

1.3 - Suivi de l'évolution morphologique du bâti sous-marin :

Le sondage bathymétrique hautes fréquences ajoute une dimension verticale à la morphologie des fonds.

Comme il l'a été précisé précédemment, conjointement à l'acquisition de l'imagerie acoustique (vue en plan), la modularité des fonds a été enregistrée suivant les mêmes transects de manière à mieux caler les structures lors du dépouillement (par exemple crête de ridin) et afin de mieux comprendre les variabilités de réflectances localement liées aux changements rapides de déclivité du fond. L'échosondeur embarqué sur les navires océanographiques de l'INSU (Côtes de Normandie et Côte d'Aquitaine) est de type SIMRAD EQ100. Dans l'objectif d'un suivi saisonnier des grandes dunes hydrauliques au large de Granville, trois campagnes ont été programmées : fin novembre 1995, mi-avril 1996 et juillet 1996.

SITE	Date	Opérations	Marée (coefficient)	État d'agitation de la mer
1	31 Juil 1996	PE+C	107	belle
2	21 Nov 1995	PE+C	100	peu agitée
3	20 Nov 1995	PE+C	85	belle
4	12 Avril 1996	PE+C	55	calme
5	13 Avril 1996	PE+C	52	belle
6	13 Juil 1996	C	66	belle

Tab. AN-3 : Récapitulatif des conditions externes lors des prélèvements d'eau (PE) et des mesures de courants (C)

Pour chacune de ces campagnes, une dizaine de transects perpendiculaires à l'allongement des crêtes ont fait l'objet de passages répétés (**tab. AN-4**).

N°	Latitude	Novembre 1995	Avril 1996	Juillet 1996
1	48°49'00			
2	48°49'30			
3	48°49'60			
4	48°49'90			
5	48°50'20			
6	48°50'40			
7	48°50'70			
8	48°50'80			
9	48°51'00			
10	48°51'30			
11	48°51'60			
12	48°51'90			
13	48°52'20			

Tableau AN-4 : Transects réalisés suivant les différentes périodes d'acquisitions sur le champ de grandes dunes hydrauliques de Granville

2 - Traitements des données en laboratoire :

2.1 - L'analyse sédimentologique :

Les quelques 600 échantillons collectés à la benne ont été étudiés à partir des techniques suivantes :

2.1.1 - Analyses granulométriques :

Elles suivent le protocole établi par le laboratoire de sédimentologie de l'EPSHOM (Ehrhold et al, 1994). Les échantillons sont dessalés une journée puis séchés à l'étuve à la température de 70°. La fraction inférieure à 50 µm est isolée de la fraction grossière par tamisage sous l'eau sur un tamis muni d'une toile métallique à mailles carrées de côté 0,050 mm.

La fraction grossière est tamisée à sec sur une colonne de tamis à toiles métalliques à mailles carrées dont les dimensions successives sont en progression géométrique de raison voisine de $\sqrt{2}$. Pour que les résultats granulométriques soient en harmonie avec la taille réelle des grains de nombreux auteurs (Hommeril, 1964; Larsonneur, 1971) préconisent de multiplier la dimension de ces mailles par 1,3. 100 à 300 g de sédiment sélectionnés au hasard à l'aide d'un 'quarter', sont séparés sur une colonne vibrante durant 15 mn. Le poids de chacun des refus est noté et sert à calculer le pourcentage de chacune des classes sédimentaires (**tab. AN-5**) :

	Dimensions	Classes
RUDITES (> 5 mm)	> 50 mm	Gros galets
	20 à 50 mm	Galets
	10 à 20 mm	Gros graviers
	5 à 10 mm	Gravillons
	2 à 5 mm	Granules
ARENITES	1 à 2 mm	Sables grossiers
	0,5 à 1 mm	Sables moyens
	0,2 à 0,5 mm	Sables fins
	0,064 à 0,2 mm	Sablons
LUTITES ou PELITES	< 0,064 mm	Vases

Tab. AN-5 : Dimensions en mm des tamis utilisés dans l'analyse granulométrique

2.1.2 - dosage de la teneur en carbonates total :

2.1.2.1 - Décalcification par attaque acide sur l'échantillon brut :

50 à 100 g d'échantillon subit une attaque à l'acide chlorhydrique dilué au tiers. Le poids final soustrait au poids initial permet de donner une mesure relativement précise de sa teneur en CaCO_3 . Sur une quinzaine de mesures, l'approximation est d'environ 5 %. Les valeurs calculées représentent des pourcentages pondéraux établis sur la fraction inférieure à 2 cm (sédiments dépourvus de ses galets).

2.1.2.2 - Analyses calcimétriques par variation du volume de CO_2 :

Dans le cadre de l'étude de la couleur de la fraction sableuse, le pourcentage en CaCO_3 de 220 échantillons a été calculé à l'aide d'un calcimètre Bernard. On mesure le volume de CO_2 dégagé dans un tube manométrique après attaque de l'échantillon à l'acide chlorhydrique. Une formule de correction (température-pression) permet de passer facilement du volume de CO_2 au pourcentage de CaCO_3 .

2.1.3 - Calculs des paramètres sédimentologiques fondamentaux :

Les données de refus de tamis ont été incorporées au logiciel développé en 1983 par Crevel. Outre les différentes possibilités de calculs des refus, des pourcentages et de traçage de courbes cumulatives, le logiciel fournit les différents paramètres sédimentologiques suivant la méthode des moments statistiques (Seward-Thomson et al, 1973; Rivière, 1977). Suivant cette méthode, les paramètres sont donnés en unités Phi (ϕ) ou en mm pour la médiane à partir de l'expression du moment d'ordre m_i :

$$m_i = \frac{1}{100} \int_0^{100} (x - \bar{x})^i dy$$

y étant le pourcentage cumulé correspondant à x, logarithme de la dimension de la particule.

$$\text{pour la moyenne : } \bar{x} = \frac{1}{100} \int_0^{100} x dy$$

$$\text{indice de dispersion : } \sigma = (m_2)^{0,5} \text{ voir tab. AN-6}$$

$$\text{indice de dissymétrie : } S_k = \frac{m_3}{(m_2)^{1,5}}$$

Ces indices ont la même signification que les indices ponctuels définis graphiquement mais relèvent de définitions mathématiques précises et présentent l'avantage d'intégrer toute l'information expérimentale disponible. Dans le cadre d'une utilisation sur des échantillons le plus généralement hétérogènes, ils sont statistiquement plus satisfaisants que les indices ponctuels (Galichon, 1984).

Indice de dispersion	Valeur du classement
< 0,35	Très bien classé
0,35 - 0,5	Bien classé
0,5 - 1	Moyennement classé
1 - 2	Mal classé
> 2	Très mal classé

Tableau AN-6 : Nature du classement du sédiment en fonction de la valeur de l'indice de dispersion

2.2 - Dépouillement des données sonars :

L'interprétation des sonogrammes est basée sur la valeur des signaux rétrodiffusés par le fond qui sont fonction de la granulométrie (rugosité et impédance acoustique de ses constituants) et de sa morphologie (**fig. AN-5**). La réverbération acoustique va donc dépendre de l'effet de surface et de l'effet de volume surtout pour des fréquences de 100 Khz couramment mises en oeuvre.

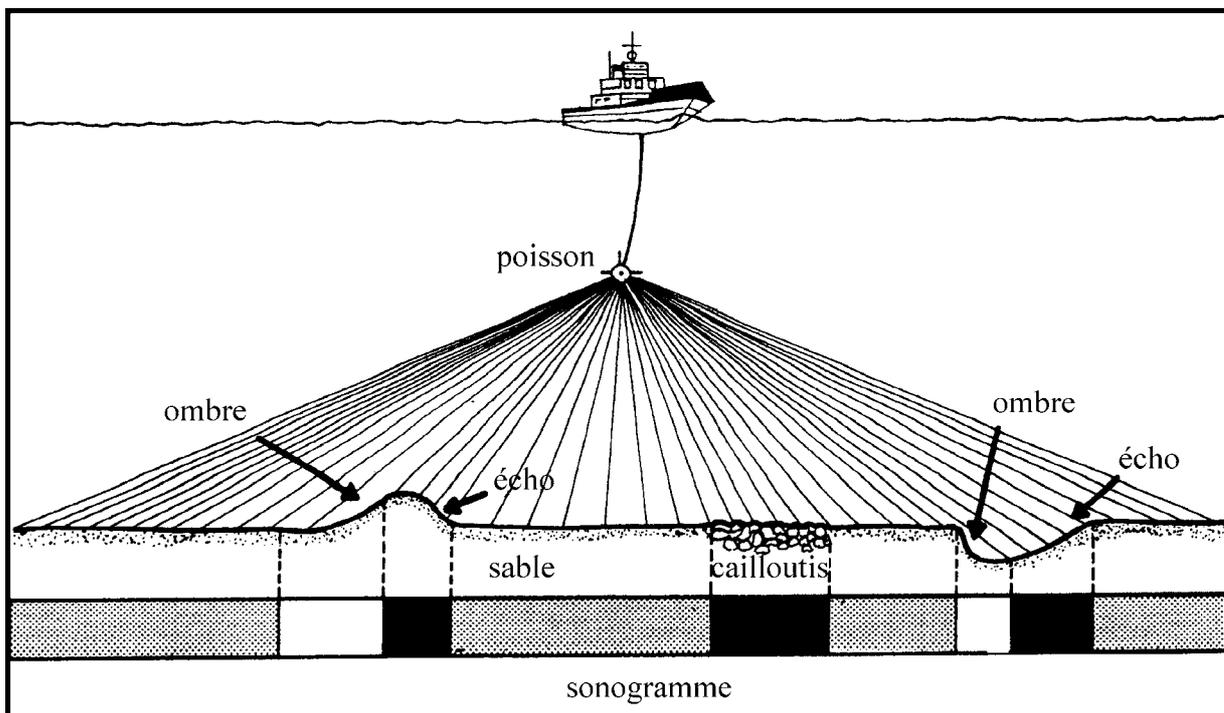


Fig AN-5 : Mode de formation des images sonar (d'après Dewez, 1988)

D'une manière simplifiée, les sédiments grossiers restituent intégralement ou presque les ondes acoustiques qu'ils ont reçu. Chaque grain apporte en effet une importante contribution à un haut niveau de réflexion (Belderson et al, 1972). Cela se traduit par des variations de teintes allant du gris foncé au noir. Les sédiments fins ne restituent du fait de leur pouvoir d'absorption que partiellement les ondes sonores. Ils apparaissent alors gris clair ou blanc. Néanmoins cette gamme de tons n'est pas suffisante pour reproduire l'éventail très large des réponses acoustiques. Le signal rétrodiffusé d'un même fond peut changer en fonction des réglages (niveau de gain et de contraste) qu'effectue l'opérateur pour anticiper sur les évolutions sédimentaires et des conditions d'environnements au moment de l'enregistrement. L'interprétation de la nature du fond est donc 'relative' et le seul moyen de pouvoir étalonner correctement les réponses acoustiques reste les prélèvements ciblés à la benne. Par contre les contrastes entre les faciès acoustiques sont nettement marqués. Pour cette raison, le sonar latéral est avant tout un instrument de discrimination des limites sédimentaires.

La présence d'organismes benthiques en densité importante sur le fond peut générer des échos acoustiques particuliers et troubler l'interprétation sédimentologique des sonogrammes. Il n'est pas rare d'observer en Manche ces faciès liés à la colonisation des fonds par les peuplements d'annélides polychètes qui forment des buttes (Auffret et D'Ozouville, 1985; Augris et al, 1993), plus récemment de mollusques de type crépidule (Hamon et al., 1997) ou de bancs d'algues calcaires comme les mélobésiés. Dans cette perspective, le sonar devient également un instrument de cartographie des peuplements benthiques en zone côtière (Guillaumont et al, 1990).

L'incidence du relief est toute aussi importante sur la réflexion des ondes et donc sur la quantité

d'énergie rétrodiffusée que sur la nature du fond. Les surfaces les mieux insonifiées apparaissent en sombre alors que les zones d'ombre sont représentées en clair. Ainsi les sonogrammes s'apparentent à une photographie en noir et blanc du fond.

Un sonogramme (**fig. AN-6**) est composé de deux parties distinctes :

- a - la partie inférieure représente le sonogramme sensu stricto. Elle se décompose de deux voies correspondant respectivement aux lobes d'émissions droit et gauche du poisson. Les deux bandes sont séparées par un trait continu représentant la trace du poisson, le long duquel la résolution est médiocre malgré les corrections. La portée d'acquisition (100 ou 150 m sur chaque voie) est découpée en intervalle régulier de 25 m dans un repère orthonormé.
- b - la frange supérieure donne l'allure de la topographie (avec peu d'exagération verticale) et la profondeur d'eau sous le poisson. Les liserés blancs contiennent les informations sur les réglages utilisés (gain, portée, n° de profil) et les marques horaires.

Il conduit à la réalisation de cartes morpho-sédimentaires. A partir du fichier numérique de positionnement, les routes sont tracées à l'EPSHOM sur des gabarits en polyester indéformables. Chaque profil comporte des repères horaires (toutes les 30s) identiques à ceux des profils bathymétriques levés en même temps. Ces repères permettent un report précis des limites de faciès et des figures sédimentaires observées.

Le dépouillement a été réalisé à l'échelle du 1/10 000 et 1/5000 dans les secteurs à forte densité de structures de manière à conserver toute la précision de la résolution du sondeur latéral. Les corrélations entre les profils s'appuient parallèlement sur l'information bathymétrique et sédimentologique. Les coupures sont enfin assemblées à l'échelle de la carte marine 7056 (1/48 800) pour produire un document donnant une image satisfaisante de la morphologie et de la nature des fonds.

2.3 - Étude des documents anciens :

L'exploitation des minutes de sondes et des minutes au plomb suiffé du début du siècle, appartenant aux archives du SHOM à Brest, a permis localement d'aborder l'aspect évolutif de la sédimentation et des formes depuis plus d'un demi-siècle. Le plomb de sonde était de forme variable et toujours garni de suif à sa base. Après avoir touché le fond, il s'enfonçait parfois légèrement et pouvait remonter jusqu'à 20 à 30 grammes de vases, de sables, de graviers ou de coquilles collés sur le suif. S'il ne ramenait pas de sédiments mais présentait des marques laissées à sa surface (rayures ou trous), il indiquait alors la présence d'un substrat dur rocheux ou caillouteux.

La synthèse des milliers de descriptions visuelles de la nature des fonds reportées sur chacune des minutes aboutit à la réalisation de cartes sédimentaires épurées. Les documents originels se composent de :

- 3 minutes au 1/10 000 de 1923 concernant le pourtour de la pointe du Grouin,
- 2 minutes au 1/10 000 de 1936 au large de Granville et de la pointe du Roc.

L'opération de transcription est longue et fastidieuse. Après la publication de plusieurs cartes par le Service Hydrographique au XIX^{ème} siècle, Thoulet (1922) fut le premier à réaliser une couverture nationale de cartes lithologiques sous-marine des côtes de France. Des travaux plus récents notamment en baie de Seine (Ehrhold, 1993; Laignel, 1991; Gabelotaud, 1994) ont exploité ces informations précises afin de mesurer l'évolution de la couverture sédimentaire à long terme.

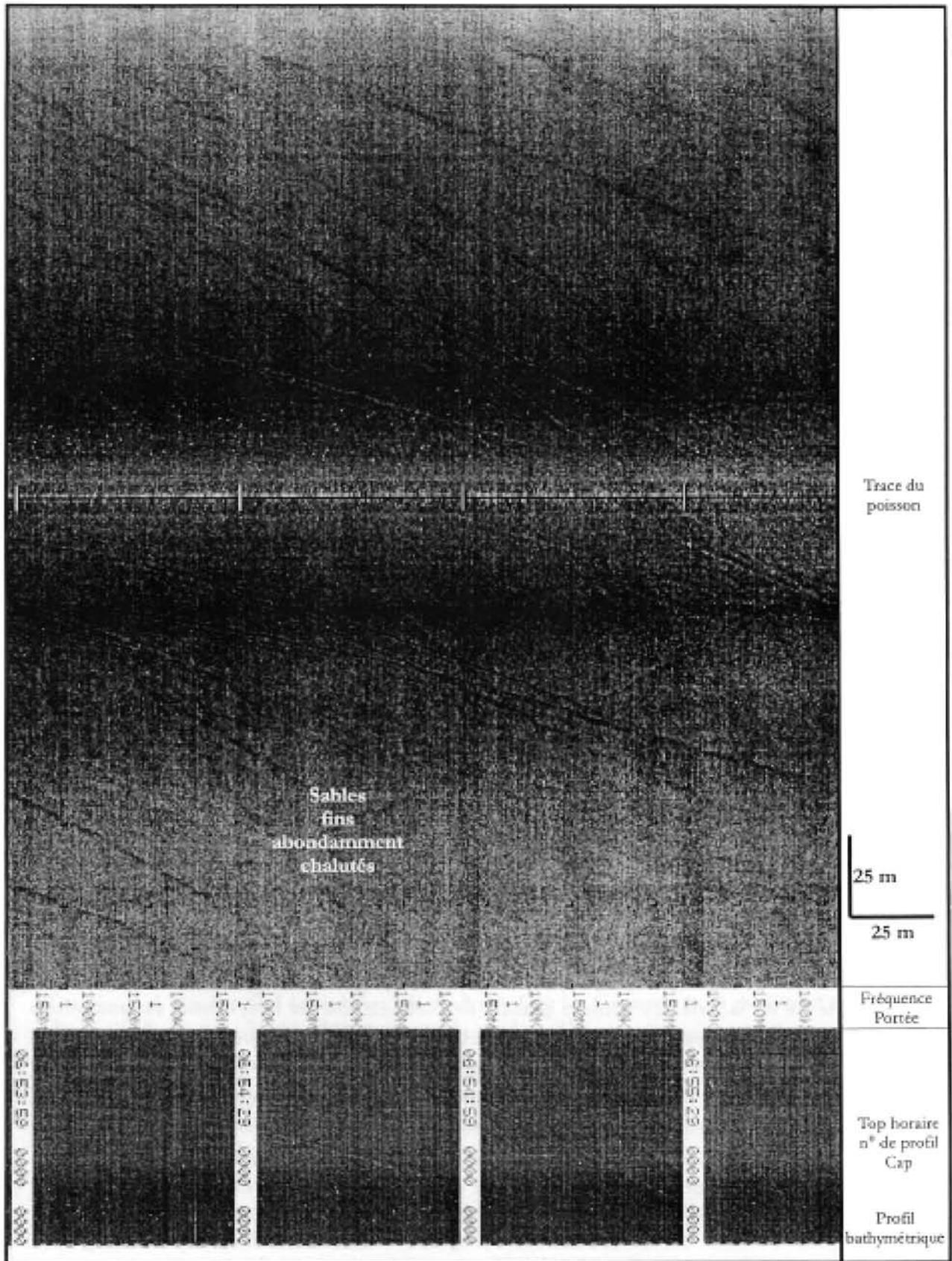


Fig. AN-6 : Reproduction à l'échelle d'un extrait d'enregistrement sonar au large du delta de marée

2.4 - Utilisation de la variabilité spatiale de la couleur des sables en tant que marqueur de la dynamique sédimentaire :

L'objectif est d'établir une cartographie dynamique de l'évolution des fonds marins de notre secteur à partir de la réflectance des sédiments. Il s'agit de mettre en relation la couleur de l'échantillon et le processus hydro-sédimentaire qui lui est associé : érosion, transport ou sédimentation. Les variations rapides des faciès sédimentologiques sur ce site se prêtent à cet objectif. Une telle analyse a pour objet de pouvoir discriminer les zones en érosion pouvant constituer des "régions sources" et les zones d'atterrissements.

2.4.1 - Nature du matériel sédimentaire examiné :

Dans le souci de comparer un spectre granulométrique commun à tous les sédiments prélevés, nous avons isolé et traité la fraction sableuse (inférieure à 0,5 mm) des 230 échantillons de la partie interne de la baie. La couleur globale de l'échantillon est la synthèse des radiations lumineuses réfléchies par les particules siliceuses, les débris organogènes et la fraction non négligeable de minéraux lourds (tourmaline, amphiboles...), étudiée par Giresse (1969).

Les premiers essais ont montré rapidement les limites d'une acquisition visuelle de la couleur. Seule une acquisition objective donc numérique de celle-ci permet de traiter statistiquement l'ensemble des échantillons sans introduire d'interférences liées à la perception de l'opérateur. Le protocole de mise en oeuvre d'un tel système a été élaboré à partir d'essais effectués pendant l'hiver 1995.

2.4.2 - Protocole de traitement de l'image :

La plus grande difficulté du système d'acquisition était de surmonter les problèmes de variabilité du signal vidéo dans le temps liés notamment aux fluctuations de l'éclairage. Il est nécessaire en effet dans ce genre d'application de maîtriser la répétitivité du mode opératoire. Celui-ci reste toutefois du fait de la nature du matériel observé, plus simple que celui développé pour l'analyse verticale des carottes océaniques. En effet ces dernières une fois ouvertes s'oxydent très rapidement en quelques heures. Les conditions de mise en oeuvre de la technique sont les suivantes :

2.4.2.1 - *Le matériel informatique* :

- Un power Macintosh 8200/120Mhz/16 Mo RAM/4 Mo VRAM,
- Carte d'acquisition numérique MIRO DC 20,
 - acquisition en millions de couleurs,
 - résolution en Pal plein format de 768*576 pixels.

2.4.2.2 - *Le matériel optique* :

- Une caméra vidéo Tri-tubes Panasonic avec contrôle manuel de tous les réglages (diaphragme, focale ...)
- Un banc optique muni de deux lampes de 250W diffusant une lumière froide naturelle et équilibrée à 5500°K.

2.4.2.3 - *Les Logiciels d'acquisition et de traitement des images* :

- Adobe Première 4.0 pour l'enregistrement des données depuis la caméra,
- Adobe Photoshop 2.5 pour le traitement statistique de la couleur.

Le schéma de montage est présenté en **figure AN-7**. L'enregistrement des séquences vidéo en point fixe a lieu dans l'obscurité. Avant toute acquisition, une période de quelques dizaines de minutes est nécessaire pour stabiliser la température des lampes. L'acquisition automatique de la couleur des sables disposés dans une boîte de pétri à fond noir débute par le traitement de l'échantillon témoin. Cet échantillon est analysé toutes les dix mesures de manière à surveiller d'éventuelles dérives du signal vidéo. La surface échantillonnée est toujours identique. Elle est de 5,4 cm², ce qui correspond à 10622 pixels. La position de la surface d'échantillonnage sur la boîte à pétri est contrainte par un cache ouvert en son milieu. Les paramètres statistiques de la moyenne, de l'écart-type et de la médiane sont relevés (**fig. AN-8**) pour chaque composante de la couleur (Cyan Magenta Jaune Noir).

L'assemblage de ces 4 couches primaires constitue l'image. Ce mode en couches regroupées restitue plus fidèlement les couleurs que le mode RVB (Rouge Vert Bleu). La caméra transmet le signal vidéo en RVB mais le logiciel interpole celle-ci en CMJN.

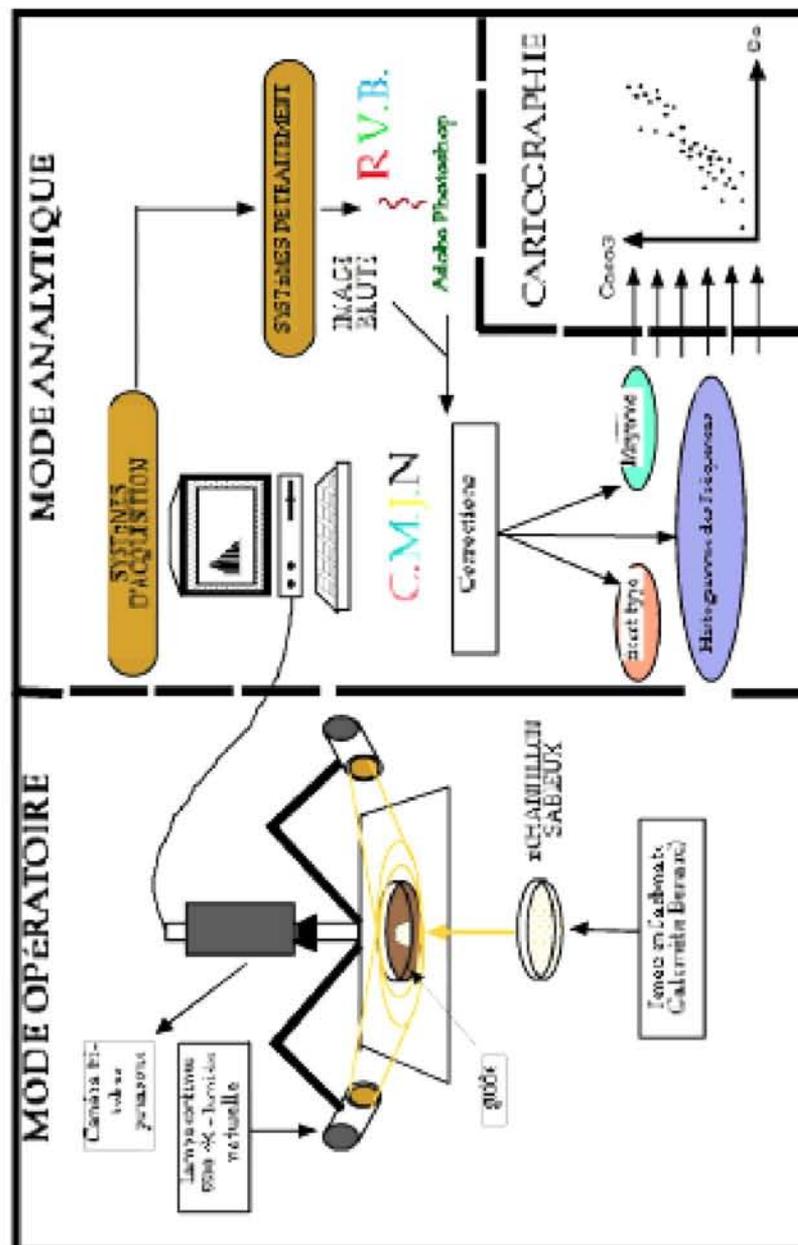


Fig. AN-7: Schéma d'acquisition de la couleur des sédiments marins

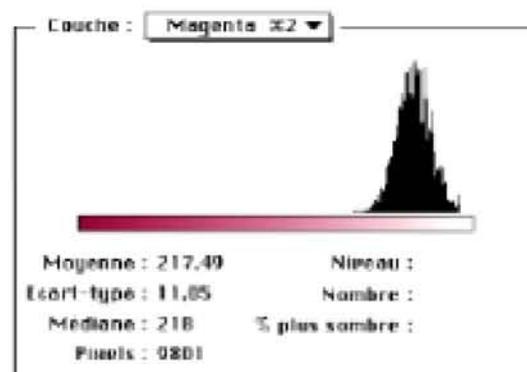


Fig. AN-8 : Exemple de restitution de la valeur des 9801 pixels analysée sur une surface de sable de 5,4 cm²

ANNEXE 2 STRUCTURES SÉDIMENTAIRES

1 - Les figures sédimentaires transversales :

1.1 - Les petites et moyennes dunes hydrauliques (mégarides) :

1.2 - Les grandes dunes hydrauliques (sand waves ou ridins) :

1.2.1 - Caractéristiques générales :

1.2.2 - Relations profondeur - morphologie :

1.2.3 - Relations profondeur - amplitude :

1.2.4 - Relations morphologie - granulométrie :

1.2.5 - Variations morphologiques en fonction des agents hydrodynamiques :

2 - Les bancs :

3 - Les figures longitudinales :

3-1 - Les rubans sableux

3.2 - Les sillons longitudinaux “longitudinal furrows”

Les figures sédimentaires ont abondamment été décrites dans la littérature scientifique (Belderson et Stride, 1966; Kenyon et Stride, 1970; Werner et Newton, 1975; Flemming, 1980). Belderson et al. (1982) résumant l'enchaînement des corps sédimentaires qui tapissent la plateforme continentale sur les diagrammes suivant (**fig. AN-9**). La séquence **b** est la séquence type de succession des corps sableux sur les plateformes continentales dominées par la marée. Les structures sédimentaires se classent en trois grandes familles qui se différencient en fonction de leur orientation par rapport aux courants de marée. Toutes sauf les figures sans orientation particulière (taches de sables) ont été reconnues dans le domaine d'étude.

- Figures sédimentaires dont l'axe d'allongement est transversal par rapport au grand axe de l'ellipse des courants de marée : famille des dunes tidales.
- Figures longitudinales s'édifiant parallèlement aux transport des particules : rubans sableux, traînées et marques d'obstacles.

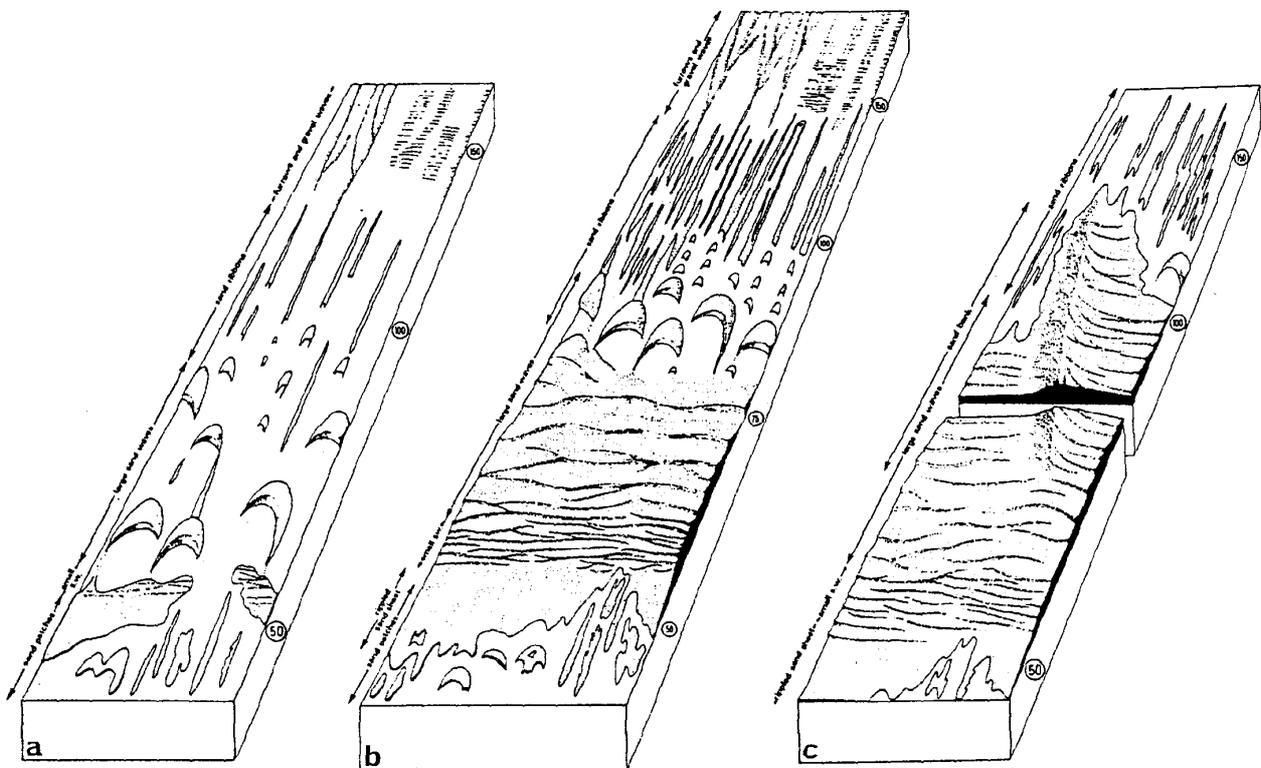


Fig. AN-9 : Enchaînement des formes de dépôt en milieu tidal (Belderson et al., 1982)

a : cas d'une zone en déficit sédimentaire, b : zone à apport sédimentaire modéré ("sand sheet facies"), c : zone à apport sédimentaire important ("sand bank facies"). L'intensité des courants de vives-eaux mesurés en surface est exprimée en cm/s

1 - Les figures sédimentaires transversales :

Ces formes de dépôt ou "bedforms" dans la terminologie anglo-saxonne s'édifient perpendiculairement à la direction dominante des courants de marée. Les classifications des formes transverses synthétisées par

Dewez (1988), Berné (1991) ou Vicaire (1991) sont nombreuses et montrent la multiplication des terminologies employées, source d'ambiguïté susceptible de prêter à confusion. Dans le cadre de nos travaux et dans un souci de clarté, il est apparu préférable de s'accorder avec la nomenclature anglaise définie par Ashley (1990) à l'initiative de la SEPM (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists) et sa version française (Berné et al., 1989). Cette classification représente une façon simple de classer les formes transverses en utilisant deux paramètres morphologiques ; la longueur d'onde L et l'amplitude H (**fig. AN-10**).

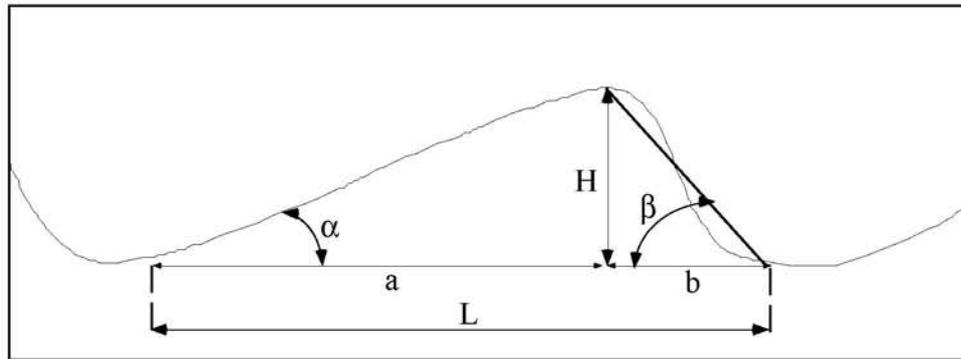


Fig. AN-10 : Caractéristiques géométriques d'une figure sédimentaire transverse.

a : longueur du flanc doux, b : longueur du flanc raide,
 $L = a + b$: Longueur d'onde, H : amplitude,
 α : pente du flanc doux, β : pente du flanc raide

La hauteur et la longueur limites séparant la famille des dunes tidales ou dunes hydrauliques, des rides sont respectivement à 0,06 et 0,6 m (**tab. AN-7**). Elles se répartissent en quatre sous-classes suivant les longueurs d'ondes 5, 10 et 100 m, permettant de différencier les petites, moyennes, grandes et très grandes dunes. Les amplitudes relatives à ces longueurs d'onde sont calculées par la relation de Flemming (1988) : $H = 0,067L^{0,8098}$. La hauteur limite à 0,5 m sépare les petites et moyennes dunes que nous nommerons PDM, des grandes et très grandes dunes hydrauliques (GDH dans le texte).

Hauteur (m)	0,06	0,25	0,5	3	
Longueur d'onde (m)	0,6	5	10	100	
Ashley, 1990	Ripples	small	medium	large	very large
Berné et al., 1989	Rides	petites	moyennes	grandes	très grandes

Tableau AN-7 : Classification des figures transverses aux courants en fonction de leur amplitude et de leur longueur d'onde en mètres (Ashley, 1990 ; Berné et al. 1989).

Cette classification se rapproche naturellement de la nomenclature tripartite utilisée abondamment dans la littérature scientifique et dont les trois principales composantes sont les rides, mégarides et vagues de

sable. Les PDM correspondent aux mégarides (Dalrymple et al., 1978) alors que les GDH sont appelées ridins (Bouysse et al., 1976) ou sand waves (Yalin, 1972). Le pouvoir de résolution du sonar à balayage latéral limite rapidement la détermination des rides et la hauteur des petites dunes. Inversement, elle rend également difficile l'interprétation de la longueur d'onde des très grandes dunes qui peuvent se modifier rapidement d'une dune à l'autre et dépasser l'échelle latérale de résolution du poisson remorqué.

1.1 - Les petites et moyennes dunes hydrauliques (mégarides) :

Les PMD sont des formes d'amplitude modeste, comprise généralement entre 0,06 et 0,5 m. Leur longueur d'onde peut atteindre parfois une vingtaine de mètres. Elles présentent le plus souvent une dissymétrie marquée traduisant ainsi la direction et le sens du transport sédimentaire. La composition granulométrique de ces structures est variable. Elle est fonction d'une part de l'intensité des courants et d'autre part, de la nature et de la disponibilité du sédiment. La forme de leur crête est le plus souvent rectiligne, mais lorsque l'intensité du courant augmente, elle adopte une allure festonnée (**fig. AN-11**), en forme de croissant (type barkanoïde). La présence de ces structures sédimentaires est donc déterminée par la nature et le volume des apports ainsi que les agents hydrodynamiques (Auffret et al., 1984).

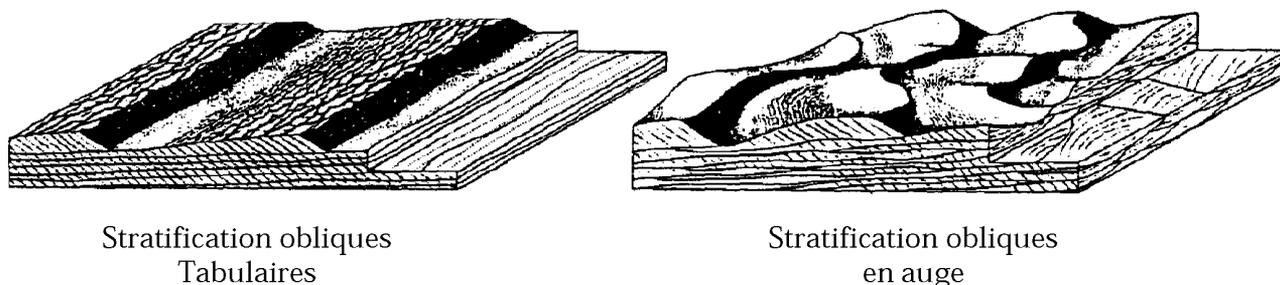


Fig. AN-11 : Stratifications obliques produites par des rides bi- et tri-dimensionnelles
(d'après Harms et al., 1982)

Leur spectre granulométrique est large en fonction de la turbulence du milieu et de l'épaisseur de la couverture sableuse. Les profils vidéo dans les champs de petites et moyennes dunes soulignent la présence de débris coquilliers parsemant le flanc raide au pied duquel s'accumulent des coquilles entières. Les mégarides présentent généralement une dissymétrie prononcée, traduisant le sens du transport dominant. Or si pour les rides qui la surmontent parfois, cette polarité est considérée comme un transport instantané à l'échelle du cycle de la marée, il n'en est pas de même pour les mégarides. Les travaux d'Allen (1984) montrent que la polarité peut s'inverser totalement lorsque l'intensité des courants de flot et de jusant est suffisante et d'égale amplitude. Lorsque l'intensité de l'une des deux phases est plus faible, l'inversion est incomplète, et n'affecte que la partie supérieure de la structure, c'est à dire la crête. Par contre, si l'une des deux phases est très dominante, on assistera à la migration de la structure toujours dans le sens du courant dominant.

Le deuxième phénomène se réalise sur une plus longue période au cours de l'alternance des cycles de ME et VE qui contrôle la variation de l'importance relative du flot et du jusant (Berné, 1991). Ainsi Dewez (1988) considère, après de nombreuses observations sur le terrain, que pour des coefficients de marée supérieurs à 60, la polarité des mégarides est susceptible de s'inverser. Enfin l'action épisodique de la houle peut faire évoluer cette polarité.

1.2 - Les grandes dunes hydrauliques (sand waves ou ridins) :

1.2.1 - Caractéristiques générales :

J'utiliserai parallèlement pour les grandes et très grandes dunes, la nomenclature de Van Veen (1935) basée uniquement sur l'aspect des dunes tidales d'après leur profil transversal observé à partir des bandes d'enregistrements sondeur. Elle apporte à la classification génétique utilisée, un degré morphologique supplémentaire rapidement accessible et placé en dehors des coupures qui peuvent paraître arbitraire et sujet à polémiques. Cet auteur décrit quatre types morphologiques (**fig. AN-12**) :

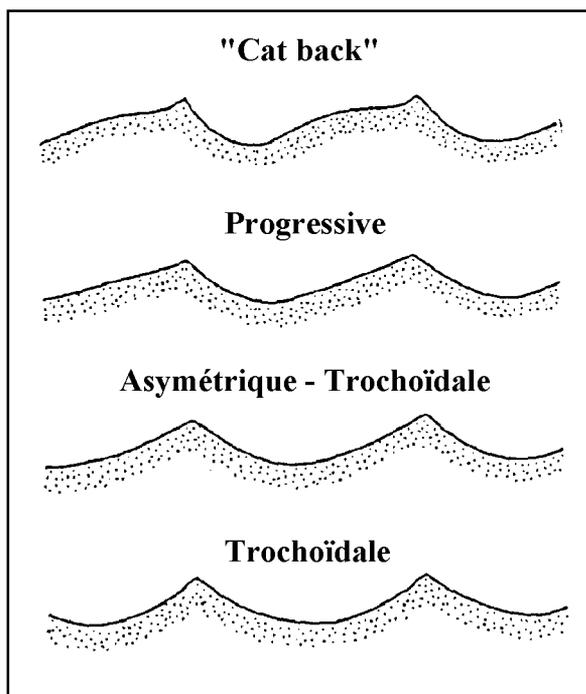


Fig. AN-12 : Quatre types morphologiques de dunes tidales décrites par Van Veen (1936) à partir des enregistrements à l'échosondeur

- Les dunes sableuses trochoïdales (T) ou symétriques (la dissymétrie peut parfois s'exprimer très légèrement). Les pentes des deux flancs sont d'environ 10° , allant jusqu'à 20° . Elles ont tendance à posséder un relief plus accusé (Dewez, 1988). Pour McCave (1971), elles se développent dans les régions de transport nulle ou "bed load parting".

- Les dunes sableuses dissymétriques composées des dunes asymétriques-trochoïdales (AT), progressives (P) ou dites en dos de chat, "Cat Back" (CB). L'allure de ces dernières résulte de la déflexion du courant subordonné au passage de la crête, entraînant la formation d'un courant de retour vers la crête (Smith, 1969). La pente douce de ces dunes asymétriques est généralement inférieure à 5° alors que celle du flanc abrupt varie entre 10 et 35° (Berné, 1991).

Kenyon (1970) a observé que la décroissance de l'intensité des courants de marée dominants s'accompagnent du passage de vagues sableuses de forme tridimensionnelles à des formes bi-dimensionnelles. Selon Berné (1991) les dunes tidales sont des corps sédimentaires en équilibre avec les conditions de marée actuelles. Elles sont très rarement isolées et s'associent le plus souvent pour

constituer des “champs de dunes” ou festonner les flancs des bancs tidaux, baptisés respectivement selon Stride (1982) “sand sheet facies” et “sand bank facies”.

Vues en plan, les dunes hydrauliques passent de crêtes rectilignes (corps bidimensionnel) à des crêtes sinueuses (corps tridimensionnel) à mesure que la vitesse du courant augmente. L'aspect sigmoïde de ces dernières s'explique par les différences de vitesse entre les parties plus ou moins profondes de la dune lorsqu'elle progrède sur un fond en pente (Berné, 1991). Plusieurs paramètres tels que la granulométrie, la profondeur d'eau et l'action des agents hydrodynamiques interviennent dans la géométrie des dunes tidales.

1.2.2 - Relations profondeur - morphologie :

McLeish et al. (1981) montrent que la forme des dunes tidales en mer du Nord (variation de la pente des flancs et de l'asymétrie) est dépendante de la profondeur. Braud (1986) souligne également que leur répartition morphologique à l'embouchure de la Gironde est étroitement liée à la bathymétrie. En baie de Seine occidentale, les formes symétriques trochoïdales se retrouvent proportionnellement d'avantage sous une tranche d'eau plus importante (Ehrhold, 1993). Mais cette relation est très controversée car pour Bokuniewicz et al. (1977), la forme des dunes dans le Sound de Long Island (New York) serait indépendante de la profondeur.

1.2.3 - Relations profondeur - amplitude :

Selon Allen (1970; 1984), l'amplitude des dunes tend à augmenter avec la profondeur. Il décrit cette relation entre la hauteur moyenne (h) au-dessus du pied des dunes d'amplitude (H) sous la forme d'une loi empirique $H=0,086h^{1,19}$. Berné (1991) fait apparaître une très bonne corrélation (coefficient de corrélation de 0,98) entre ces deux paramètres déduits de dunes de l'embouchure de la Gironde, pouvant être exprimés par une fonction linéaire de la forme : $H_{\text{moy}}=0,5h_{\text{moy}}-10,2$ (**fig. AN-13**). Ce phénomène a été observé sur les profils au sondeur bathymétrique ainsi que sur les profils sismiques sur le banc du Cardonnet (Ehrhold, 1993). Il est compatible avec l'apparition des petites dunes et des mégarides vers le sommet des bancs. La diminution de l'amplitude lorsque la tranche d'eau diminue, traduit l'effet perturbateur, voire destructeur, de la houle sur la géométrie des crêtes, cet effet s'accompagnant d'un vannage des sédiments.

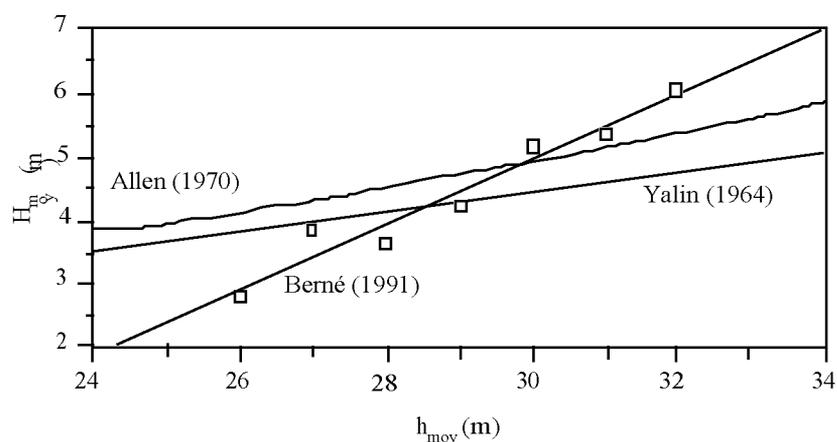


Fig. AN-13 : Relation entre la profondeur moyenne h_{moy} et l'amplitude moyenne des dunes H_{moy} (d'après Berné, 1991)

Shide (1970) ou Bokuniewicz et al. (1977) considèrent que même si la hauteur d'eau impose une limite maximale d'amplitude des grandes dunes, l'amplitude des dunes est indépendante de la profondeur d'eau. La relation ($H = 0,086d^{1,19}$) définie par Allen (1970) ne se vérifie pas dans le cadre de leurs travaux.

1.2.4 - Relations morphologie - granulométrie :

Selon Yalin (1964), il existe une relation simple de lier l'amplitude des dunes (H) à la granulométrie (diamètre moyen D) : $H = 1000D$. Les prélèvements rapprochés de sédiments sur les grandes dunes hydrauliques grâce à la plongée sous-marine a permis d'apporter de précieuses informations sur la constitution granulométrique de ces grands corps sédimentaires. Le spectre granulométrique est généralement compris entre 0,17 et 0,7 mm (Berné, 1991; Terwindt, 1971). Bokuniewicz et al. (1977) remarque que les grandes dunes du sound de Long Island disparaissent lorsque les sédiments contiennent plus de 12% de fraction grossière (> 1 mm) et 10% de silts. Le flanc long généralement festonné de mégarides bien développées au-delà d'un coefficient 75 (Thauront, 1994) fait l'objet d'un tri granulométrique depuis la base vers la crête. Le diamètre moyen des particules augmente vers le sommet de la dune parallèlement à l'amélioration du tri. Dewez (1988) souligne l'importance des variations granulométriques liées aux modifications latérales rapides et à la morphologie des mégarides. La dynamique de ces petites dunes alimente la dune principale.

Au sommet, les sédiments sont vannés par l'intensité plus forte des courants. La crête est constituée d'un sable plus grossier, fluant à forte porosité et extrêmement meuble. La fraction biogène préférentiellement entraînées se concentre sur le flanc court par phénomène d'avalanche (Thauront, 1994). Selon Davis (1993), la granulométrie des échantillons décarbonatés est équivalente d'un bout à l'autre de la dune mais c'est surtout la teneur en coquilles qui évolue.

Le flanc raide alimenté par les mécanismes d'avalanche est généralement plus grossier et moins bien trié que le flanc doux (Thauront, 1994, Davis, 1993). Au pied de ce flanc, s'accumulent des coquilles brisées et émoussées. Lorsque l'on s'en éloigne, la taille des particules diminue. Le matériel fin se dépose par phénomènes de pluie sableuse "sand fall" (Berné, 1991). Il peut s'agir d'un sable moyen homogène et compact (Dewez, 1988) pouvant être fixé par des organismes tubicoles tels que les lanices (Berné, 1991).

Mais Dewez (1988), tout comme Terwindt (1971) sur deux dunes en mer du Nord, soulignent que ce gradient granulométrique depuis les flancs vers la crête ne s'applique pas à toutes ces structures, les sédiments pouvant être très homogènes sur toute la dune. La distribution granulométrique des sédiments sera contrôlée par les modifications saisonnières et par l'influence des phases jouées par le courant de flot ou de jusant, susceptibles de perturber épisodiquement le schéma de répartition des sédiments sur la dune.

Berné (1991) montre que la granulométrie joue un rôle dans le contrôle de l'amplitude des vagues, les dunes les plus hautes étant constituées de sédiments plus grossiers. Dewez (1988) émet également l'hypothèse que la granularité des sédiments peuvent jouer un rôle sur la morphologie de la crête des dunes. Les sables moyens bien classés et homogènes restent en équilibre pour former une crête aiguë alors que les gravelles coquillières hétérogènes pourraient être reliés aux crêtes arrondies.

1.2.5 - Variations morphologiques en fonction des agents hydrodynamiques :

Selon Berné (1991) et Langhorne (1982), la morphologie des dunes évolue en suivant les différents

cycles de marée. Les transformations radicales apportées à la structure principale seront dépendantes de l'alternance des cycles de ME et de VE qui contrôlent l'importance relative du flot et du jusant, ou de l'action des houles de tempêtes. Il observe occasionnellement la reprise de la crête par le courant subordonné formant un bourrelet dur de 40 à 50 cm très meuble appelé "ebb or flood cap" (chapeau de jusant ou de flot). La crête peut être également simplement émoussée par le courant subordonné. Un autre phénomène a lieu lorsque les courants dominants sont suffisants. Ils génèrent une bulle de séparation créée par le décollement de la couche limite au passage de la crête dont la conséquence première est la progradation de petites dunes dites "de retour" vers le sommet.

Les courants ne sont pas les seuls agents responsables de modifications locales et épisodiques de la morphologie des grandes dunes. Terwindt (1971) montre que la hauteur des ridins varie en fonction des périodes de tempêtes qui se traduisent par une érosion conséquente de la dune et de phases calmes pendant lesquelles on assiste à l'engraissement de la dune par la circulation tidale. Houthuys et al. (1994) observent le même phénomène sur les dunes tidales qui festonnent les flancs du banc du Middelkerke en Mer du Nord. Après le passage des tempêtes de secteur Sud-Est, les petites et moyennes dunes disparaissent alors que la crête principale peut reculer de 5 m vers le Nord-Ouest et maigrir d'un mètre. Thauront et al. (1996) constatent que les grandes dunes de la passe interne du bassin d'Arcachon enregistrent les changements saisonniers des courants dominants sous l'action des vents. Cet agent climatique est responsable de l'inversion provisoire de la polarité des grandes dunes en renforçant tantôt le courant subordonné, tantôt le courant dominant. Les grandes dunes symétriques résultent alors de l'évolution des formes asymétriques de flot remaniées par le jusant au printemps et inversement à l'automne. De même Harris (1991) a parallèlement observé au Nord-Est de l'Australie l'inversion de dunes tidales sous l'action de vents bien établis. Herman (1996) met en évidence sur les fonds du Nord de la Manche, un ralentissement de la progression des dunes vers le Sud-Ouest durant les années où la fréquence des tempêtes est importante. Enfin, Field et al. (1981) montrent que la combinaison de la houle et du courant de marée est à l'origine de certaines dunes en mer de Béring.

2 - Les bancs :

Les bancs côtiers appartiennent à une famille de structures sédimentaires (sands banks) largement répandues sur tout le plateau continental européen. Les bancs de la mer du Nord et ceux de la Manche orientale ont été abondamment étudiés par différents auteurs (Caston, 1972, 1981; McCave et Langhorne, 1982; Dewez, 1988, Clabaut, 1988, Vicaire, 1991 et Trentesaux, 1994). Il s'agit de corps sédimentaires pluri-kilométriques, pas tout à fait alignés dans le sens des courants et parfois regroupés en famille.

Caston (1972) travaille au Sud de la mer du Nord (dans la zone de Norfolk). Il montre que la dynamique du banc est étroitement liée à la répartition des dunes tidales qui l'accompagnent. Elles s'orientent perpendiculairement au pied du banc et leurs crêtes tournent progressivement jusqu'à ce qu'elles soient presque parallèles à son sommet. Il montre que ces grandes dunes possèdent une polarité inverse sur les deux flancs opposés du banc, assurant ainsi la lente convergence du matériel sableux vers celui-ci, et par la même, la croissance du banc. La croissance verticale est limitée par la profondeur d'eau du fait du rôle secondaire joué par la houle. Il pose le problème des gains et des pertes en matériel de ces bancs (1981). Il propose une circulation ouverte à leurs extrémités par lesquelles les champs de dunes de sable alimentent le banc en matériel sableux. Les deux flancs du banc constituent, alors, deux couloirs sédimentaires à circulation opposée. Dewez (1988) schématisa leur fonctionnement en compilant l'ensemble des résultats de ces travaux (**fig. AN-14**). McCave et Langhorne (1982) dont les travaux se situent dans le même secteur (zone de Norfolk), ont montré au contraire, que ces bancs déterminent une zone de circulation fermée. Pour

ces auteurs, les grandes dunes hydrauliques symétriques séparant les deux couloirs sédimentaires à circulation opposée, ne constituent pas une zone de transport nul, mais une zone de transition, par laquelle le sable contourne le banc. Ce phénomène s'observe par la migration des mégarides sur les flancs des grandes dunes. Dewez (1988) observa sur la Bassure du Baas (Manche orientale), que la direction de déplacement de matériel sur les deux flancs était identique. La stabilité du banc est alors assurée par l'apport de sable venant du Sud.

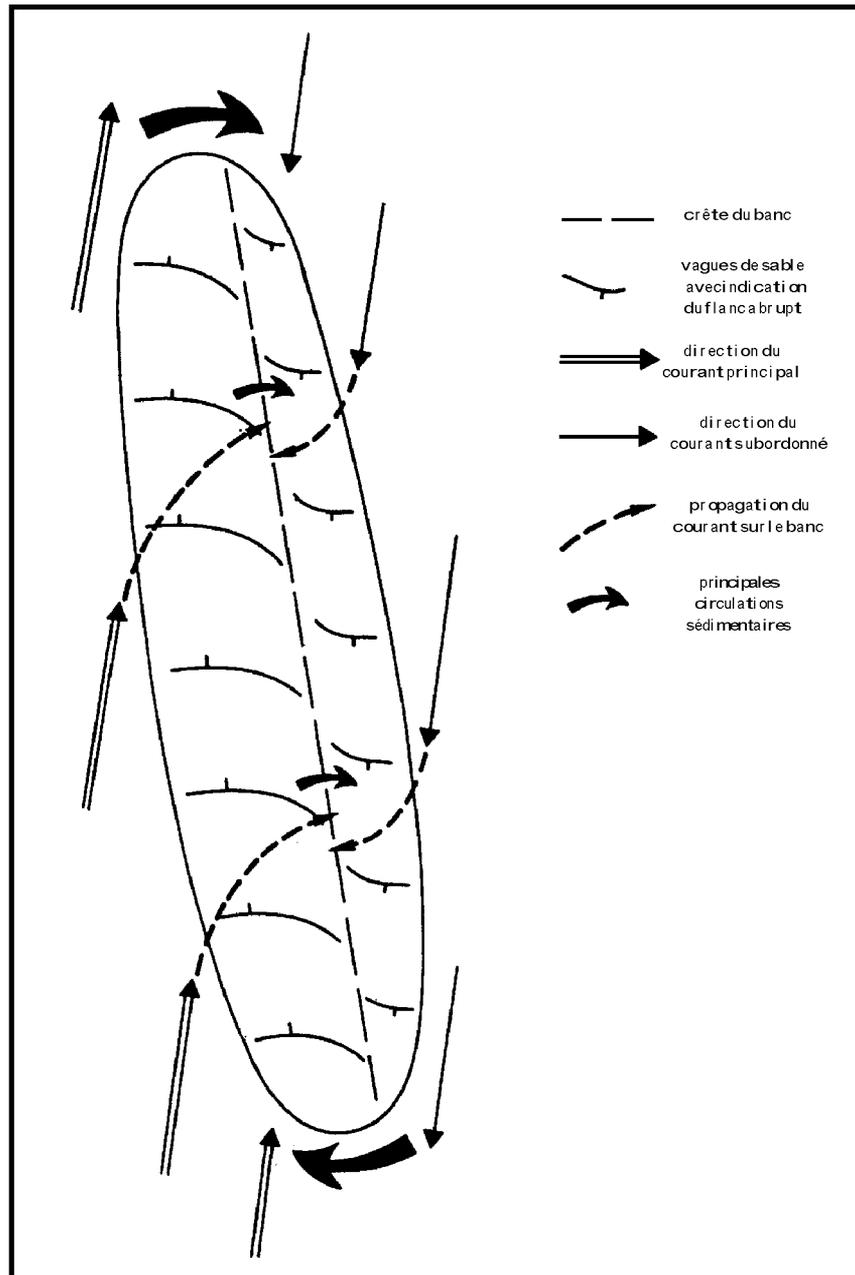


Fig. AN-14 : Modèle de circulation de la dynamique des bancs de la Mer du Nord in Dewez (1988) (d'après Houbolt (1968), Caston (1972) et Kenyon et al. (1981))

La caractéristique essentielle des bancs examinés, est qu'ils présentent tous une asymétrie parfois très prononcée. Les auteurs ont cherché comment cette dissymétrie entre le flanc long et le flanc court du banc apparaissait, et quel rôle elle jouait dans l'évolution latérale du banc. Caston (1972) suggère que l'angle en

moyenne 20° entre l'axe des bancs avec le grand axe de l'ellipse des courants de marée et l'inégalité entre les deux phases de courants, sont à l'origine de leur dissymétrie.

Du fait de leur obliquité fréquente, le flanc exposé au courant dominant développe une pente douce, alors que le flanc opposé sous l'influence du courant subordonné adopte une pente abrupte. La migration de l'asymétrie des bancs se fait alors dans la direction du côté opposé. Le moteur de la construction et du maintien des bancs sableux correspond aux courants de marée. Caston (1972) imagine une séquence de développement des bancs en mer du Nord sous l'influence des courants de marée. Le banc migre latéralement du fait d'un transport résiduel plus important sur un des deux flancs. Mais différents segments du banc peuvent migrer à des vitesses différentes. Du fait d'un taux inégal de transport, il perd alors sa ligne droite, et la flexure engendrée par ce processus s'amplifie avec le temps, par l'action opposée des courants. Cette zone sigmoïde détermine un chenal préférentiel de jusant et de flot et scinde en deux puis trois parties le banc initial.

L'origine de ces structures sableuses est discutée. Les partisans d'une genèse née de l'action des courants de marée (Houbolt, 1968; Caston, 1972, Bouysse et al., 1976; Belderson et al, 1986) s'affrontent avec l'hypothèse que ces bancs sont nés à partir de structures sableuses anciennes (barres d'embouchures estuariennes, barrières littorales démantelées ou cordons dunaires; Swift, 1975). Les études, en mer Celtique, en Manche et en mer du Nord s'accordent pour montrer que leur édification a commencé à partir de 9000 Bp.

Belderson et al. (1986) ont utilisé un modèle pour comprendre l'origine tidale des bancs de la mer Celtique. Ils estiment alors qu'une baisse de 100 m du niveau marin (voisine de celle de la régression préflandrienne) entraîne une multiplication par 2 de la vitesse des courants de marée. Ces vitesses d'environ 90 cm/s sont suffisantes pour générer et maintenir les bancs sableux. Bouysse et al. (1976) estiment également que ces bancs se sont formés à la fin de la régression pré-flandrienne sous une profondeur de 40 m, et selon le mécanisme décrit par Caston (1972). Pour Swift (1975), ces bancs seraient hérités de structures peu profondes soumises à un régime hydrodynamique côtier et estuarien, formées lors d'un niveau marin abaissé. Ils auraient évolué par suite avec la remontée du niveau marin.

3 - Les figures longitudinales :

3.1 - Les rubans sableux :

Les rubans sont des formes de dépôt linéaire, allongés parallèlement au grand axe de l'ellipse de courant de marée. D'une épaisseur ne dépassant pas le mètre, ils peuvent atteindre 15 kms de longueur (Kenyon, 1970) et 260 m de large (Harris et Collins, 1985). Le rapport de la longueur sur la largeur excède généralement 40. Ils sont généralement constitués de sable fin à moyen se déplaçant sur une couverture immobile (gravel lag) à caractère graveleux et caillouteux fortement marqué. Le rapport de la longueur sur la largeur est le plus souvent supérieur à 40 (Flemming et Stride, 1967). Ils se développent dans les zones où les courants de marée atteignent 1,5 noeuds en surface (Kenyon et Stride, 1970). Ils sont donc largement répandus sur tout le plateau continental européen et généralement sur les fonds à faible stock sédimentaire (Auffret et al., 1972; Auffret et al., 1984; Berné et al., 1986).

De ses études dans les mers ceinturant les Iles Britanniques, Kenyon (1970) a distingué 4 types de rubans à partir de leur morphologie, mais aussi de la vitesse des courants et de la quantité de sable

disponible (**fig. An-15**) :

- Le type A se développe dans des conditions de vitesse élevée de l'ordre de 2,5 noeuds (125 cm/s). Ils sont constitués par des trains de mégarides à crête longue et droite (longueur d'onde entre 5 et 20 m), laissant apparaître entre elles le sédiment grossier sous-jacent.
- Le type B apparaît pour des courants de plus faible intensité, de l'ordre de 2 noeuds. Ils sont les plus abondants. Ils prennent une allure en doigt de gant et dans les zones où le courant s'accélère, ils s'affinent et deviennent discontinus. Ils peuvent être larges à bords diffus ou plus étroits et regroupés. Leur surface peut être modelée de figures sédimentaires transverses de petites tailles (rides, mégarides) et présenter des marques d'obstacles.
- Le type C comme le type A est peu répandu. Sa morphologie est guidée par l'alternance de figures transverses en croissant (Barkanes) et de longueur d'onde supérieure à 150 m, entrecoupées de plages caillouteuses (vitesse moyenne de 90 cm/s).
- Le type D se développe au sein des creux interdunaires sur un fond grossier et pour des vitesses sensiblement égales à 75 cm/s. Les rubans sont généralement minces et de petite taille, se connectant aux vagues de sables isolées.

Entre les formes de type A et celles de type D, les courants diminuent et le stock de sable disponible augmente.

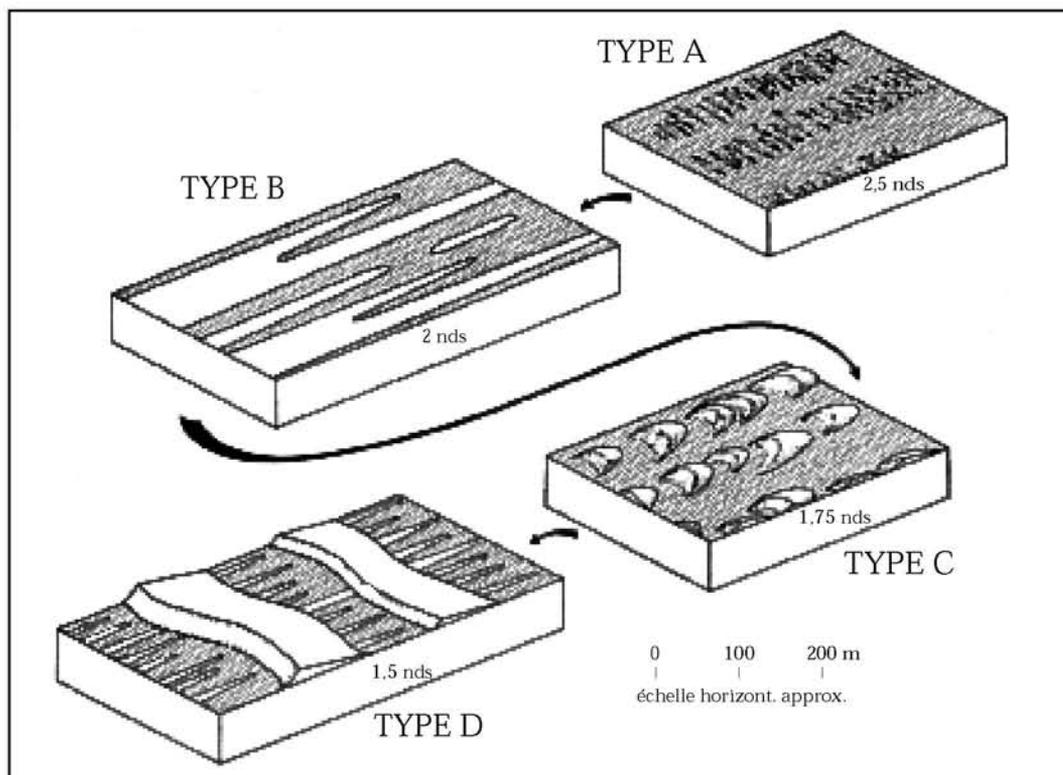


Fig. AN-15 : Classification des rubans sableux (Kenyon, 1970)

McLean (1981) pense que la rugosité du fond influence les processus de formation des rubans. Ses résultats montrent que les rubans apparaissent sous l'action d'une circulation secondaire, qui naît de la différence de rugosité entre le ruban de sable et les sédiments grossiers adjacents. La distribution non uniforme de la rugosité du fond conduit à générer des courants secondaires hélicoïdaux et horizontaux de part et d'autre du ruban (**fig. AN-16**).

Ces courants transportent les particules sableuses et carbonatées depuis les zones latérales à forte rugosité vers l'axe du ruban où elles s'accumulent. Il souligne également le rôle de la profondeur dans la perturbation de son modèle. En effet de nombreux auteurs ont souligné l'étroite corrélation entre la profondeur de l'eau et l'espacement entre les rubans (**fig. AN-17**).

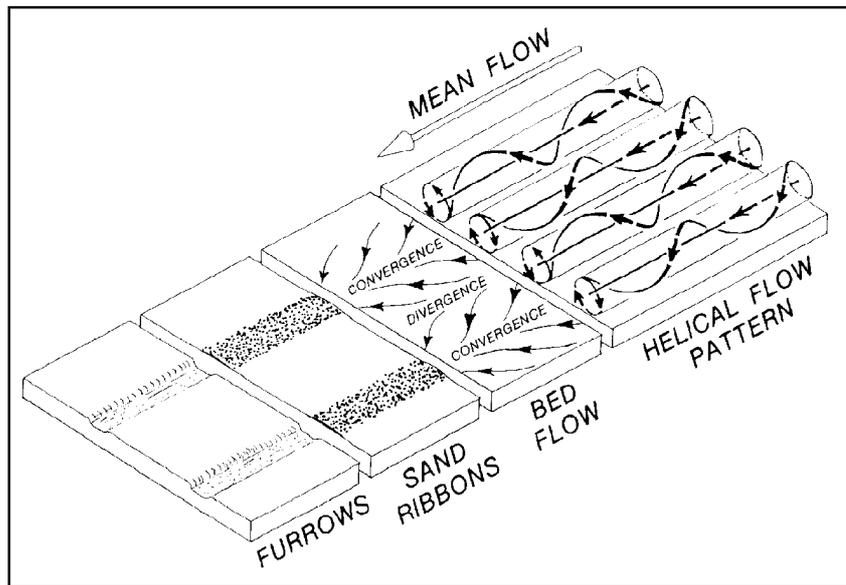


Fig AN-16 : Mode de formation des rubans sableux (Flood, 1983)

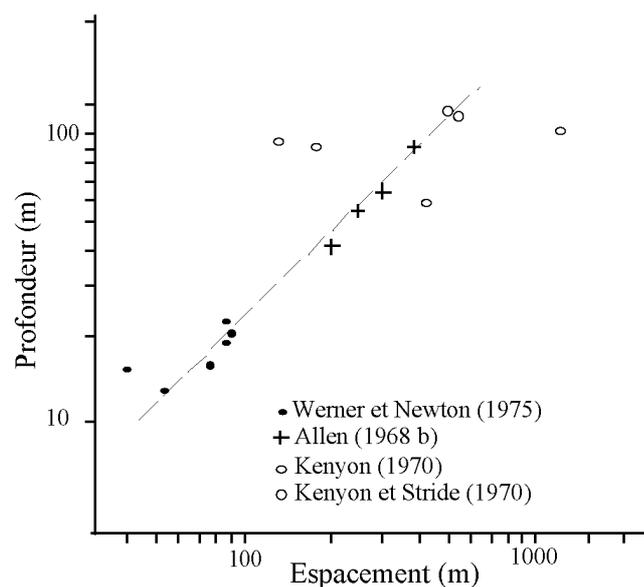


Fig. AN-17 : Relation entre la largeur des rubans et la profondeur d'eau (échelle log-log) (in Werner et Newton (1975) modifié)

3.2 - Les sillons longitudinaux “longitudinal furrows” :

Il s’agit de figures sédimentaires longitudinales qui se forment dans des sédiments très variés tels que les vases silteuses, les boues pélagiques, les sables coquilliers ou les graviers. Dyer (1970) observe le premier ces figures dans la baie de Southampton. Flood (1983) propose sur la base de l’ensemble des observations faites par divers auteurs aussi bien sur le plateau continental (Stride et al., 1971) que dans les lacs et les océans profonds, une définition de ces figures, une classification et un modèle d’initiation dans les sédiments vaseux.

Les sillons sédimentaires sont, tous comme les rubans, allongés parallèlement à la direction résiduelle d’écoulement. Ils sont généralement regroupés en champ et il semble qu’ils soient d’avantages contrôlés par les paramètres de l’écoulement de la masse d’eau que par la nature sédimentologique du substrat qu’ils érodent.

Dans les sédiments vaseux d’estuaires, ils apparaissent pour des vitesses de courants de marée supérieures à 50 cm/s (Flood, 1981). Flood (1983) distingue deux classes morphologiques (**fig. AN-18**) :

- 1 - Les sillons se développant dans les vases et sédiments cohésifs. Leurs bords sont abrupts et leur fond plat. Le type 1A se rencontre sur la plateforme dans des zones où le taux de sédimentation excède le taux d’érosion (chenal de Bristol, estuaires de la côte Sud anglaise). L’auteur montre que la capacité des courants à éroder le substrat ne représente que 10% du temps effectif, ces zones étant caractérisées par de forts courants épisodiques. Pour ces raisons, les sillons peuvent être éphémères d’une saison à l’autre. Leur largeur ne dépasse pas quelques mètres et leur espacement représente 5 à 15 fois la largeur. Leur profondeur varie de 10 cm à 3 m. Les types 1B et 1C caractérisent les bassins profonds. Les sillons sont généralement plus larges et apparaissent lorsque le taux d’érosion est supérieur ou égal au taux de sédimentation.
- 2 - Les sillons érodant les fonds sableux coquilliers (type 2). Ils sont initiés pour des vitesses plus faibles sur le fond (> 40 cm/s). Peu incisive, leur morphologie se traduit par des bords en pente douce.

Que ce soit dans les eaux peu profondes ou les bassins, sans écarter le contrôle par la topographie sous-marine, Flood (1983) montre que les éléments grossiers (coquilles, galets, aspérités du substratum) jouent un rôle essentiel dans l’initiation des sillons dans les sédiments fins. Ensuite, leur développement dépend de la circulation hélicoïdale secondaire mise en avant par McLean (1981) pour expliquer la formation des rubans (cf § **fig. AN-16**).

De telles structures ont également été observées dans des sédiments grossiers graveleux et caillouteux qui constituent le substratum de la Manche centrale (Stride et al., 1972; Belderson et al., 1988). Entre l’île de Wight et la presqu’île du Cotentin, la faible disponibilité en matériel sableux et coquillier, les fonds plats et les forts courants tidaux (80 cm/s à -30 m) sont les principales conditions de leur formation. Presque rectilignes, leur longueur peut atteindre plusieurs km, alors que leur largeur est généralement inférieure à 30 m. L’incision du substrat est plus modérée que pour les sillons vaseux et souvent asymétriques tel que l’un des flancs présente sur les sonogrammes une forte réflectivité. La mobilité intermittente des graviers et des sables subordonnés au fond du sillon limite le développement de l’épifaune. Lorsque la vitesse des courants diminue ou la disponibilité en matériel sableux devient plus grande, les sillons graveleux passent sans transition aux rubans sableux (**fig. AN-19**).

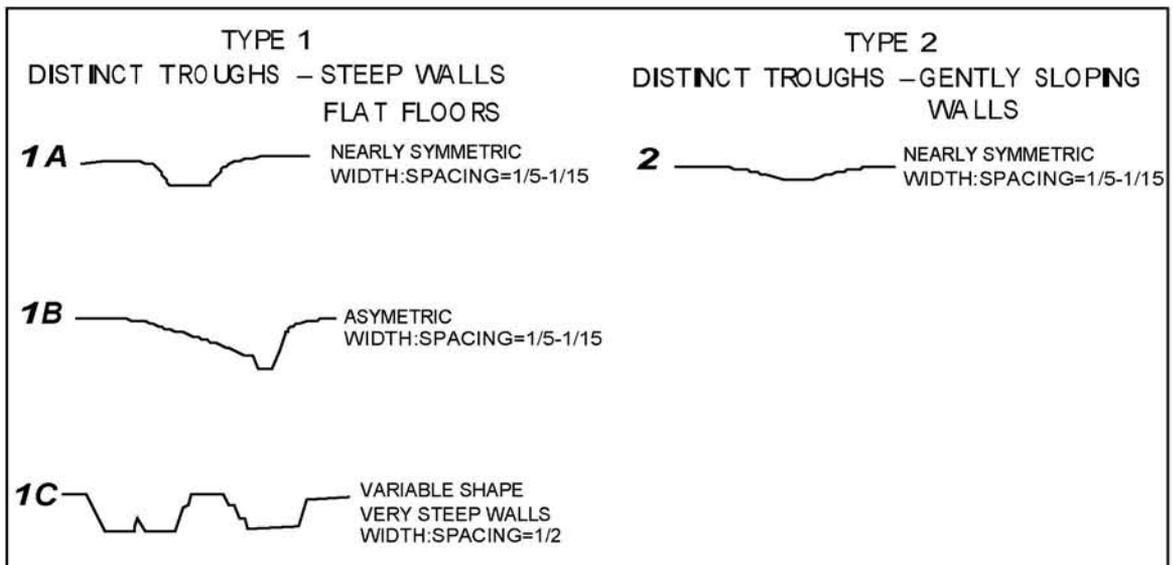


Fig. AN-18 : classification des sillons selon leur section transversale
(d'après Flood, 1981)

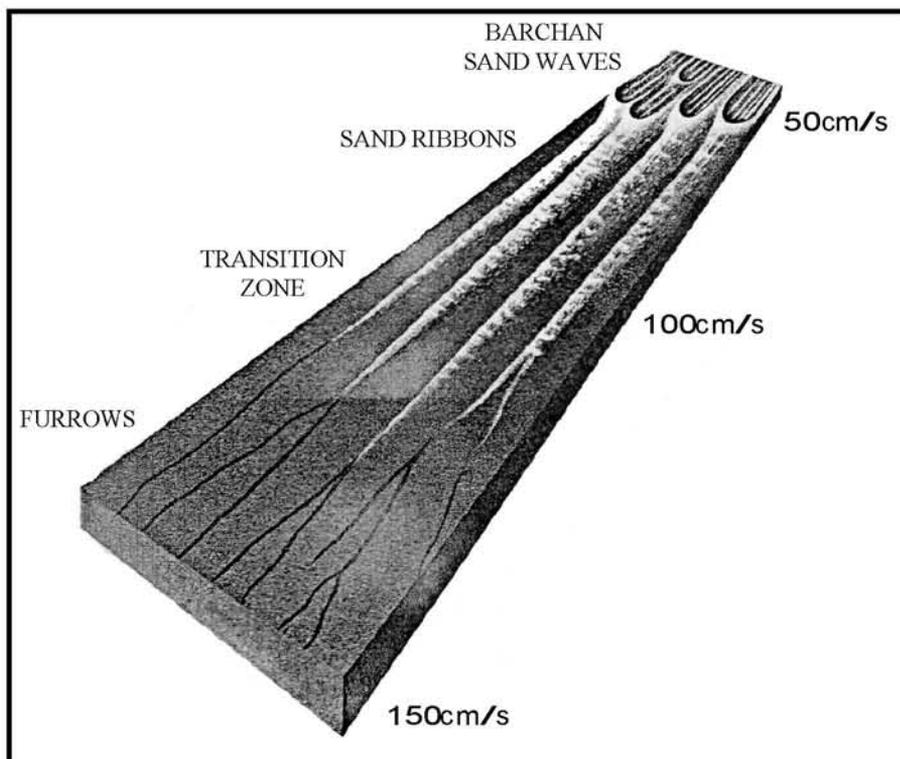


Fig. AN-19 : Passage sans transition des sillons d'érosion aux rubans sableux avec la diminution de l'intensité des courants de marée
(d'après Belderson et al., 1988)