Morphodynamique des systèmes de flèches sableuses : Etude comparative entre les embouchures tidales de l'Archipel de St Pierre et Miquelon et de la côte ouest du Cotentin (Manche)

Nicolas Robin

▶ **To cite this version:**

Nicolas Robin. Morphodynamique des systèmes de flèches sableuses : Etude comparative entre les embouchures tidales de l'Archipel de St Pierre et Miquelon et de la côte ouest du Cotentin (Manche). Sciences de la Terre. Université de Caen Basse-Normandie, 2007. Français. NNT : 2007CAEN2059 . tel-01926140

HAL Id: tel-01926140

https://normandie-univ.hal.science/tel-01926140

Submitted on 19 Nov 2018

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

UNIVERSITE DE CAEN/BASSE-NORMANDIE

U.F.R. : Sciences
ECOLE DOCTORALE : Structures, Informations, Matière et Matériaux

THESE

présentée par

M. Nicolas ROBIN

et soutenue

le 28 septembre 2007

en vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE CAEN

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Univers, Espace
Arrêté du 07 août 2006

Titre :

Morphodynamique des systèmes de flèches sableuses : Etude comparative entre les embouchures tidales de l'Archipel de St Pierre et Miquelon et de la côte ouest du Cotentin (Manche)

MEMBRES du JURY

M. Arnaud HEQUETTE, Professeur, Université du Littoral Côte d'Opale **(rapporteur)**
Mme. Hélène HOWA, Maître de Conférences, HDR, Université d'Angers **(rapporteur)**
M. Edward ANTHONY, Professeur, du Littoral Côte d'Opale
M. Marc DUNCOMBE, Ingénieur, Conservatoire du Littoral
M. Patrick LESUEUR, Professeur, Université de Caen
M. Jacques VIGUIER, Ingénieur, SOGREAH
M. Franck LEVOY, Professeur, Université de Caen **(directeur de thèse)**

SOMMAIRE

INTRODUCTION……...1

CHAPITRE I : FLECHES SABLEUSES ET TOMBOLOS : REVUE BIBLIOGRAPHIQUE..... 11

I. Etat des connaissances sur la morphodynamique des flèches 13
II. Environnement morpho-sédimentaire des flèches d'embouchure..... 31
III. Les tombolos 48
IV. Bilan bibliographique et démarche proposée..... 54

CHAPITRE II : PRESENTATION DU CADRE GENERAL DE LA POINTE D'AGON 57

I. Situation géogrphique 59
II. Cadre morphologique de la Pointe d'Agon 62
III. Les conditions de forçages 72
IV. La dynamique sédimentaire générale sur la zone d'étude 79
V. Synthèse 79

CHAPITRE III : METHODOLOGIE..... 81

I. Introduction 83
II. Les mesures hydrodynamiques..... 84
III. Les mesures topographiques: Le système DGPS (Differential Global Positioning System) 88
IV. Les mesures de transport sédimentaire: Traceurs fluorescents 89
V. Synthèse 91

CHAPITRE IV EVOLUTION D'UNE FLECHE D'EMBOUCHURE EN CONTEXTE MEGATIDAL 95

I. Evolution séculaire de la Pointe d'Agon (1888-2004) 97
II. Etapes et rythmes de formation d'une flèche sédimentaire à crochets 112
III. Evolution récente de la Pointe d'Agon (2004–2006) 138
IV. Schématisation de l'évolution future de la Pointe d'Agon 161
V. Conclusions générales sur l'évolution d'une flèche d'embouchure en contexte mégatidal 164

CHAPITRE V : EVOLUTION MORPHODYNAMIQUE A MOYEN TERME D'UNE BARRE DE SWASH DE DELTA ET DE SON ENVIRONNEMENT 167

I. Méthodologie..... 170
II. Conditions dynamiques générales 173
III. Evolution morphologique de la barre..... 175
IV. Evolution granulométrique de la barre 187
V. Evolution morphologique de l'environnement autour de la barre 191

CHAPITRE VI : EVOLUTION MORPHODYNAMIQUE A COURT TERME D'UNE BARRE DE SWASH DE DELTA ET DE SON ENVIRONNEMENT 201

I. Evolution morphodynamique lors de la campagne AGMD 01 (05/06/04 – 06/07/04)..... 204
II. Evolution morphodynamique lors de la campagne AGMD 02 (22/04/05 – 17/05/05) 230
III. Conclusion générale 244

CHAPITRE VII : EVOLUTION D'UNE BARRE DE SWASH A L'ECHELLE DU CYCLE DE MAREE 247
I. Caractérisation des courants moyens 250
II. Propagation de l'agitation au dessus de la barre 272
III. Etude des processus agissant sur le déplacement de la barre 285
IV. Conclusion générale 313

CHAPITRE VIII : EXPERIMENTATION EN CANAL A HOULE 317
I. Méthodologie 320
II. Etude en canal à houle de la variabilité des courants et de la hauteur de la houle sur une barre intertidale de delta 322

CHAPITRE IX : PRESENTATION DU CADRE GENERAL DE L'ARCHIPEL DE ST PIERRE ET MIQUELON 341
I. Situation géographique 343
II. Cadre morphologique de l'archipel de Miquelon-Langlade 345
III. Les conditions de forçages 356
IV. Caractéristiques morphologique de l'isthme de Miquelon-Langlade 359
V. Synthèse générale et axes de recherche 363

CHAPITRE X : EVOLUTION DE L'ISTHME DE MIQUELON-LANGLADE 365
I. Méthodologie 367
II. Evolution résiduelle du trait de côte entre 1949 et 2005 371
III. Variabilité de l'évolution semi-séculaire de l'isthme entre 1949 et 2003 373
IV. Evolution actuelle de l'isthme de Miquelon-Langlade (2003-2005) 377
V. Conclusion 389

CHAPITRE XI : ETUDE DES PROCESSUS HYDRODYNAMIQUES ET DE LA CIRCULATION SEDIMENTAIRE AU VOISINAGE DE L'ISTHME 393
I. Caractérisation morpho-sédimentaire de l'avant-côte de l'isthme de Miquelon-Langlade 396
II. Analyse des processus hydrodynamiques sur la façade ouest 402
III. La circulation sédimentaire au voisinage de l'isthme de Miquelon-Langlade 419
IV. Conclusion générale 423

CHAPITRE XII : HYPOTHESES SUR LA MISE EN PLACE DE L'ISTHME DE MIQUELON-LANGLADE 425
I. L'environnement préalable à la formation de l'isthme 427
II. Les étapes de la formation de l'isthme actuel 429
III. Conclusions sur la formation et la construction de l'isthme de Miquelon-Langlade 435

CONCLUSIONS GENERALES 437

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES 449

ANNEXES 479

TABLE DES MATIERES ET LISTES DES ILLUSTRATIONS 511

INTRODUCTION GENERALE

Introduction générale

Les zones côtières sont d'une importance stratégique pour l'humanité puisque pour les prochaines années, plus de 60% de la population vivra à moins de 50 km d'un rivage. Outre cette pression démographique, le littoral est un milieu qui subit des enjeux industriels et économiques importants (développement du tourisme par exemple) et de plus en plus forts, accentuant la fragilité de la frange côtière. Le recul du trait de côte est un phénomène significatif à l'échelle mondiale (Pilkey & Hume, 2001). Le littoral français n'y échappe pas puisque 24% des côtes sont en érosion et seulement 45% sont stables. Cette tendance risque de s'aggraver dans le futur. Outre une pression anthropique de plus en plus élevée, l'évolution climatique ne va pas dans le sens d'une amélioration de la tendance observée. En effet, l'augmentation du niveau marin et des phénomènes de tempêtes, dans une situation où le stock sédimentaire remobilisable sur l'avant côte apparaît réduit, sont des facteurs liés au réchauffement climatique global qui risque de contribuer au recul du littoral.

Les flèches sableuses sont des corps sédimentaires présents sur l'ensemble du linéaire côtier mondial (Zenkovitch, 1959) et particulièrement lorsque le trait de côte est interrompu par des baies, embouchures ou autre déflections majeures. Elles sont donc souvent l'interface entre un milieu océanique et un ensemble abrité plus continental. Ces formes d'accumulation littorale sont sensibles aux changements environnementaux et aux pressions anthropiques. Leur destruction peut être très rapide. En effet, le passage d'une tempête majeure peut engendrer la destruction complète de ces morphologies. Par leur emplacement sur le littoral, la préservation des flèches sableuses revête de nombreux intérêts :

- D'un point de vue économique, leur évolution influence le devenir de la lagune et des nombreuses activités exploitées par le plan d'eau abrité (activité touristique, port, industrie exploitant les ressources de la mer…).

- D'un point de vue environnemental, les flèches sont souvent le lieu d'une grande biodiversité. De nombreuses espèces choisissent ces environnements comme espace de nidification. Ces observations peuvent être étendues de façon générale à la lagune située à proximité.

- Enfin, la présence des flèches et des embouchures tidales influencent le comportement morphodynamique des côtes adjacentes sur plusieurs kilomètres (Levoy, 1994 ; Fenster & Dolan, 1996 ; Hicks *et al*., 1999, Elias *et al*., 2002)

Figure 1: La Pointe d'Agon, sur la côte ouest du Cotentin (Normandie).

Figure 2: L'isthme de Miquelon-Langlade, dans l'archipel de St Pierre et Miquelon.

Les originalités des sites d'étude choisis.

Pour mener cette étude, deux sites aux caractéristiques morphologiques et physiques différentes ont été choisis.

La flèche de la Pointe d'Agon, principal site étudié, est localisée à l'embouchure du havre de Regnéville, sur la côte ouest du Cotentin (Normandie) (Figure.1). Cette flèche sableuse possède les caractéristiques suivantes :

- La côte ouest du Cotentin se situe dans un environnement où la marée est l'une des plus importante du monde. Le marnage atteint plus de 11 m en vive-eau moyenne. Ces environnements sont rares à la surface du globe (Figure.3).

- Plusieurs crochets sédimentaires bien individualisés sont présents à l'extrémité de la flèche, formant une morphologie originale

- Sur le delta de jusant de l'embouchure du havre, l'existence de barres intertidales (barre de swash), fait relativement rare dans ce type d'environnement tidal, est à signaler.

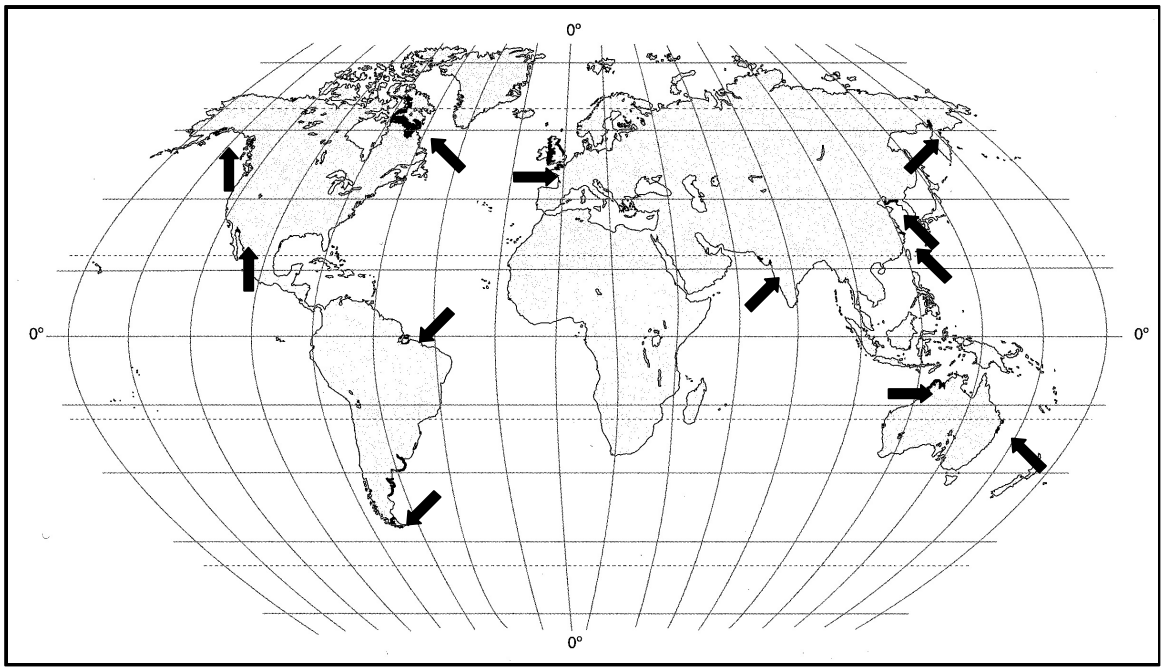


Figure 3: Localisation des côtes mégatidales dans le monde (Levoy & Monfort, 2003).

Le tombolo de Miquelon-Langlade constitue le second site d'étude (Figure.2). Il est situé dans l'archipel de St Pierre et Miquelon. De par son enclavement dans les eaux canadiennes et l'éloignement de la métropole, les connaissances sur le milieu marin et son littoral sont méconnues. Ceci est un paradoxe du fait de la richesse morphologique de ces côtes. Les originalités de ce site sont les suivantes :

- L'isthme de Miquelon-Langlade est un tombolo en « Y », long de 12 kilomètres. Cette forme est peu commune d'autant plus avec cette dimension.

• Il possède plusieurs systèmes de flèches sédimentaires différentes. L'agencement de ces formes laisse supposer une formation complexe de l'isthme.

• L'archipel a connu une histoire géologique glaciaire et périglaciaire.

La problématique.

Le but principal de ce mémoire est de comprendre la formation et l'évolution des flèches sableuses et des constructions sédimentaires de même type (tombolo) à différentes échelles de temps. Pour répondre à cette problématique générale, plusieurs objectifs ont été fixés :

• Etudier l'évolution de la Pointe d'Agon depuis 1880 (date de la première carte de la région) jusqu'à nos jours en s'intéressant à la dynamique du trait de côte et à la progression de la flèche.

• Préciser le rythme et le(s) mécanisme(s) responsable(s) de la formation des flèches à crochets. Des hypothèses ont été émises dans la littérature, mais sans réel consensus, et encore moins pour les environnements mégatidaux.

• Etudier la morphodynamique des barres de swash sur plusieurs échelles de temps. Ce type de barre présent sur le delta externe des embouchures est une morphologie souvent observée dans les environnements micro-mesotidaux. Cependant, leur mode de déplacement et leur évolution morphologique ont été peu quantifiés. Une attention toute particulière portera sur l'influence respective de chacun des processus hydrodynamiques contribuant au déplacement de la barre.

• Appréhender l'évolution d'un isthme sableux tel que celui de Miquelon-Langlade. Cet objectif repose sur la compréhension de la circulation sédimentaire actuelle sur l'avant-côte à l'aide de données issues de campagne de terrain et d'un travail de modélisation numérique.

• Proposer des hypothèses de formation du tombolo de Miquelon Langlade en relation avec les éléments de forçage actuel et passé.

La démarche de l'étude : les échelles spatio-temporelles.

Une approche fondamentale de la morphodynamique côtière est la délimitation des échelles spatiales et temporelles prises en considération. Plusieurs auteurs (Stive *et al*., 1991 ; Larson & Kraus, 1993 ; Terwindt & Kroon, 1993 ; Cowell & Thom, 1994) ont proposé des découpages qui relient le temps nécessaire à la mise à l'équilibre du système étudié et leur taille. Le découpage spatio-temporel issu d'une synthèse de Levoy (2000) basé sur la littérature existante et l'expérience de terrain appliquée aux plages (Figure.4). Les limites spatio-temporelles des différentes classifications existantes dont celle choisie pour cette étude sont arbitraires et se superposent partiellement. Cependant, elles constituent des cadres d'études utiles pour la détermination des processus responsables de la formation et de la mobilité des formes sédimentaires étudiées (Levoy, 2000). Ainsi est distinguée :

• Une échelle instantanée : Elle intègre des évolutions se déroulant sur une durée entre quelques secondes et le cycle de marée. Elle permet d'investir l'action des différents processus hydrodynamique sur l'évolution du fond.

• Une échelle évènementielle : Elle est prise en compte sur une durée entre le cycle de marée et quelques jours. A cette échelle, sont associées des formes de dimension allant de quelques mètres à quelques dizaines de mètres. L'évolution d'une barre intertidale, telle que celle étudiée à la Pointe d'Agon, peut être analysée à cette échelle.

• Une échelle moyen terme (méso-échelle): Elle concerne des périodes minimales de quelques jours à quelques centaines de jours. Cette échelle est associée à une extension spatiale plus importante, allant de quelques dizaines de mètres à quelques centaines de mètres. Elle peut donc recouper partiellement l'échelle événementielle avec l'étude des barres intertidales.

• Une échelle long terme (macro-échelle) : Cette échelle intègre des évolutions sur des pas de temps allant de l'année à quelques dizaines d'années. Le domaine spatial est plus vaste, allant du kilomètre à quelques dizaines de kilomètres. Cette échelle intègre l'évolution du trait de côte, ainsi que celle des profils de plages.

• Une échelle très long terme (méga-échelle) : Elle concerne des évolutions se déroulant sur des pas de temps de quelques dizaines d'année jusqu'au temps géologique. L'échelle spatiale est vaste, plusieurs dizaines de kilomètres. Cette échelle repose sur la mise en place des systèmes associés à des forçages lents (évolution du niveau marin, isostasie….).

L'originalité du travail proposé, repose sur les différentes échelles utilisées pour étudier la morphodynamique des flèches sableuses. En effet, les cinq échelles spatio-temporelles précédemment énumérées, peuvent être appréhendées grâce aux spécificités géomorphologiques des deux sites d'étude. L'absence (St Pierre et Miquelon) ou la faible influence d'actions anthropiques (Pointe d'Agon) est un atout pour comprendre l'évolution de ces formes sédimentaires sur un pas de temps long. Cependant, l'enregistrement des évolutions sur l'ensemble des échelles temporelles nécessite la mise à disposition d'outils spécifiques et variés. Ainsi, les résultats de modélisation en canal et des campagnes de terrain courtes permettent d'étudier les évolutions sur des échelles instantanées et événementielles. La mise en place de suivis topographiques pendant plus de deux ans permet d'investir le moyen terme. L'utilisation de photographies aériennes verticales, de cartes anciennes et récits historique permet d'élargir les limites de l'étude et de travailler sur le long terme. Enfin, l'interprétation des morphologies observées associée à l'histoire géologique et climatique du site rend possible l'étude dite à « méga-échelle ».

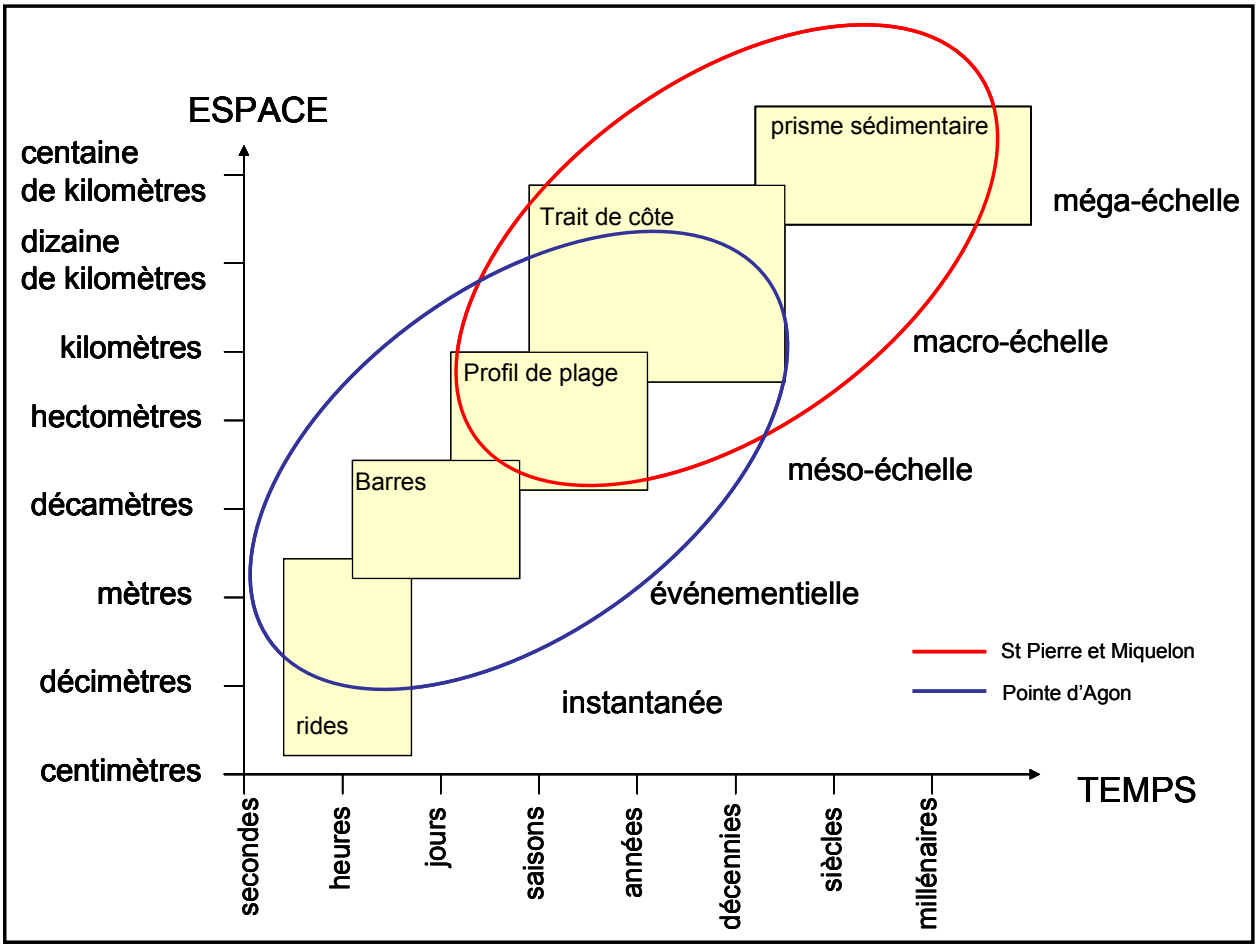


Figure 4: Relation spatio-temporelle des systèmes morphodynamiques côtiers. Synthèse proposée par Levoy (2000).

L'organisation du mémoire.

L'étude des sites de la Pointe d'Agon et de l'isthme de Miquelon-Langlade vise à caractériser le comportement morphodynamique des systèmes de flèches par une approche à de multiples échelles. Cette démarche guide le découpage du mémoire en 12 chapitres.

Le premier chapitre présente une revue bibliographique sur les flèches sableuses et les tombolos. L'environnement morpho-sédimentaire des embouchures tidales est en particulier développé. Cette synthèse permet de dégager les limites des études antérieures et pose les interrogations concernant le fonctionnement de ces systèmes.

Le chapitre II décrit le contexte physique et dynamique de la Pointe d'Agon. La méthodologie employée sur ce premier site d'étude, lors de levés topographiques mensuels ou des campagnes de terrain, est présentée dans le chapitre III. Une critique sur la gamme d'utilisation de l'ensemble des instruments de mesures clôt cette partie.

Le chapitre IV vise à appréhender les évolutions globales de la Pointe d'Agon depuis 1888 et comprendre les mécanismes responsables de la formation des crochets observés à son extrémité. Sur la base de ces résultats, un schéma conceptuel du comportement futur de la flèche est proposé.

Les trois chapitres suivants ont pour objectif d'étudier l'évolution d'une barre de swash de delta à différentes échelles de temps. Le chapitre V aborde l'évolution morpho-sédimentaire de la barre et de son environnement pendant trois ans, à l'aide d'un suivi topographique mensuel. La réalisation de deux campagnes de terrain d'une durée de un mois chacune, permet de faire le lien entre les évolutions morphologiques observées et les conditions hydrodynamiques. Cet aspect est traité dans le chapitre VI. Enfin, dans le chapitre VII, l'évolution morphodynamique de la barre est étudiée à l'échelle de temps du cycle tidal. Cette approche a pour objectif d'appréhender de façon qualitative et quantitative les transports sédimentaires et de discriminer la part relative de chacun des processus hydrodynamiques (swash, surf, shoaling) sur la cinématique de la barre.

Le chapitre VIII a pour objectif d'affiner la connaissance des écoulements se produisant sur le revers de la barre grâce à une modélisation physique. L'utilisation d'un canal à houle dans lequel une maquette représentant la barre à une échelle réduite a été placée, a permis d'effectuer des mesures pour un nombre important de scénarii hydrodynamiques.

Une synthèse des connaissances physiques et morphologiques de l'archipel de St Pierre et Miquelon est présentée dans le chapitre IX. Une attention toute particulière est portée sur l'isthme de Miquelon-Langlade qui constitue le second site d'étude de ce mémoire.

Dans la chapitre X, l'évolution morphodynamique de la partie nord de l'isthme est appréhendée sur une échelle de temps allant de l'année à la cinquantaine d'années. L'objectif est d'appréhender l'évolution globale du tombolo en interprétant la dynamique du trait de côte sur des pas de temps longs, et des paramètres morphométriques concernant les plages sur une échelle de deux ans.

Le chapitre XI porte sur l'environnement marin au voisinage de l'isthme. Les caractéristiques hydrodynamiques, couplées à une modélisation numérique de la propagation de l'agitation sur la façade ouest sont exposées. Le stock sédimentaire présent sur l'avant côte et susceptible d'alimenter les plages est étudiée. Une modélisation numérique du transport sédimentaire sur la façade ouest, associée à des observations de terrain, permet de proposer un schéma conceptuel de la circulation sédimentaire au voisinage de l'isthme.

Enfin, le dernier chapitre (XII) propose des hypothèses sur la mise en place de l'isthme de Miquelon-Langlade. Ce travail repose sur l'observation des différentes morphologies constituant le tombolo, les connaissances acquises au cours des différentes campagnes de terrain exposées dans les deux chapitres précédents, ainsi que sur l'histoire géologique de l'archipel.

Une conclusion générale permet de dégager les acquis majeurs de ce travail et fournit quelques perspectives de recherche.

Chapitre I : Flèches sableuses et tombolos : revue bibliographique

Chapitre I

Flèches sableuses et tombolos : revue bibliographique

Les premières études concernant les flèches sableuses remontent à la fin du 19ème siècle (Gilbert, 1890) et leur nombre a augmenté plus particulièrement à la seconde moitié du 20ème siècle (Evans, 1942 ; Zenkovitch, 1967 ; Schwartz, 1972). Evans (1942) définit une flèche comme un corps sédimentaire attaché au littoral se terminant librement dans l'océan et alimenté en matériaux par un fort transport longitudinal. Ces corps sédimentaires sont contemporains du littoral auquel ils sont rattachés et se trouvent toujours émergés.

Les premières observations faites sur l'ensemble de la planète ont permis de différencier un grand nombre de types de flèches (Guilcher, 1954 ; Zenkovitch, 1967 ; Ruz, 1989 ; Héquette & Ruz, 1991 ; Fox *et al*., 1995, Sanderson & Eliot, 1996). Leurs différences sont essentiellement morphologiques et sont liées aux conditions dynamiques dans lesquels elles se forment et évoluent. Ainsi, des flèches linéaires ou courbées peuvent être identifiées. Lorsque la courbure se trouve à l'extrémité de la flèche, le terme flèche en crochet est employé. Les flèches peuvent se présenter sous la forme d'un cordon dunaire unique ou d'une succession d'un ensemble de crêtes dunaires individualisées, formes assez rares dans le monde (Hallégouët, 1981). Lorsqu'une flèche raccorde le littoral à une île, le terme isthme ou plus particulièrement tombolo sont utilisés pour identifier ce corps sédimentaire.

I.Etat des connaissances sur la morphodynamique des flèches

I.1 Mode de formation des flèches sableuses

I.1.1 Formation des flèches : généralités

Les flèches sableuses sont des corps sédimentaires qui se forment généralement lorsqu'il y a une interruption du trait de côte (baie, estuaire, embouchure de lagune) ou une déflection de celui-ci tout en ayant un apport constant de sédiments mobilisés longitudinalement le long du littoral (Figure.5) (Van Rijn, 1998).

A l'approche de l'avant-côte, la houle est réfractée par le relèvement des fonds et diffractée par la courbure du trait de côte. Le matériel sédimentaire transporté le long de la flèche par la dérive littorale est déposé à son extrémité du fait d'une diminution de la

compétence du transport sédimentaire. Ce dépôt est provoqué par la diminution de l'énergie de la houle (action conjuguée des processus de réfraction et de diffraction).

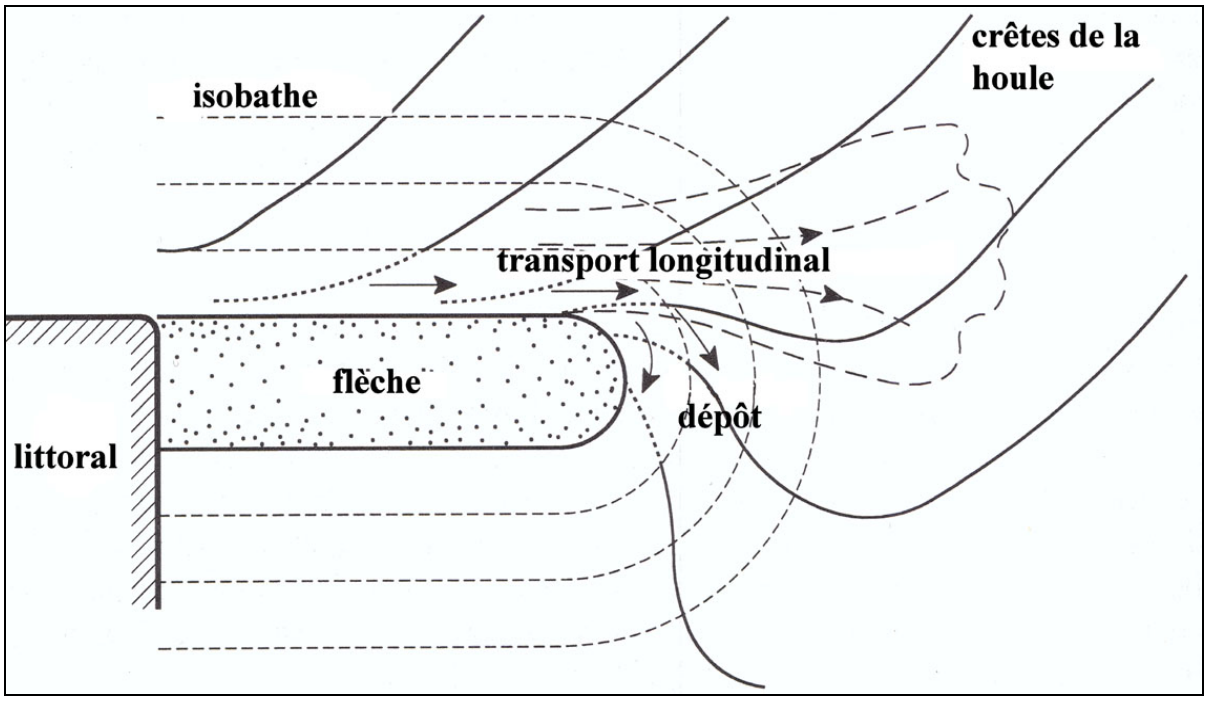


Figure 5 : Mode de formation d'une flèche sableuse dans le cas d'un changement d'orientation du trait de côte (Van Rijn, 1998, modifié).

I.1.2 L'apport sédimentaire

L'apport sédimentaire permettant la formation puis le développement de la flèche provient essentiellement d'un transport longitudinal de matériaux provoqué par un courant de même sens. Cette dynamique est appelée dérive littorale. Il faut donc en amont-dérive un réservoir sédimentaire important pour permettre une évolution constante de la flèche. Cette source de sédiment est variée et change suivant l'environnement :

- Le plateau continental est généralement la source première de matériel sédimentaire. Ce stock sédimentaire provient de la dernière glaciation quand le niveau marin était plus bas que l'actuel. Une grande quantité de sédiments continentaux s'est déposé sur ces étendues libres avant d'être recouverte lors de la dernière transgression. Ce stock sédimentaire est remobilisé et transporté vers la côte par les courants de marée et la houle. Il participe indirectement au bilan sédimentaire de la flèche (Carter, 1988).

- L'apport fluvial peut jouer un rôle dans l'alimentation en matériel de la plate-forme avoisinante et ce malgré son caractère saisonnier. En période de crue, la charge solide libérée par la rivière sera importante et se répandra sur la plate-forme. Cependant, le débit liquide beaucoup plus important aura tendance à éroder la flèche. C'est en période d'étiage que la flèche peut de nouveau se développer du fait d'un courant moins important au niveau de l'embouchure (Van Rijn, 1998).

• Des falaises situées sur le littoral amont et subissant des phénomènes d'érosion par les agents hydrodynamiques ou climatiques peuvent alimenter la flèche en quantité suffisante pour induire sa croissance.

• Outre l'apport longitudinal de sédiments, la flèche peut être alimentée par le rattachement de barres dites de swash, présentes sur le delta d'embouchure. Leur rattachement à la haute plage libère une quantité importante de sédiments et peut être à l'origine d'une avancée significative du trait de côte le long de la flèche (FitzGerald, 1984 ; Smith & FitzGerald, 1994 ; Kana *et al*., 1999 ; Gaudiano & Kana, 2001).

De cet apport sédimentaire, seule une partie sera déposée à l'extrémité de la flèche (Gassiat, 1989 ; Hequette & Ruz, 1991). Pour les flèches évoluant en contexte ouvert, une importante quantité de sédiments continuera son déplacement au-delà d'un point de non-retour où il ne pourra pas être repris par un courant inverse. Pour les flèches évoluant dans un contexte d'embouchure, une partie de cet apport sédimentaire est stocké dans les deltas de jusant et de flot et une autre est expulsée du système par les courants de jusant.

I.1.3 Incidence de la houle

L'angle de la houle à la côte est un facteur important dans les différentes formules de quantification du transport littoral (Komar *et al*., 1970 ; LCHF, 1979 ; Bailard, 1984 ; Kamphuis, 1991 ; CERC 1998). La dérive littorale augmente lorsque la houle incidente est oblique jusqu'à un maximum de 45° (Ashton *et al*., 2001, Murray *et al*., 2001). Pour des angles d'incidence de la houle plus grands, le taux de transport littoral diminue.

Vers l'extrémité de la flèche, du fait d'une courbure généralement plus prononcée, l'angle d'approche de la houle augmente. Si le transport longitudinal est le facteur dominant de l'apport sédimentaire global à l'extrémité de la flèche, celle-ci pourra s'enrichir et progader seulement si l'angle d'approche des vagues est supérieur à 45° (Petersen *et al*., 2001). Si l'angle est inférieur à 45°, le transport sédimentaire à l'extrémité est plus fort que celui en amont et induit une érosion. Néanmoins, le transport sédimentaire est également fonction de la hauteur des brisants qui varie à la baisse de manière longitudinale, en allant vers l'extrémité de la flèche.

Le développement des flèches par incidence très oblique de la houle à la côte a également été reconnu par Zenkovitch (1967). Si l'angle d'incidence de la houle à la côte est moindre, cela signifie que l'apport cross-shore associé à la dérive littorale joue un rôle prépondérant dans l'évolution de la flèche.

I.2 Morphologie des flèches

Bien que chaque flèche soit façonnée par des agents physiques aux propriétés différentes, elles présentent des traits morphologiques distincts qui sont généralement identifiables.

I.2.1 Eléments morphologiques d'une flèche

Selon Van Rijn (1998), une flèche peut être divisée en trois unités morphologiques le long d'un profil longitudinal.

- La section proximale est le point d'ancrage à la côte. La largeur de la plage y est la plus étroite. En période de faible apport sédimentaire, cette section est érodée par le courant longshore. Les phénomènes de submersion sont les plus fréquents sur cette unité du fait de la présence de dunes relativement basses (1 à 3m), et d'une largeur de flèche plus étroite. Cette unité est la plus fragile. Elle est susceptible de présenter des brèches à l'origine d'une séparation de la flèche avec la côte adjacente.

- La section centrale, où des dunes peuvent être présentes, subit des phénomènes d'accrétion ou d'érosion suivant les conditions hydrodynamiques.

- La section distale est la zone de dépôt des sédiments. La plage est plus large et des dunes embryonnaires peuvent se former.

Néanmoins, signalons que ce type d'organisation est général et que des cas particuliers peuvent exister. Par exemple, Cloutier & Héquette (1998) observe une diminution de la hauteur du massif dunaire entre la section proximale et distale.

I.2.2 Morphologie de la côte adjacente

Afin de mieux comprendre les phénomènes d'érosion agissant sur la côte à l'amont-dérive des flèches, Udda et Yamamoto (1991) se sont intéressés à l'étude de différents profils topographiques le long de ces corps sédimentaires. Cette étude a permis de trouver des similitudes topographiques entre différents sites dans des environnements hydrodynamiques contrastés (baies et lacs). L'examen des profils révèle la présence d'une pente raide entre les cotes 1 et –0.4 m (en considérant que le niveau moyen de la mer est à zéro) pour la partie amont-dérive. La zone entre les cotes -0.4 m et -0.8 m est plus douce. A l'inverse, l'extrémité de la flèche possède une pente douce entre les cotes 1 m et -0.4 m et raide entre -0.4 m et –1 m. Deux profils aux pentes différentes selon que l'on se situe à l'extrémité de la flèche (pente de profil convexe) ou sur la côte adjacente (pente de profil concave) sont souvent identifiés.

Ces caractéristiques topographiques ont également été mises en évidences sur la flèche du Cap Ferret en Gironde (Gassiat, 1989).

I.2.3 Concept de plate-forme

Grâce à des essais en laboratoire, Meistrell (1966) a pu définir les caractéristiques morphologiques et dynamiques de la plate-forme qui supporte les flèches, ainsi que son rôle dans leur formation et leur évolution. Ces travaux sont en accord avec ceux de Boldyrev et Nevesskiy (1964) en milieu naturel. Il en résulte que :

• Les flèches se développent au-dessus d'une plate-forme sédimentaire qui est le prolongement de la plage voisine. Cette plate forme en avant de la flèche est située au-dessous du niveau des plus basses mers et est alimentée par le matériel issu de la dérive littorale.

• La pente de la plate-forme est fonction de la granulométrie et des caractéristiques des houles (hauteur et longueur d'onde). Cependant, elle est plus douce que celle de la flèche ou du littoral adjacent. Au fur et à mesure de la progradation de la flèche et de la plate forme, la pente de cette dernière en un point fixe devient plus forte jusqu'à atteindre celle de la plage amont. Néanmoins, la pente de la flèche restera toujours supérieure à celle de la plate forme.

• La croissance de la flèche et de sa plate-forme se déroule en alternance sous forme de cycles. Lorsque l'extension de la plate forme augmente rapidement celle de la flèche diminue. Inversement, lorsque l'extension de la plate forme ralentit, la vitesse de construction de la flèche augmente (Nielsen *et al*., 1988).

• La flèche est composée de la fraction grossière du sédiment de la plate-forme.

• De manière générale les flèches sont des structures temporaires assujetties aux variations des conditions de houle à l'inverse de la plate forme qui est une structure stable.

I.2.4 Hypothèses de formation des crochets

Les flèches développent dans de nombreux cas à leur extrémité un système de crochets généralement recourbés vers la côte. L'existence et l'évolution de ces crochets sédimentaires sont encore mal connues. Leur présence est expliquée par diverses hypothèses sans réel consensus entre les auteurs. Leur formation semble être due à une grande variété de processus dominants dans un certain cadre physique et morphologique d'avant-côte. Les différentes hypothèses sont les suivantes :

• Un changement de direction de la houle au large : Certains auteurs (Zenkovitch, 1959 ; King & McCullagh, 1971 ; Van Rijn 1998) proposent que la partie distale de la flèche s'allonge et pivote suite un changement de direction des houles principales lors d'événements de tempête. D'après Sauvage de St Marc et Vincent (1956 ; in Galichon, 1984), la structure sédimentaire en formation a un axe ayant un angle de 50° par rapport aux crêtes de houles. Si l'angle entre le trait de côte et les crêtes de houle est supérieur à 50°, il peut se développer, à partir de ce point, un nouveau crochet (Galichon, 1984). Cette nouvelle direction de propagation des houles devra être d'autant plus longue temporellement et forte en énergie que la structure et taille de la flèche sont imposantes. Cette hypothèse semble être valide essentiellement pour les petites flèches beaucoup plus mobiles et réagissant rapidement aux variations des conditions d'agitation. Une fois ce crochet en équilibre avec les nouvelles conditions d'agitation, son orientation se stabilise. Cependant, Evans (1969) estime que la provenance de houles de directions différentes provoque surtout un élargissement ou un rétrécissement de la structure sédimentaire sans en changer la direction générale.

• La migration des bancs littoraux : Ce principe est exposé par King (1970) en étudiant l'évolution des crochets de la flèche de Gibraltar Point (Grande-Bretagne). Il remarque que ces crochets se développent suite à la migration d'une barre, puis de son attachement le long de la flèche. Lors de leur migration, ces barres peuvent se regrouper et créer de grands

ensembles complexes qui viennent s'attacher au haut de plage (Hine, 1975 et 1979 ; Aubrey & Speer, 1984 ; FitzGerald, 1984 et 1988 ; Kana *et al*., 1999 ; FitzGerald *et al*., 1984 et 2000 ; Borrelli & Wells, 2003). Elles forment alors le corps principal d'un nouveau crochet se traduisant par un allongement de la flèche et une avancée de plusieurs centaines de mètres du trait de côte. Cependant, le rattachement à la flèche de ces « barres dit de swash » ne provoque pas obligatoirement la formation de crochets d'après Balouin (2001).

• Réfraction de la houle : La réfraction de la houle au niveau de l'extrémité de la flèche est fréquemment invoquée comme raison principale du pivotement du crochet terminal (Evans, 1942 ; Carter, 1988 ; Van Rijn, 1998 ; Kraus, 1999). L'angle d'approche de la houle vers la partie distale de la flèche augmente et engendre un transport sédimentaire accru vers son extrémité. Simultanément, la hauteur de la houle incidente diminue du fait de la réfraction (Carter, 1988). En se développant, le crochet se dirige vers des zones de plus faible énergie où le transit littoral décroît entraînant un arrêt de l'allongement du crochet. Cependant, aucune explication sur la formation d'un nouveau crochet n'est donnée par ces auteurs. Toutefois, si la courbure de la flèche est suffisamment importante, la dérive littorale suit la direction du littoral amont sous la forme d'un crochet latéral et forme ainsi un nouveau crochet (May & Tanner, 1973 in Fox *et al*., 1995).

L'étude du rythme de formation des crochets ne permet pas de tirer une périodicité générale. Galichon (1984) a montré sur la pointe d'Arçay (Vendée) qu'il se forme un crochet tous les 11ans. Pour la Pointe de la Coubre (France), elle est de 8 ans ; à Magilligan (Ireland) : 5 ans ; à North West Point (Grande Bretagne) : 2 ans (Galichon, 1984), et à Penn ar C'hleuze (France) 2 à 3 ans (Hallégouët, 1981).

I.3 Evolution des flèches

I.3.1 Classification des processus gouvernant l'évolution des flèches

Grâce aux différentes observations faites sur l'évolution des flèches en contexte naturel (lac, lagon, baie, milieu ouvert) et lors d'expériences en laboratoire, Kraus (1999) dresse une liste de processus gouvernant les principaux paramètres géométriques d'une flèche (Tableau.1). Dans cette classification, les processus court terme et long terme sont dissociés sans pour autant expliciter précisément les pas de temps associés.

I.3.2 Influence de différents processus sur l'évolution d'une flèche

I.3.2.1 Apport sédimentaire

L'alimentation des flèches est souvent unidirectionnelle s'effectuant de la racine vers la pointe (Carter, 1988). Si l'apport sédimentaire est important, la racine sera en équilibre. Par contre, si un déficit sédimentaire existe, il sera compensé par une érosion de cette unité afin de répondre au déséquilibre sédimentaire (Figure.6). Or, au fur et à mesure que l'avant-côte s'amaigrit, l'amortissement de la houle par celle-ci est moins efficace.

Paramètres de la flèche	Processus	
	court terme	long terme
Longueur	taux de transport littoral, proximité du chenal, intensité des courants du chenal	apports sédimentaires, contrôles géologiques, forçages cycliques
Largeur	run-up, marnage, pente de l'avant côte	overwash
elévation	run-up, marnage	transport éolien, variation du niveau marin, tsunami
eventails d'overwash	surcote, fréquence des tempêtes	dunes et structures bloquantes, profondeur du bassin
vitesse d'élongation	transport littoral, granulométrie, proximité du chenal, pente de la plage, pente de l'avant côte	forçages cycliques
Profondeur de fermeture	hauteur et période des vagues, marnage, granulométrie	tempêtes extrêmes
tendance à se recourber	proximité du chenal, courant, vagues, tempêtes	forçages saisonniers du vent et l'agitation

Tableau 1 : Paramètres et processus contrôlant la géométrie et l'évolution d'une flèche en contexte d'embouchure (Kraus, 1999).

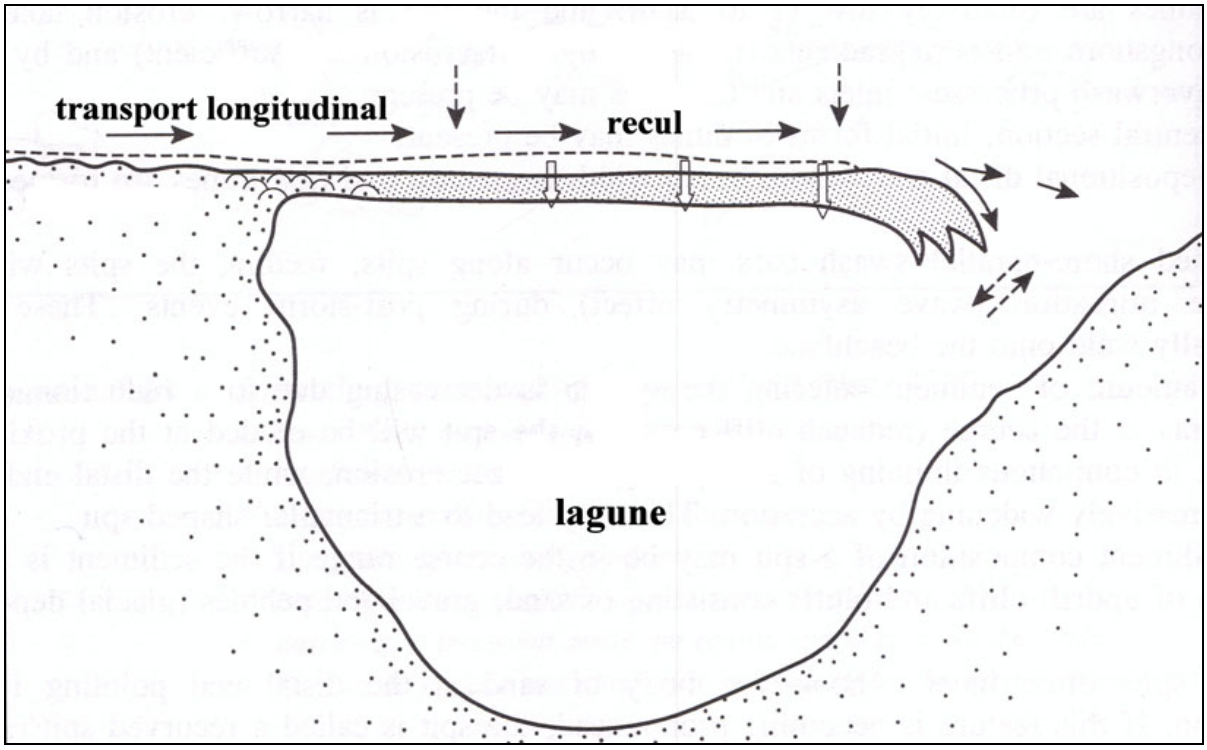


Figure 6 : Recul du front de la flèche par une réduction des apports sédimentaires (Van Rijn, 1998, modifié).

L'attaque des houles sera alors plus intense au niveau de la racine par comparaison à la pointe toujours mieux protégée par la plate forme. Cette variabilité spatiale de l'intensité de l'attaque des houles le long de la flèche entraîne un net recul de la racine alors que la partie distale de flèche est stable ou en accrétion. Cette évolution aboutira à une morphologie dite en « triangle » avec une extrémité de la flèche plus large que sa racine. Il existe un point appelé fulcrum (terme anglo-saxon) ou point mort (Briquet, 1930) qui se déplace dans le temps dans le sens de la progression de la flèche. Ce point sépare la partie en érosion à l'amont, de celle en accrétion à l'aval, de sorte que les crêtes dunaires reliques sont recoupées par la ligne de rivage actuelle selon un angle dont la valeur est d'autant plus grande qu'elles sont plus anciennes (Guilcher, 1954). Si cette évolution perdure dans le temps, une destruction de la flèche au niveau de la racine pendant les périodes de tempête est possible. La brèche ainsi formée pourra être à l'origine de la destruction totale de la flèche.

I.3.2.2 Variation saisonnière du prisme tidal

La différence de volume d'eau dans la lagune protégée par la flèche entre la basse mer et la haute mer est appelée prisme tidal ou volume oscillant. Il joue un rôle important dans l'évolution des flèches puisqu'il contrôle l'intensité des courants à l'embouchure. Ces courants dans les environnements à marée jouent le rôle d'une barrière hydrodynamique transversale au transit le long de la flèche. Dans les environnements à faible marnage, une variation saisonnière du prisme tidal aura des conséquences importantes sur la morphologie des flèches.

Le rôle joué par les variations saisonnières du prisme tidal est mis en valeur par les travaux de Ozhan (1988). Cet auteur étudie le comportement d'une petite embouchure en contexte microtidal (0.3 m) et notamment l'évolution de la flèche durant une année. Il observe que la flèche progresse en été. Le prisme tidal engendre des vitesses de courant à l'embouchure relativement faible durant cette saison (courant bidirectionnel de 0.5m/s). La flèche atteint sa longueur maximum à la fin de l'été et la section de l'embouchure est minimale. En hiver, l'extrémité de la flèche subit une érosion importante provoquée par des vitesses de courant de marée plus importantes (courant unidirectionnel dirigé vers l'océan compris entre 0.5 et 1 m/s). Ces courants plus intenses résultent d'un prisme tidal plus grand provoqué par un apport fluvial plus important. La largeur et la profondeur de l'embouchure sont plus fortes que pendant l'été. Ainsi, pour les environnements à faible marnage influencés par un débit liquide fluvial, les changements morphologiques sont liés au cycle saisonnier. Néanmoins, il existe un équilibre dynamique sur le pas de temps annuel.

I.3.2.3 Impact des débordements de tempêtes

L'augmentation du niveau marin à une échelle géologique ou l'augmentation de la hauteur de la houle pendant une tempête peut induire des processus de débordement au dessus de la crête de la flèche. Ces submersions sont à l'origine d'un transfert de sédiment de la face marine vers la face lagunaire qui entraîne sa migration onshore (vers la côte) (Leatherman *et al*., 1977 ; Armon & McCann, 1979 ; Cloutier & Hequette, 1998 ; Héquette & Ruz, 1991). Ce processus est d'autant plus important lorsque le milieu dunaire est peu développé et présente de faibles dénivelés. Lors de ces événements, le transport éolien prend une place importante dans le transport sédimentaire global. Cloutier & Héquette (1998) indique que son action est à l'origine de 38 % du volume de sédiment échangé.

I.3.3 Evolution cyclique d'une embouchure et de la flèche

Différentes études (Isla, 1997 ; Ozhan, 1988) ont montré qu'une périodicité saisonnière pouvait exister dans l'évolution d'une flèche en contexte d'embouchure tidale. La mise en lumière d'une cyclicité de l'évolution des flèches sur des pas de temps plus grands est difficile à appréhender. Peu d'études présentent un suivi continu sur une longue période de temps. Cependant, plusieurs auteurs (Goldsmith, 1972 ; Giese, 1978 et 1988 ; McClennen, 1979, Zarillo, 1999) ont souligné la cyclicité du fonctionnement morphodynamique d'une embouchure. Ces études se focalisent principalement sur l'évolution de la position de la passe d'embouchure par rapport à celle de la flèche. Weidman & Ebert (1993) observent par exemple, la présence d'une cyclicité dans l'évolution de la flèche de South Beach (Massachusetts). Cinq cycles de 3 à 7 mois sur une période de deux ans ont été identifiés. Les étapes de ce cycle sont :

- Une érosion de la côte adjacente et de la partie proximale de la flèche par l'action des vagues et des courants. La section moyenne de la flèche s'amaigrie. Par ces phénomènes, l'axe de la flèche subit une rotation (une dizaine de degrés dans le sens horaire).

- Une accrétion de la partie distale. Cette partie s'allonge et s'élargie.

- Lorsque la flèche excède 400 m et que la largeur de sa partie médiane est inférieure à 60 m, la flèche se rompt. Cette cassure est provoquée par des phénomènes d'overwash intensifiés en condition de tempête et en période de vives-eaux.

- La partie séparée de la flèche migre sous l'influence de la houle vers la côte aval et permet son engraissement.

Ce processus est relativement périodique pour que l'on puisse caractériser l'évolution de cette flèche de cyclique. Le manque d'études ne permet pas d'affirmer s'il s'agit d'un comportement isolé ou d'une particularité des flèches sous certaines conditions environnementales.

I.3.4 Apport des modèles physique à la compréhension de l'évolution d'une flèche

L'évolution d'une flèche a été examinée en laboratoire à l'aide d'un modèle d'embouchure « théorique » en faisant varier les paramètres de la houle (hauteur et période) (Seabergh, 1999). Cette étude a pour but d'observer et d'analyser les différents processus intervenants dans la formation et l'évolution d'une flèche. Un volume de sable (quartz uniforme de 0.13 mm de diamètre) est placé sur la côte amont de l'embouchure. Avec l'initiation de l'action des vagues qui génère un courant longitudinal, une flèche se crée sur la côte amont de l'embouchure.

Une première expérience a été réalisée en appliquant ou non un courant de flot le long de la flèche. Les conditions de houles restent identiques.

Le courant de flot associé au courant longitudinal augmente le taux de transport sédimentaire le long de la flèche. L'expérience montre que l'évolution de la flèche est plus

rapide lorsque ce courant est présent. Elle confirme le rôle positif du courant de flot sur la vitesse de croissance d'une flèche.

La largeur de la flèche a également été étudiée lors de l'expérience en présence d'un courant de flot. Rapidement des différences significatives de la largeur de la flèche sont observées. Il s'avère que la partie proche de la racine s'élargit plus vite que l'extrémité de la flèche. Par la suite, les mesures montrent que la largeur de la flèche tend vers un équilibre. Une fois l'embouchure atteinte, la partie proximale de la flèche reste plus large que la partie distale. Cette observation est en désaccord avec les classifications morphologiques et les modèles naturels d'évolution des flèches. Les paramètres simplifiés de l'expérience (houle et apport sédimentaire constant, morphologies inter et subtidal simplifiées) en sont probablement la cause. Les expériences montrent également qu'il existe une corrélation entre l'élargissement de la flèche, l'augmentation de la hauteur et la période de la houle, ainsi que le marnage (Kraus & Seabergh, 2002).

I.3.5 Conceptualisation analytique pour prévoir l'évolution d'une flèche

Kraus (1999) a développé un modèle analytique basé sur le mécanisme de progradation d'une flèche par accumulation de sable à son extrémité (Figure.7).

Ce modèle analytique reprend les hypothèses classiques des modèles mathématiques d'évolution du littoral (Hanson & Kraus, 1989 ; Larson *et al*., 1997). En particulier, il considère que :1) l'allongement résulte uniquement de gradients de transport sédimentaire dans la dérive littorale (Q), 2) la largeur de la flèche (W) ne varie pas, 3) le mouvement de la flèche se produit sur la distance verticale (D) comprenant la berme (B) et la profondeur de fermeture (Dc), 4) le mouvement de la flèche est une translation sur la période de temps considérée. De plus, Kraus (1999) simplifie la définition de la flèche comme étant l'association de la plate forme et du cordon dunaire.

Pendant l'intervalle de temps Δt, la variation de volume ΔV est égale à $W.D.\Delta X$, où $D = B + Dc$ et ΔX l'augmentation de la longueur de la flèche. Par définition, la variation de volume est le volume entrant moins le volume sortant pendant l'intervalle de temps, soit $\Delta t.(Q_{in} - Q_{out})$. L'équation de conservation du sédiment devient donc :

$$\frac{dx}{dt} = \frac{(Q_{in} - Q_{out})}{WD}$$

Dans le cas d'une flèche contrainte par la présence d'une embouchure, les courants de marée vont avoir tendance à transporter le matériel sableux hors de l'embouchure, érodant le sédiment accumulé à l'extrémité de la flèche et ralentissant sa croissance (Figure.8) (Kraus, 1999). Les processus de remplissage du chenal par le transport littoral et d'érosion du chenal par les courants tidaux vont maintenir en équilibre dynamique la section de l'embouchure (Escoffier, 1940).

Un moyen de représenter l'action érosive d'un chenal d'embouchure sur la croissance de la flèche est de mettre une condition limite sur le taux de transport (Q_{out}). En un point X_0, loin du chenal, le transport n'est pas contraint, donc $Q_{out} = 0$. Dans un chenal, au point X_c, la

croissance de la flèche s'arrête si $Q_{out} = Q_{in}$. Le modèle analytique considère ici que l'augmentation de Q_{out} entre X_0 et X_c est linéaire :

$$Q_{out} = \frac{(X - X_0)}{(X_c - X_0)} Q_{in}$$

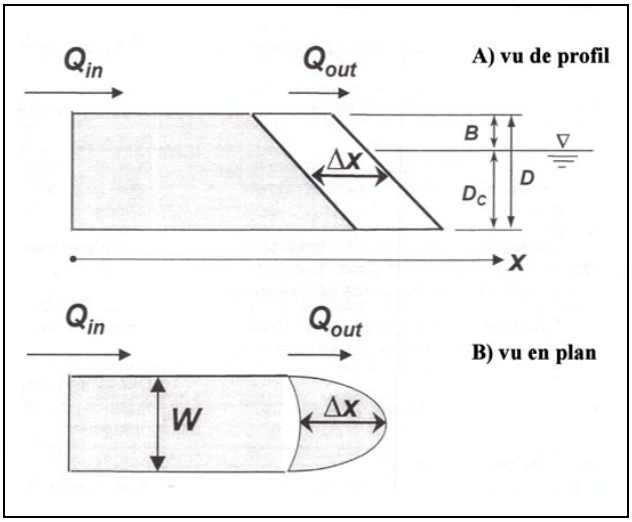


Figure 7: Définition des variables du modèle analytique (Kraus, 1999, modifié).

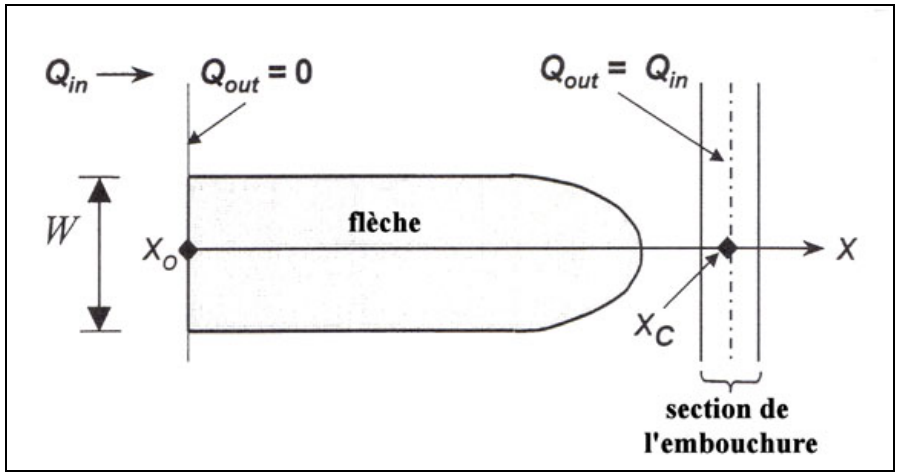


Figure 8 : Définition du modèle pour une flèche contrainte par un chenal (Kraus, 1999, modifié).

La solution de l'équation (1) traduisant la croissance de la flèche contrainte par la présence d'une embouchure avec $Q_{in} = Q$ (taux de transport constant) est alors :

$$X_s = X_0 e^{-t/\tau} + X_c (1-e^{-t/\tau})$$

Où τ est le temps caractéristique de l'élongation de la flèche donné par :

$$\tau = \frac{WD(X_c - X_0)}{Q}$$

Ce modèle analytique permet donc, après quantification de la dérive littorale, de calculer le taux d'allongement de la flèche. Bien qu'il repose sur de nombreuses simplifications (environnement dont la représentation est schématique, apport longitudinal constant de sédiments considéré comme seule source de matériel, conditions hydrodynamiques moyennes…), il a été validé sur un pas de temps de 8 ans à Corpus Christi (Etat-Unis) avec une marge d'erreur de $^{+}/_{-}$ 18% (Kraus, 1999). En assimilant la croissance de la flèche avec la migration de l'embouchure de la Barra Nova (contexte mésotidal, Portugal), Balouin *et al* (2001) ont utilisé ce modèle sur un pas de temps de 60 ans. Ils trouvent une estimation satisfaisante de la croissance de la flèche, comparée aux données historiques et plus récentes.

Il apparaît que ce modèle analytique est un bon outil pour modéliser l'évolution d'une flèche sur un laps de temps moyen à long. Cependant, il paraît difficile de l'utiliser pour comprendre et prédire l'évolution d'une flèche sur un laps de temps à plus court terme (mois, saisons ou quelques années). La marée n'est pas prise en compte dans cette approche.

I.3.6 Modèle numérique d'évolution d'une flèche

Raper *et al* (1999) présente SEDSIM, modèle numérique capable de modéliser l'évolution d'une flèche en 3D sous des conditions réalistes. Il utilise un grand nombre de paramètres (transport longitudinal, houle incidente, fluctuation du plan d'eau, différentes caractéristiques de la granulométrie, topographie) pouvant influencer la progression de la flèche. Les résultats comparés à un exemple in situ sont estimés satisfaisants pour les auteurs. Ce modèle prédit l'évolution des flèches sur une moyenne échelle.

I.4 Typologie des flèches sableuses

I.4.1 Flèches en position de fuite

Ce type de flèche est généralement appelé queue de comète (Figure.9). Autour d'un rocher ou d'une île, le fond se relève habituellement de sorte que les vagues sont réfractées. Avançant moins vite près du relief qu'au large, elles auront tendance à pivoter autour. Ce phénomène de diffraction induit un transfert latéral de l'énergie lorsque le train de houle heurte les contours de ces émergents au cours de sa propagation. Cela se traduit par un changement de direction des vagues en s'amortissant rapidement par divergence (Paskoff, 1994). Ces deux phénomènes associés, réfraction d'abord puis diffraction, ont pour conséquence de diminuer l'énergie de la houle qui contourne l'île et créent ainsi une zone d'ombre plus calme, favorable au dépôt sédimentaire. Toutefois, le terme queue de comète est utilisé lorsque cet amas commencera à être en position de fuite par rapport aux houles dominantes. Celle-ci recevra uniquement comme impulsion directe : l'action des houles les plus obliques par rapport à leur direction moyenne de propagation, ainsi que celle des houles principales réfractées et diffractées par la présence de l'île (Pethick, 1984 ; Carter, 1988 ; Komar, 1988).

En plus de l'accumulation, ces phénomènes auront pour conséquence de modeler et de faire progresser les sédiments vers une direction de fuite. C'est la convergence des houles, essentiellement due à la réfraction qui accumule les sédiments le long de l'axe de l'abri, appelé ligne de convergence.

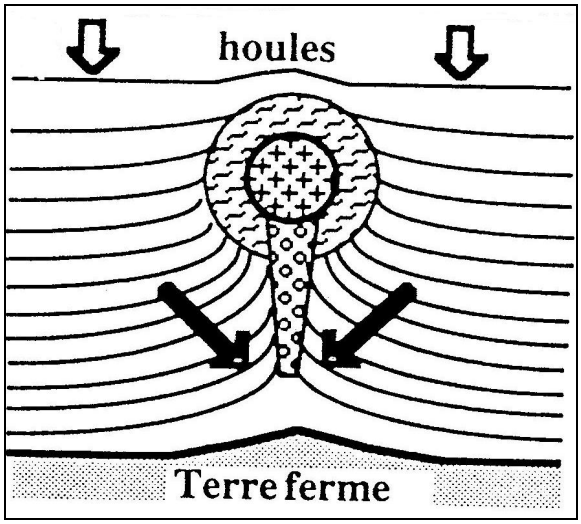


Figure 9: Evolution d'une queue de comète vers la côte en présence de phénomène de réfraction et diffraction (Pinot, 1996).

Lors de son évolution, les houles les plus obliques tendront à réaligner la queue de comète suivant les nouvelles conditions hydrodynamiques. Si la houle latérale est fortement oblique (au moins à 45°), elle frappera de front l'un des flancs de la flèche et la fera évoluer temporairement comme une accumulation frontale. Cela induira une projection des sédiments les plus gros sur le revers du cordon. Un recul de celui-ci peut alors être observé (Pinot, 1996).

Ces variations, de part et d'autre de la ligne moyenne de convergence des houles, contribuent à l'allongement de la queue de comète. Cependant, les conditions de houles sont rarement symétriques, soit parce que des obstacles entravent l'arrivée de certaines houles (tels que des caps ou d'autres îles), soit parce que le fond n'est pas identique de chaque côté de l'île. Des queues de comètes dissymétriques peuvent alors être observées, plus attaquées d'un côté que de l'autre, et dont les déplacements latéraux dans un sens ne sont pas compensés par des retours de même ampleur dans l'autre sens.

Les matériaux constituants les queues de comète sont représentatifs de l'intensité de la houle ayant contribuée à les construire ainsi que du stock sédimentaire disponible. Généralement, les matériaux les plus grossiers sont proches de la racine (Pinot, 1996).

I.4.2 Flèches triangulaires (Cuspate spits)

Les « Cuspate spits » se développent dans des zones abritées tel que les lacs ou l'intérieur des baies (Figure.10). Elles ont une forme triangulaire et sont larges de plusieurs dizaines de mètres (Davis, 1978). Leur longueur reflète la taille de la baie et l'énergie de la houle se propageant dans le système.

La nature de ces milieux protège le littoral de l'influence des houles longues venant de l'océan. Il subit seulement l'influence des vagues courtes générées par les vents locaux. Dans les environnements où le régime des vents est variable, une bidirectionnalité en sens inverse

du transport sédimentaire sur les côtes est observée. Ce mécanisme est à l'origine de la formation des « cuspate spits » (Figure.9) (Guilcher, 1954 ; Zenkovitch, 1959 ; Rosen, 1975).

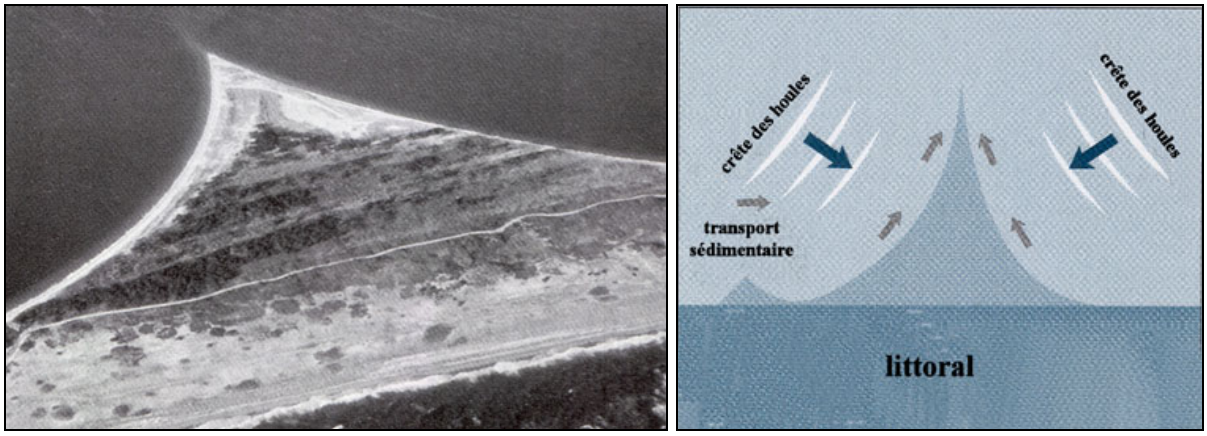


Figure 10: Photographie d'un "Cuspate Spits" (Nantucket Island, Massachusetts) et mécanisme de formation de ces corps sédimentaires (Hayes & Kana, 1978).

I.4.3 Caps triangulaires (Cuspate forelands)

Les « Cuspate forlands » sont des corps sédimentaires possédant une largeur allant de la dizaine de mètres jusqu'à plusieurs kilomètres et se développent perpendiculairement au trait de côte (McNinch & Luettich, 2000) (Figure.11). Ces entités sont fréquentes et peuvent être observées dans plusieurs régions du monde (Pattiararchi & Collins, 1987 ; Semenuiuk *et al*., 1988 ; Davis *et al*., 1993 ; Sanderson *et al*., 2000). L'espacement supérieur à 100 kilomètres dans certaines régions leur donne le titre de plus grande forme sédimentaire rythmique du littoral (Dolan *et al*., 1974 ; Komar, 1976). Les mécanismes de formation et d'évolution de ces flèches sont débattus dans la littérature depuis plus d'un siècle mais reste discutés. Quatre théories sont avancées :

- L'orientation de la côte est alignée suivant deux orientations opposées de vent et de houle (Rosen, 1975).

- La formation sédimentaire constituant les « cuspate forelands » est plus résistante à l'érosion que celles constituant le littoral adjacent (Blackwelder *et al*., 1982). Cependant, McNinch & Wells (1999) précisent que ces entités sont des formes transgressives et que leur morphologie et évolution ne peuvent être dues à des phénomènes d'érosion.

- La position de formation de ces flèches peut être en relation avec la présence de rivières, de deltas ou de caps formés lors des derniers cycles de transgression/régression du niveau marin (Hopkins, 1971 ; Hoyt & Henry, 1971) lequel influence le drainage de la plaine côtière (White, 1966).

- La formation de ces entités serait liée à la convergence des cellules de transport sédimentaire côtière à grande échelle (Swift *et al*., 1972).

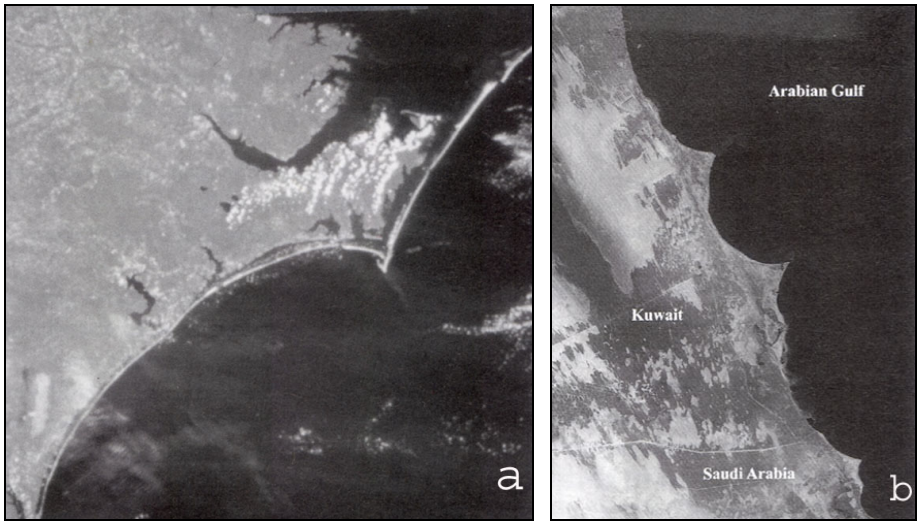


Figure 11: Photographies de "Cuspate Forelands" sur la côte de Caroline du Nord (a) et du Koweït (b) (Davis & FitzGerald, 2004).

I.4.4 Les flèches volantes ou à tête libre

Comme les « cuspate spits », ces flèches évoluent dans des environnements protégés où l'énergie de la houle est générée par les vents locaux (Figure.10). Elles se forment le long de littoraux aux formes irrégulières et progressent avec un angle important par rapport à la plage (Fox *et al*., 1995). Le mécanisme à l'origine de la formation de ces flèches est encore mal connu, mais peut être relié à l'irrégularité du littoral (Davis & FitzGerald, 2004) ou à la présence d'un substrat à la sortie d'une ancienne rivière (Fox *et al*., 1995). Cependant, des essais en laboratoire (Ashton *et al*., 2001 ; Murray *et al*., 2001 ; Murray & Ashton, 2003) ont mis en lumière la formation de ce type de flèche ainsi que des « cuspate spits » et des « cuspate forelands », suite à la propagation d'une houle ayant une incidence importante (supérieur à 45°) avec le trait de côte (Figure.11).

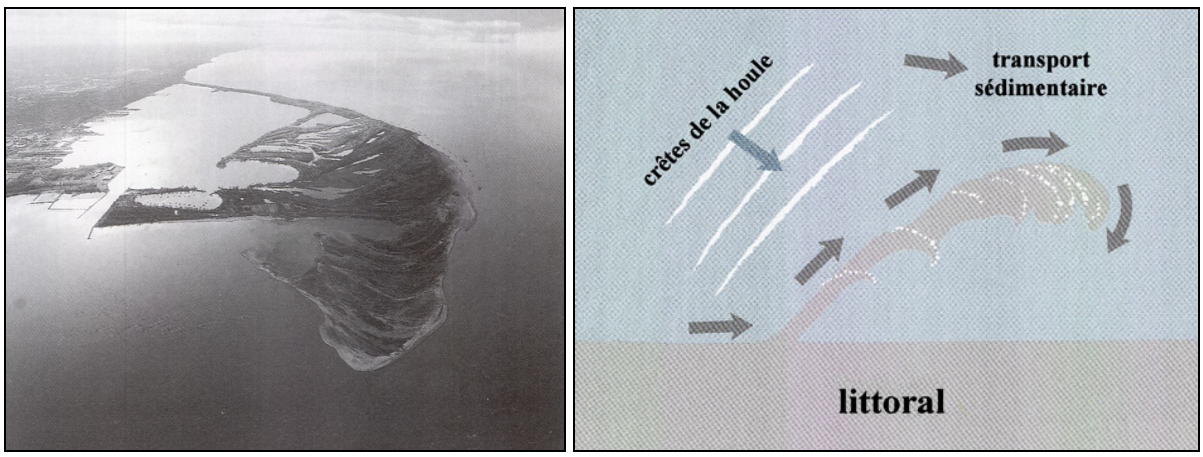


Figure 12: Photographie d'une flèche volante (côte de Pennsylvanie) et mode d'évolution de ces entités (Hayes & Kana, 1978).

I.5 Présentation des principales flèches du littoral français

Le littoral français est riche d'un grand nombre de flèches possédant des spécificités morphologiques. Quelques exemples connus sont présentés dans cette partie.

I.5.1 La flèche du Hourdel

La flèche de galets des Bas-Champs de Cayeux (Picardie) est longue de 16 km et possède une allure générale courbée (Dolique & Anthony, 1999) (Figure.13). La partie distale de la flèche présente une succession de crochets bien individualisés à espacements réguliers. Ce sont les houles qui modèlent l'allure générale du cordon avec des phénomènes de débordement ou de submersion en période de tempête. Lors de ces événements, la flèche peut reculer de plusieurs mètres. Dolique (1998) émet l'hypothèse d'une relation étroite entre l'évolution de la flèche et sa plate-forme sableuse. Un engraissement de cette dernière a pour conséquence d'augmenter la dissipation des houles et une diminution de l'action de la marée sur le cordon. De fait, le transit sédimentaire diminue et entraîne une accrétion importante de cette partie de la flèche sous forme de cordons. A l'amont, un abaissement de la plate-forme peut expliquer les forts taux d'érosion observés.

I.5.2 Les flèches du Cotentin

La côte occidentale du Cotentin présente huit systèmes de flèches sableuses principales qui encadrent des havres où débouchent des rivières à faible débit (Figure.13). Leur description morphologique sera développée dans le Chapitre II. A ces huit flèches d'embouchure, s'ajoute la flèche du Bec d'Andaine située sur la marge orientale de la Baie du Mont-Saint-Michel. Elle s'étire sur cinq kilomètres et comprend une à deux crêtes isolant une dépression humide. En avant de ces cordons anciens, plusieurs systèmes de crêtes basses inférieures à trois mètres de hauteur se développent. Ces cordons sont rarement continus et se forment à leur extrémité des crochets successifs.

I.5.3 La flèche de Penn Ar C'hleuz

La pointe de Penn Ar C'hleuz se développe dans la partie occidentale de la baie de Goulven (Finistère). Elle est constituée d'un ensemble important de crochets sableux (Hallégouët, 1981) (Figure.13). Ces crochets au nombre de 25 sont d'altitudes inégales, le plus élevé dépassant 5 m tandis que les plus bas ont souvent moins de 1 m de hauteur relative. La courbure, l'orientation et la longueur des crochets sont très variables. Depuis 1823, le littoral a progressé de 1 km. Les différents stades de l'évolution de la flèche montrent des périodes d'allongement de la pointe lorsque le secteur amont est en érosion, alors que des phases de recul sont en rapport avec l'arrêt de l'alimentation suite à des travaux de protection mis en œuvre (Hallégouët & Moign, 1976).

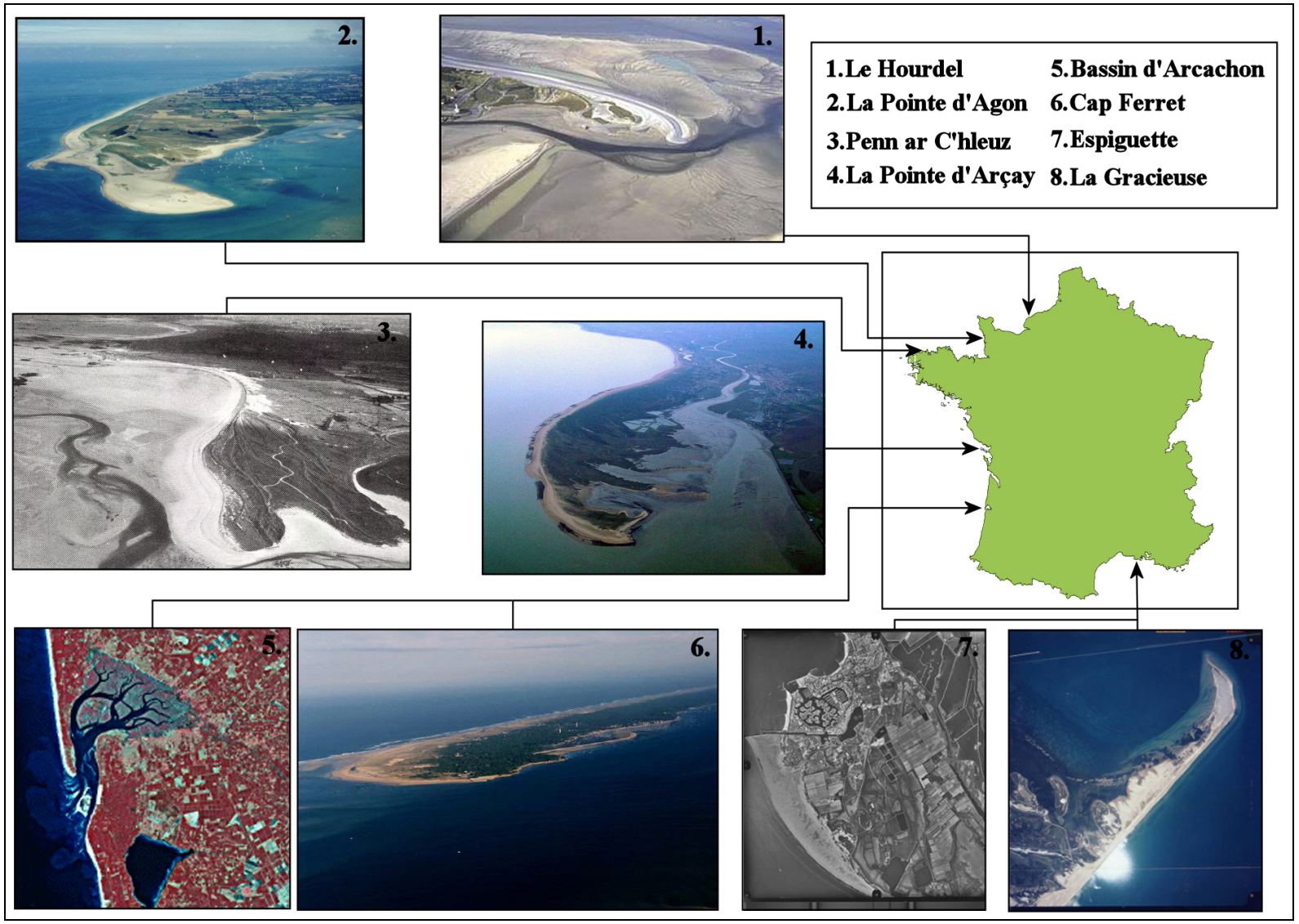


Figure 13: Localisation des principales flèche du littoral français.

I.5.4 La Pointe d'Arçay

La pointe d'Arçay est une flèche sableuse située à l'extrémité Nord-Ouest du Marais Poitevin (Vendée) (Figure.13). Cette flèche large de 900 m et longue de 9 km, présente à son extrémité plusieurs crochets bien individualisés. Sa formation et son développement depuis 1750 ont permis de gagner 7 km^2 sur la mer (Weber, 2004). Galichon (1984 et 1985) indique que la formation de ces crochets repose sur l'hypothèse d'une houle ayant une incidence forte par rapport au littoral (paragraphe I.2.4). Le rythme de formation de ces crochets est estimé à 11 ans. L'auteur suggère l'existence d'une dimension minimale de plate-forme pour que puisse se former un nouveau crochet.

I.5.5 La flèche du Cap Ferret

La pointe du Cap Ferret (Gironde) est une flèche sableuse évoluant en contexte mésotidal à l'embouchure du Bassin d'Arcachon (Figure.13). Son développement s'est réalisé en trois étapes d'une durée moyenne de 250 ans. Elles correspondent chacune à une phase de développement (avec formation de crêtes dunaires et crochets) et une régularisation du trait de côte. En 1000 ans, cette flèche a progressé de 22 km vers le Sud. Le maximum étant atteint en 1826 (Manaud, 1971). L'évolution actuelle de la flèche du Cap Ferret a été précisée par les travaux de Gassiat (1989). Trois domaines morphodynamiques ont pu être identifiés le long de cette flèche. Le domaine océanique dominé par l'action de la houle. Le bilan sédimentaire moyen sur deux ans est légèrement excédentaire. Cependant, en amont de cette zone, une érosion est observée. Sur le domaine océanique le transit littoral peut atteindre 625000 m^3/an. Dans le domaine intermédiaire (à l'extrémité de la flèche), les mouvements sableux dépendent de l'équilibre entre les actions de la houle et des courants de marée. Enfin, le domaine lagunaire est dominé par les courants de marée. L'évolution future de la flèche avec un allongement vers le Sud rendra la communication entre l'océan et la lagune de plus en plus difficile. La passe d'accès se fermera par diminution continue de la puissance hydraulique entraînant une réduction progressive de la section mouillée (Gassiat, 1989). Le bassin d'Arcachon devrait donc subir la même évolution que les autres lagunes « Holocène » de la côte Aquitaine en devenant un lac.

I.5.6 La flèche d'Espiguette

La flèche d'Espiguette se situe le long de la côte Méditerranéenne (contexte microtidal) entre les communes des Saintes-Maries-de-la-Mer et Port Camargue (Rhône) (Figure.13). Cette flèche tend à régulariser le trait de côte parsemé de lagunes issues de la construction du delta du Rhône à l'Holocène. Depuis 1880, la flèche s'allonge de façon constante. Le trait de côte montre une accrétion significative de l'ordre de 10 à 16 m/an, accentuée par la construction de la digue de Port Camargue (Sabatier, 2001 ; Sabatier & Suanez, 2003). L'accrétion de ce secteur de côte est en relation avec la distribution de la hauteur moyenne annuelle des houles déferlantes. Celle-ci est plus faible au niveau de la flèche (0.4 m) qu'en amont (0.8 m), zone en érosion (Sabatier, 2001). La zone subtidale est composée d'un système de 2 ou 3 barres. Leur évolution morphométrique est stable et leur déplacement vers le large est en accord avec l'avancée du trait de côte et de la haute plage (Sabatier & Provensal, 2000). D'autres flèches, celle de Beauduc et de La Gracieuse, sont également présentes dans la région (Figure.13).

I.6 Lacunes issues de l'analyse bibliographique sur les flèches (I)

La morphodynamique des flèches sableuses se terminant par un système de crochets sédimentaires est encore mal connue. La formation et l'évolution de ces crochets sont expliquées par diverses hypothèses sans réel consensus, une grande variété de processus dominants étant citée selon le cadre physique et la morphologie de l'avant-côte. De plus, ces flèches sableuses caractéristiques ont été décrites dans des environnements microtidaux et mésotidaux. Pour les côtes à fort et très fort marnage, la formation et la dynamique des crochets en relation avec les caractéristiques spécifiques du milieu demeurent inconnues.

Seule l'existence d'une plate-forme sédimentaire préalablement à la formation d'un nouveau crochet semble fédérer les auteurs. Néanmoins son évolution et son lien avec la dynamique de la flèche restent jusqu'à présent peu étudié en milieu naturel. De plus, l'existence d'une telle structure qui est théoriquement toujours située en dessous du niveau moyen des plus basses mers dans les milieux micro et mésotidaux, peut avoir des caractéristiques particulières dans les environnements de fortes marées où le niveau d'eau peut se retirer parfois à plusieurs kilomètres du trait de côte.

Enfin, l'échelle spatio-temporelle de l'étude des flèches n'est pas clairement identifiée et reste souvent restreinte à une seule composante. L'évolution de ces formes sédimentaires avec une approche multi-échelle est rare dans la littérature malgré qu'elle apparaisse souhaitable afin d'intégrer l'ensemble des paramètres forçant.

II. Environnement morpho-sédimentaire des flèches d'embouchure

Deux types d'embouchures peuvent être identifiées : 1) Les embouchures influencées par un apport d'eau douce (embouchure de fleuves et de deltas). 2) Les embouchures dites « tidales » (lagunes, îles barrières). La présente étude porte sur l'évolution des flèches se situant dans ce second type d'environnement. Ces systèmes se sont mis en place lors de la dernière transgression post-glaciaire, il y a quelques milliers d'années. Les mécanismes de formation de ces lagunes (Curray *et al*., 1969 ; Nichols & Allen, 1981 ; Moslow & Tye, 1985) et des îles barrières (Davis & FitzGerald, 2004) sont bien décrits dans la littérature. Ils ne seront pas exposés dans cette étude.

II.1 Géomorphologie d'une embouchure tidale

Une embouchure tidale représente une interruption morphologique majeure du linéaire côtier où les sédiments transportés le long de la côte sous l'action des vagues interagissent avec les forts courants de marées. Une flèche principale alimentée par le transit littoral prend forme sur la côte à l'amont dérive. Sur la côte aval de l'embouchure, une flèche peut se former par la diffraction des houles et l'action du courant de flot. Une partie du transit sédimentaire est alors stockée dans ces corps sédimentaires, tandis que le matériel arrivant dans le chenal est redistribué soit vers l'intérieur de la lagune, soit vers le large. Les embouchures tidales sont donc globalement des lieux de dépôts de volumes sédimentaires importants sur le littoral (Moslow & Heron, 1978 ; Hayes, 1979).

Une embouchure tidale se décompose en trois grandes unités (Bruun, 1978) : la partie océanique inclut les corps sableux externes incisés par un ou plusieurs chenaux de marée ; la section mouillée entre les deux côtes. Elle est généralement la partie la plus profonde du chenal et de l'embouchure ; la partie lagunaire comprend des bancs internes et des chenaux de vidange.

La terminologie définie par Hayes (1969) est la plus couramment utilisée dans la littérature pour identifier les différents corps sédimentaires d'une embouchure. La description des morphologies présentes s'effectue en délimitant l'embouchure en deux parties (Figure.14) :

• le delta de flot (flood-tidal delta) est la masse sédimentaire accumulée coté lagunaire par l'action principale des courants de flot.

• le delta de jusant (ebb-tidal delta) est la masse sableuse accumulée coté océanique. Il résulte du dépôt lié à l'interaction entre le courant de jusant et l'action des vagues.

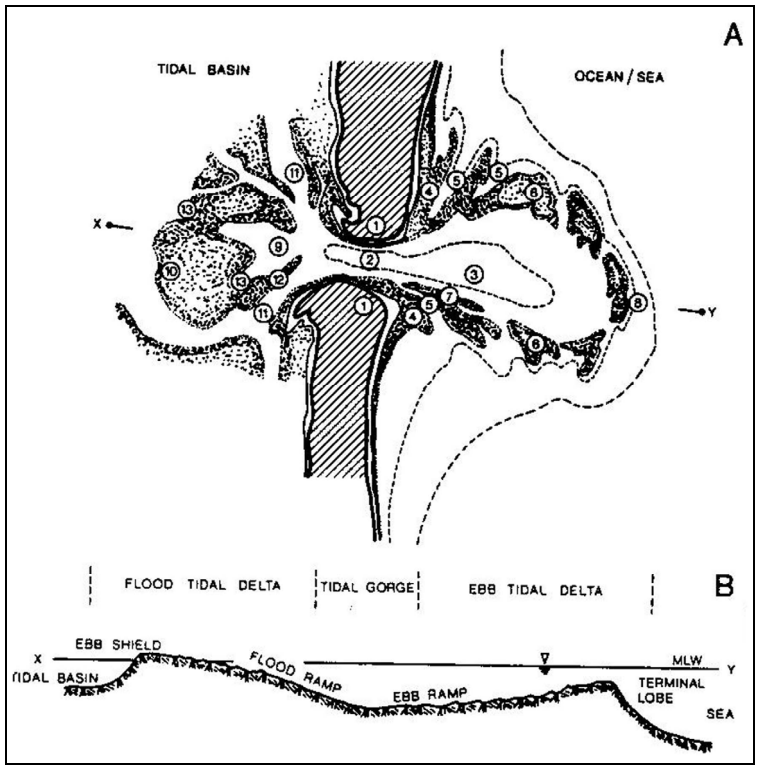


Figure 14: Les unités morphologiques d'une embouchure tidale (Smith, 1984). 1) île barrières, 2) gorge, 3) chenal et rampe de jusant, 4-6-7) barres de swash, 5) chenaux secondaires de flot, 8) lobe terminal, 9) rampe de flot, 10) bouclier de jusant, 11) chenaux de flot, 12) flèches de jusant, 13) chenaux de débordement.

II.1.1 Le delta de flot

La morphologie du delta de flot a également été investie lors de nombreuses études dans des environnements différents (Hayes, 1969 ; Hine, 1975 ; Boothroyd & Hubbard, 1975) afin de pouvoir identifier les grandes entités le constituant. Il se présente généralement sous la forme suivante (Figure.15) :

• Une rampe de flot (1) qui est le chenal principal où circule les courants de flot. Elle est parcourue de mégarides de flot.

• Les chenaux de flot (2) qui bifurquent de part et d'autre de la rampe de flot et incisent le delta de flot.

• Les boucliers de jusant (3) sont des barres sableuses réparties autour du delta qui le protègent de l'érosion des courants de jusant.

• Les flèches sableuses (4) formées par les courants de jusant. Ces flèches localisées au milieu du delta sont des extensions des barres courbées par l'action combinée des courants de flot et de jusant.

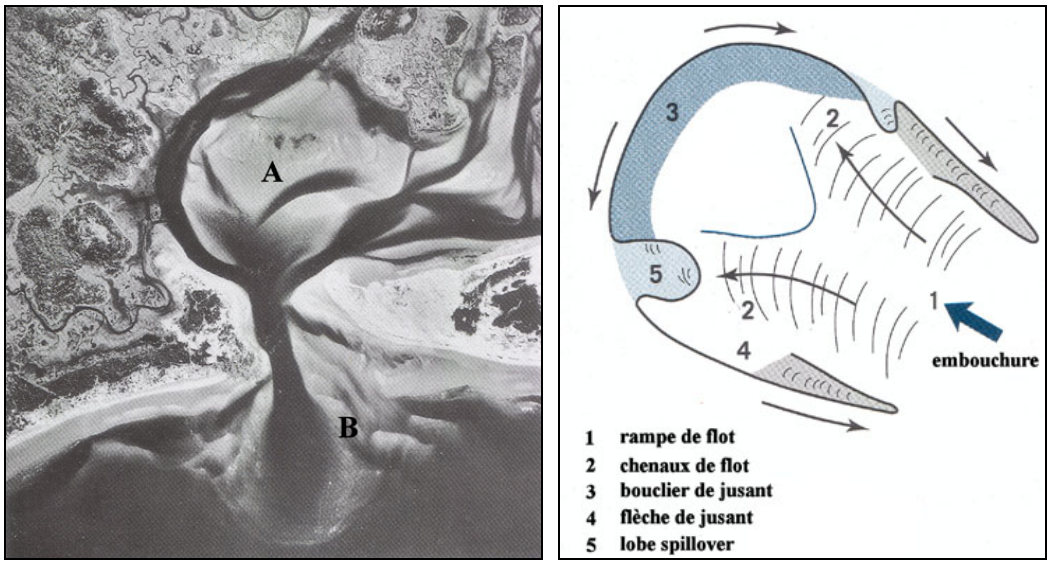


Figure 15: Photographie d'une embouchure (A. delta de flot et B. delta de jusant) et représentation schématique d'un delta de flot (Hayes, 1975).

II.1.2 Le delta de jusant

De nombreux auteurs (Finley, 1975 et 1978; Hine, 1975 ; Hubbard, 1975 et 1977 ; FitzGerald, 1977 ; Nummedal *et al*., 1977) ont étudié la morphologie du delta de jusant dans différentes régions de l'Amérique du Nord. Ces observations portent essentiellement sur des environnements micro ou mésotidaux. Des caractéristiques similaires à l'ensemble des embouchures ont pu être déduites et sont résumées par le modèle morphologique de Hayes (1975 et 1980). Nous pouvons ainsi distinguer (Figure.16) :

• Le chenal principal de jusant qui incise le delta. Il est dominé par la circulation du courant de jusant.

• Le lobe terminal est la partie terminale du chenal principal. Il est un lieu de dépôts sédimentaires dus à la baisse de compétence du courant de jusant.

• Des barres linéaires (B) bordent de part et d'autre le chenal principal. Elles résultent de l'interaction entre les courants tidaux et les vagues.

• Les plates-formes de swash, larges surfaces sableuses localisées entre le chenal principal et les côtes adjacentes. Généralement, des barres de swash (A) se forment sur ce substrat et migrent vers la côte.

• Les chenaux de flot incisent le delta de jusant de façon moindre que le chenal principal. Ces chenaux bordent les deux côtes de l'embouchure.

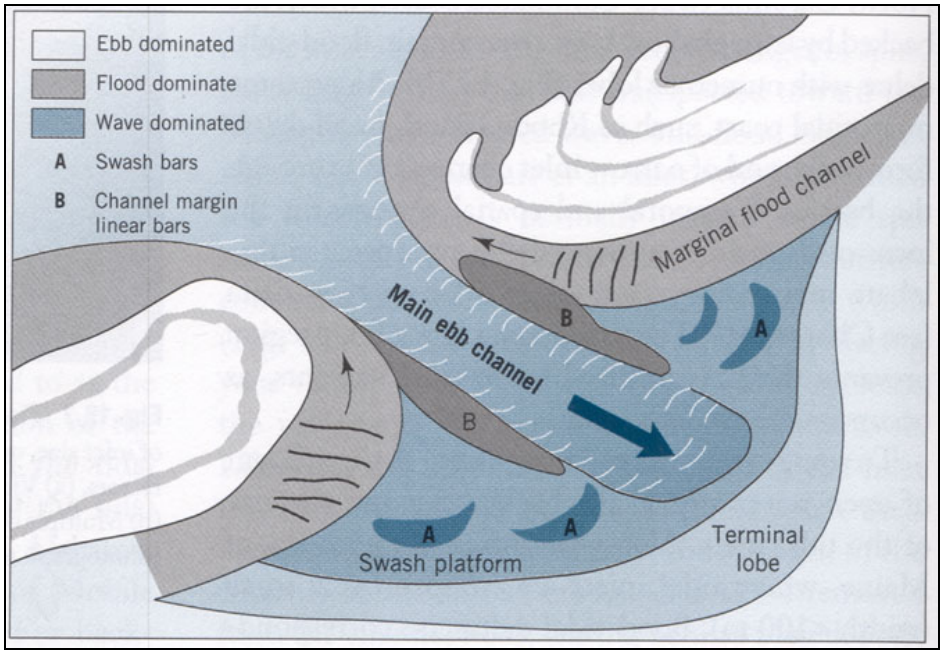


Figure 16: Représentation schématique du delta de jusant (Hayes, 1975).

II.1.3 Les barres de swash

Les barres de swash de delta défini par Hayes (1980) sont systématiquement oubliées des classifications des barres intertidales (Greenwood & Davidson, 1979 ; Carter, 1988 ; Wiijnberg & Kroon, 2002 ; Masselink *et al*., 2006). Ce paragraphe synthétise les diverses connaissances concernant ce type de barre. Ces données proviennent d'observations réalisées uniquement dans des environnements micro et mésotidaux. Les travaux relatant l'existence de barres de swash en milieu de fort marnage (supérieur à 4 m) sont rares dans la littérature à l'exception du site de Teignmouth (Grande-Bretagne) fortement anthropisé et présentant un marnage inférieur à 4.3 en vive- moyenne (Robinson, 1975 ; Aird *et al*., 2003 ; Kingston *et al*., 2005).

II.1.3.1 Caractéristiques morphologiques

Les barres de swash sont généralement hautes de 0.5 à 3 m et large de 100 à 250 m. Leur longueur est variable, mais elle est fréquemment supérieure au kilomètre quand elles se situent à proximité du littoral. Leur volume compris entre 0.5 et 15.10^5 m^3 (FitzGerald, 1988) représente une partie importante de budget sédimentaire global du delta (Gaudiano & Kana,

2001). Ces barres possèdent un profil fortement asymétrique avec un revers marin à pente douce (2-3°) et un talus abrupt (entre 10 et 31°) (FitzGerald, 1976) (Figure.17).

La taille et le volume des barres sont fonction de l'environnement où elles évoluent. Gaudiano & Kana (2001) montre une relation linéaire entre leur volume et le volume oscillant d'une embouchure, lui même lié à la taille du delta (Walton & Adams, 1976). Ainsi, des barres volumineuses sont observées sur les larges deltas alors que sur les plus petits, elles sont de moindres dimensions (Tableau.2) (FitzGerald, 1988).

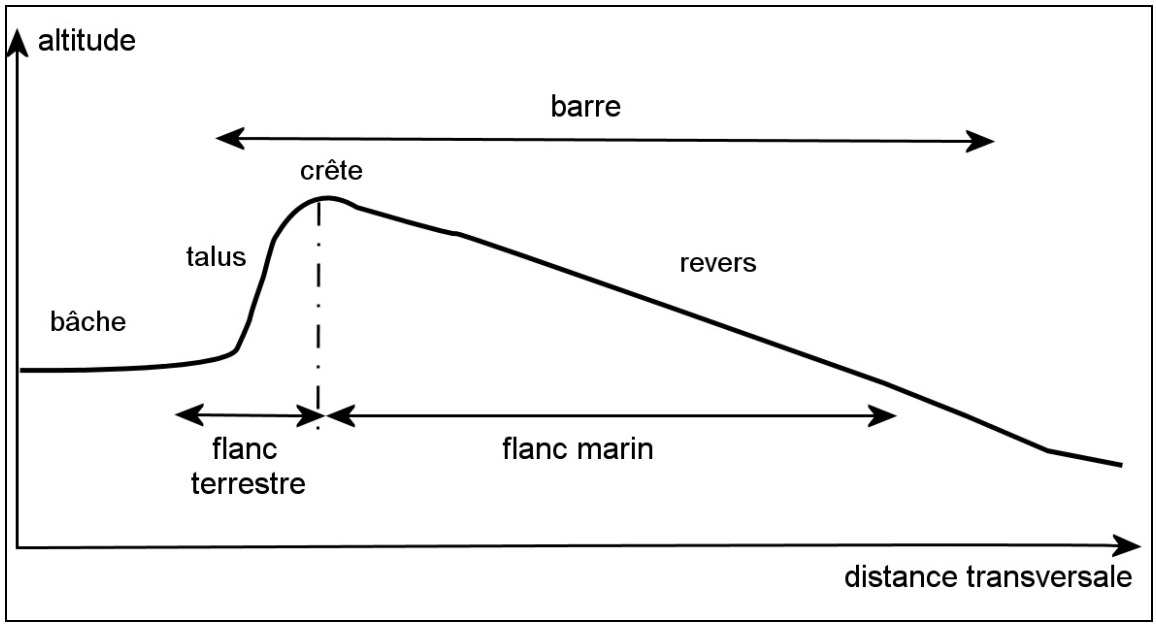


Figure 17: Terminologie et morphologie d'une barre de swash.

II.1.3.2 Formation des barres

Ce type de barre se forme sur le delta de jusant et plus particulièrement sur la partie distale de la plate-forme de swash amont. Leur formation est attribuée à l'action du swash (Hayes, 1975 et 1980, Davis, 1978). Cependant, cette hypothèse n'est accompagnée dans la littérature d'aucun argument, d'aucune réelle observation, ni de mesures in situ pouvant témoigner de l'influence de ce processus.

II.1.3.3 Mobilité des barres

L'observation du déplacement des barres sur les deltas révèle qu'elles migrent toujours vers la côte (FitzGerald *et al*., 1984 ; Smith & FitzGerald, 1994 **;** Gaudiano & Kana, 2001). Seul Balouin (2001) sur les côtes portugaise (régime microtidal) observe un recul des barres vers le large lorsque les vagues forcissent (H_s = 0.8-1 m associée à une marée de vive-eau). Par beau temps, elles migrent progressivement vers la côte et l'embouchure sous l'action des vagues incidentes. Ce comportement est singulièrement différent des autres exemples trouvés dans la littérature et peut être attribué à la fréquence des relevés sur le terrain. En effet, Balouin (2001) observe la morphologie de la plate-forme amont à l'aide de relevés topographiques réguliers réalisés tous les 4-5 jours. Dans les autres exemples, la

localistaion	P.T (10^6.m^3/cycle de marée)	MSR (m)	Hs (m)	Tlong (10^3.m^3/an)	Vmoy (10^3.m^3)	Catt (an)	Von (m/an)	cadre	Référence
Pawleys (Caroline du Sud, EU)	0.66	1.8	?	70-130	61	1-6	?	Atlantique	FitzGerald, 1984; Gaudiano & Kana, 2001
Midway (Caroline du Sud, EU)	1.96	1.8	?	70-130	50	1-7	?	Atlantique	FitzGerald, 1984; Gaudiano & Kana, 2001
Captain Sams (Caroline du Sud, EU)	3.5	2.2	0.6	130	150	1-7	?	Atlantique	Kana *et al* ., 1999 Gaudiano & Kana, 2001; Kana & McKee, 2003
Capers (Caroline du Sud, EU)	5.8	1.7	?	200	208	3-8	?	Atlantique	FitzGerald, 1984; Gaudiano & Kana, 2001
Ancao (Algarve, Portugal)	8.5	2.3	1-4	6-300	1.5 (50*50*0.6m)	-	46 m/mois	Atlantique	Balouin, 2001; Balouin *et al* ., 2001et 2004
Deben Estuary (Suffolk, GB)	12	3.2	0.96	20-40	?	20	50	Mer du Nord	Burningham & French, 2005
Breach (Caroline du Sud, EU)	12.8	1.8	?	200	199	1-9	?	Atlantique	FitzGerald, 1984; Gaudiano & Kana, 2001
Price (Caroline du Sud, EU)	14	1.5	1.3	200	220 (1-2m de Ht)	4-7	133-327	Atlantique	FitzGerald, 1984; Gaudiano & Kana, 2001
North (Caroline du Sud, EU)	15	1.7	?	192	225	2-9	?	Atlantique	Finley, 1978; Gaudiano & Kana, 2001
Essex (Massachusetts, EU)	20.1	2.6	0.5	34	200 (500m, 0.5-2m)	5-7	64-86	Atlantique	Smith & FitzGerald, 1994
Nauset (Massachusetts, EU)	23	2	0.5	250	(100 - 300m)	1-3	?	Atlantique	FitzGerald, 2002
Dewees (Caroline du Sud, EU)	24.6	1.9	0.6	130	200	3-8	?	Atlantique	Kana, 1977; Kana *et al* ., 1985 Williams & Kana, 1987; Gaudiano & Kana, 2001
Stono (Caroline du Sud, EU)	70	1.9	0.6	95	560	5-8	?	Atlantique	Kana *et al* ., 1999; Gaudiano & Kana, 2001 Work *et al* ., 2004
Kennebec (Maine, EU)	100	2.6	0.6	34	200-300 (1.5 - 3m Ht)	6-9	?	Atlantique	Fenster & FitzGerald, 1996; FitzGerald *et al* ., 2000
Frisian (Allemagne)	?	2.2	1-1.6	270	(1 - 3km)	30	35	Mer du Nord	FitzGerald *et al* ., 1984
Teignmouth (Côte sud GB)	?	4.2 vive-eau	0.5	?	?	3-5	?	Mer du Nord	Robinson, 1975; Aird *et al* ., 2003; Siegle, 2003

Tableau 2: Caractéristiques des barres de swash dans la littérature.

P.T: prisme tidal; MSR: marnage moyen de vives-eaux; Hs: hauteur significative de la houle; Tlong: transport longitudinal; Vmoy: volume de la barre; Catt, durée du cycle d'attachement; Von: vitesse de migration onshore de la barre.

fréquence de mesure moyenne est semi-annuelle, trop grande pour enregistrer les fluctuations à court terme de la mobilité de la barre.

FitzGerald (1984) indique que leur vitesse de déplacement vers la côte augmente en période de tempête, laissant entendre que la houle est l'élément de forçage du déplacement. A l'heure actuelle, plusieurs hypothèses liées à l'action de certains processus hydrodynamiques sont proposées pour expliquer les causes de leur mobilité. Néanmoins, aucun consensus n'est trouvé dans la littérature car l'ensemble des références fait suite à des observations et non à des mesures in situ. Les hypothèses retiennent l'action des processus suivants :

- Le swash et le déferlement (Davis, 1978)

- Le déferlement pendant une partie du cycle tidal (Oertel, 1975 ; Otvos, 1981)

- Le déferlement et le shoaling (Davis & FitzGerald, 2004)

- Le déferlement et l'action des courants de flot (FitzGerald *et al*., 1984 ; FitzGerald, 1988 ; Balouin 2001)

- L'interaction vague/courant, mais aussi l'interaction vagues incidentes/vagues réfractées générant des croissants de vagues (crossing crests, (Oertel, 1972)).

Au final, ces barres se rattachent à la côte en se regroupant préalablement, augmentant leur volume global.

II.1.3.4 Vitesse de migration

Les principales informations concernant la cinématique des barres de swash concernent la durée de leur cycle de rattachement avec la haute plage. Cependant, elle n'est pas représentative d'une vitesse de déplacement proprement dit car elle dépend de la distance exact, souvent inconnue, qu'elles parcourent depuis leur lieu de formation. Néanmoins, il apparaît au travers de la littérature que ce temps est rarement supérieur à 8 ans, alors que les deltas peuvent avoir des extensions variables allant jusqu'à plusieurs kilomètres vers le large.

Quelques observations sur le moyen terme (entre 2 et 10 ans) des changements morphologiques des deltas de différents sites apportent des informations sur la vitesse de migration des barres. FitzGerald (1984) observe sur deux ans (6 levés) la migration d'une barre à une vitesse moyenne de 327 m/an la première année. Elle ralentit la deuxième année (133 m/an) en arrivant à proximité de la haute plage. Smith & FitzGerald (1994) observent pendant un an (6 levés), un déplacement de 86 m/an pour une barre située en amont du delta et 64 m/an pour une autre située en aval. Leur migration vers la côte semble régulière. Enfin, les travaux de FitzGerald *et al*., (1984) indiquent des vitesses de déplacement vers la côte de l'ordre de 35 m/an. Cependant, ces auteurs observent un ralentissement de leur vitesse à l'approche du littoral. Balouin (2001) note un comportement identique (levé tous les 4-5 jours) avec une vitesse de migration de 46 m/mois (pouvant atteindre 20 m / 8 jours) pour la barre externe et 10 m/mois pour celle la plus interne. La vitesse de migration de la barre externe est 4 fois supérieure à celle de la barre interne. L'ensemble de ces études souligne la grande variété de mobilité de ces barres suivant le cadre hydrodynamique et morphologique de l'embouchure.

Dans les exemples cités, la vitesse de migration n'est pas linéaire avec le temps, mais semble dépendre de la position de la barre sur le delta. FitzGerald (1988) précise que plus elles sont proches du littoral, moins elles sont exposées à l'action des courants et des vagues et plus leur vitesse de migration diminue. Cette théorie explique la coalescence des barres entre elles puisque les plus externes rattrapent progressivement les barres les plus internes. Leur vitesse est également influencée par leur volume. Les barres les plus volumineuses ont tendance à migrer plus lentement que celles de plus petits gabaries (FitzGerald, 1988).

II.1.4 Lacunes issues de l'analyse bibliographique sur les barres de swash de delta (II)

La synthèse bibliographique des travaux menés sur les barres de swash dans des environnements micro et mésotidaux révèle qu'elles possèdent une grande variété morphologique et dynamique en relation avec les conditions du milieu. Leur rôle est important puisqu'elles peuvent participer activement au façonnement de la flèche lors de leur attachement et qu'elle constitue également une part importante du budget sédimentaire global du delta externe.

Néanmoins, leur comportement demeure peu étudié et se résume souvent à des observations ou des levés espacés de plusieurs mois de la position de leur crête. Ainsi, bien qu'il semble que ces barres se déplacent uniquement vers la côte, aucune mesure suivant un pas de temps régulier (hebdomadaire ou mensuel sur plusieurs années) ne permet d'affirmer si cette dynamique relève d'un déplacement relatif ou bien d'un comportement original au regard des autres types de barres existantes dans la nature (barres à bâches en particulier). De plus l'évolution des paramètres morphométriques et notamment leur volume reste inconnue.

L'influence respective des processus hydrodynamiques sur le déplacement des barres de delta et leur évolution morphologique restent inexpliquées. Plusieurs hypothèses sont avancées, mais aucune mesure in situ ne les accompagne pour les valider.

II.2 Hydrodynamisme d'une embouchure tidale

Les embouchures tidales sont des zones où se produisent de nombreuses interactions entre les agents dynamiques responsables de la circulation sédimentaire. En effet, ces environnements subissent des conditions hydrodynamiques complexes induites par le remplissage et la vidange périodique de la lagune, ainsi que par les interactions entre les courants de marée et la houle (Sha, 1989 ; Komar 1996).

II.2.1 La marée

La marée joue un rôle majeur sur la circulation des masses d'eau au voisinage d'une embouchure. Suivant le moment du cycle tidal, elle aura des vitesses et des directions différentes (Figure.18).

Durant la période de jusant, les courants de marée (appelés jets de jusant du fait de leur intensité) empruntent le chenal principal incisant la gorge de l'embouchure et se dirigent vers l'océan. La vitesse de ce courant est fonction de la géométrie et du prisme tidal de la lagune. Son action aux extrémités des flèches et aux abords d'un chenal est érosive en transportant le sédiment vers le large. Au fur et à mesure de leur avancée sur la plate-forme de swash, ces jets vont perdre de leur énergie et induire un dépôt du matériel aux extrémités du delta. Suivant les caractéristiques physiques de la lagune, les « jets » de jusant se révèlent être une barrière hydrodynamique plus ou moins forte limitant la progression des flèches.

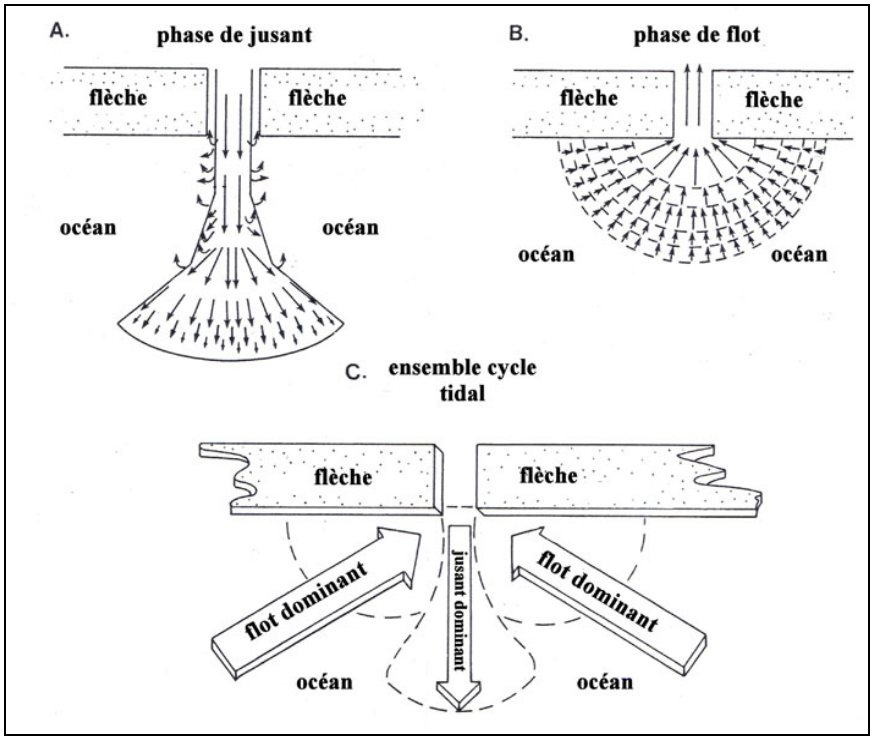


Figure 18: Description de la répartition et de l'intensité des courants de marée pendant la phase de jusant (A), de flot (B). (C) représente l'intégration sur un cycle de marée (Oertel, 1988; modifié).

Une fois le matériel déposé à l'extrémité du delta, les courants de flot le remobilisent et le déplacent uniformément vers l'embouchure (Dean & Walton, 1975) avec des vitesses plus faibles que les « jets » de jusant (Oertel, 1988). Cette convergence des courants s'effectue suivant un arc semi-circulaire dirigé vers la section d'embouchure. Cette circulation est observée pour le cas des îles barrières et doit être nuancé pour les autres types d'embouchures. Durant cette phase de flot, les courants longitudinaux le long de la côte adjacente sont renforcés par les courants tidaux de flot et permettent une accrétion de la flèche.

Intégrée sur un cycle de marée, l'action des courants de jusant est dominante sur l'axe du chenal principal. Les parties latérales de celui-ci, ainsi que le long des côtes adjacentes, sont dominées par les courants de flots (O'Brien, 1969).

II.2.2 La houle

La propagation de la houle au voisinage d'une embouchure subit une réfraction liée à la présence du delta. Un courant est alors généré par le déferlement oblique des vagues à la

côte. Il est responsable du transit littoral qui converge vers l'embouchure. L'intensité de ce courant est dépendante de la hauteur et de l'incidence à la côte de la houle. Cependant, sur un profil transverse au trait de côte, il est maximum dans la zone de déferlement et décroît en amplitude vers le rivage (Komar & Imman, 1970 ; Bayram *et al*., 2001). Ce type d'apport sédimentaire constitue le mécanisme principal à l'aggradation et la propagation des flèches.

La houle se propageant sur la plate-forme de swash est réfractée par les différents corps sédimentaires présents. Son action conjointe avec ou sans les courants de marée est à l'origine de la formation et du déplacement des barres de swash sur le delta par le biais de processus discutés en importance relative.

II.2.3 Le vent

Le vent peut, par son incidence et sa force, influencer le comportement général de la circulation des masses d'eau. En période de fort vent de mer, le niveau d'eau augmente et crée une surcote sur le littoral. Elle peut atteindre 2 m (Sha, 1989) et être à l'origine de la destruction des flèches (Kraus *et al*., 2002) par la formation de brèches**.** Afin de compenser cette surélévation du plan d'eau, un courant de fond (downwelling) dirigé vers le large se forme. Il peut être responsable d'une érosion des fonds (Héquette & Hill, 1993). A l'inverse en période de fort vent de terre, la masse d'eau sera repoussée vers le large créant une décote compensée par un courant de retour qui remonte à la côte (upwelling).

II.3 Relations d'équilibre des embouchures

L'évolution de la position et de la morphologie d'une embouchure revêt de nombreux intérêts économiques et environnementaux. La capacité d'une embouchure à rester ouverte révèle la stabilité du système. Il peut s'agir d'une stabilité de position lorsqu'il n'y a pas migration de celle-ci ou d'une stabilité de géométrie lorsque l'embouchure conserve les mêmes dimensions à travers le temps mais en migrant. Cette stabilité en milieu naturel n'est jamais atteinte. En raison de processus hydrodynamiques et de la forte mobilité des sédiments dans ce type d'environnement, une embouchure montre toujours des variations morphologiques (Carter, 1988). Ainsi, il est considéré plus particulièrement un état de quasi-équilibre entre la dérive littorale (favorisant la croissance de la flèche), les courants tidaux et le régime local des vagues. Cet état de quasi-équilibre sera modulé par les variations temporelles (court et long terme) des caractéristiques des agents hydrodynamiques.

De nombreuses études ont été effectuées sur la stabilité de la section d'écoulement des passes tidales.

1) Escoffier (1940 et 1977) reconnaît une relation entre la morphologie de la gorge et l'hydrodynamisme du système. Il propose un diagramme dans lequel la vitesse maximale des courants dans la gorge est représentée en fonction de sa section minimale sous le niveau moyen de la mer (section mouillée). Suivant ces critères, il est possible de préciser les conditions de stabilité de l'embouchure (Van de Kreeke, 1985 et 1992).

2) LeConte (1905) exprime une relation entre les dimensions surfaciques de l'embouchure (en dessous du niveau moyen des mers) et le volume oscillant.

$$A = C.\Omega$$

Ω est le volume du prisme oscillant (m^3), A la surface de la section sous le niveau moyen des mers (m^2) et C un coefficient obtenu par régression linéaire. Il propose les paramètres suivants :

$A = 3.3\ 10^{-5}\ .\Omega$ pour une embouchure naturelle

$A = 4.3\ 10^{-5}\ .\Omega$ pour une embouchure avec aménagements

O'Brien (1931 et 1966) reprend la relation de Le Conte (1905) et propose un nouveau coefficient pour C suite à des études sur des embouchures de la côte est américaine. Il propose la relation suivante :

$$A = 2\ 10^{-5}\ .\Omega$$

Se basant sur ces relations, les investigations de Jarrett (1976) sur de nombreuses embouchures d'Amérique du Nord ont permis d'affiner la relation d'équilibre d'O'Brien (1966) en appliquant un nouveau coefficient au volume oscillant.

$$A = 5.44\ 10^{-6}\ .\Omega^{1.06}$$

Michel (1997) trouve une relation différente suite à la compilation de données relevées dans la littérature.

$A = 4\ 10^{-4}\ .\Omega^{0.9047}$ avec une corrélation $r^2 = 0.95$

Les embouchures conformes à cette relation peuvent être considérées comme stables. Une augmentation du volume oscillant tend à élargir l'embouchure par érosion. Inversement, une réduction du volume oscillant réduit la taille de l'embouchure en permettant l'accumulation de sable à son voisinage. Cependant, du fait de la variabilité des valeurs de C et de n, la relation d'équilibre d'O'Brien et de Jarrett doit être utilisée pour une évaluation préliminaire de l'équilibre du système. Il est souhaitable qu'elle soit accompagnée d'une étude plus approfondie des conditions locales (Salles, 2000 ; Balouin, 2001).

3) L'évolution de l'embouchure sur un pas de temps supérieur à l'année peut être appréhendée par l'étude du rapport entre le volume oscillant (Ω en m^3) et l'apport sédimentaire lié à la dérive littorale (M_{tot} en m^3/an) (Bruun & Gerritsen, 1959 et 1960 ; Bruun, 1966 et 1978). Ces auteurs proposent la classification suivante :

- Pour $\Omega / M_{tot} > 150$: l'embouchure est stable, de petites barres sableuses peuvent se former.

- Pour $100 < \Omega / M_{tot} < 150$: les conditions de stabilité sont moins satisfaisantes. Des barres sont de plus en plus fréquentes sur le delta.

• Pour $50 < \Omega / M_{tot} < 100$: le delta de jusant est bien développé et dominé par la houle. Il peut être incisé par un chenal. Des barres sableuses sont présentes.

• Pour $20 < \Omega / M_{tot} < 50$: l'ouverture n'est maintenue que par des apports d'eau douce lors d'événements de crues. Le transport sédimentaire et les barres contournent le delta. La houle a tendance à fermer le système.

• Pour $\Omega / M_{tot} < 20$: l'embouchure est très instable en raison de la divagation du chenal.

De nombreuses autres études ont été réalisées dans le but de proposer des relations empiriques sur l'équilibre théorique des embouchures (Tableau.3). Ces études prennent en compte différents critères tels que l'influence de la houle (Johnson, 1972 ; Byrne *et al*., 1974 ; Metha & Hou, 1974), le rôle du delta de jusant (Walton & Adams, 1976 ; Eysink, 1990 ; De Vriend *et al*., 1994) ou du delta de flot (Carr, 1999, Carr & Metha, 2001).

auteurs	forme morphologique calculée	relation
LeConte, 1905; O'Brien, 1931, 1969	l'aire de la gorge d'embouchure	$A_C = C_1 P$
Escoffier, 1940	principe de stabilité	courbe de fermeture
Jarrett, 1976	l'aire de la gorge d'embouchure avec ou sans jetées	$A_C = C_2 P^n$
Brunn & Gerritsen, 1959, 1960	stabilité de l'embouchure transfert de sédiment amont-aval	P/Q_g
Walton & Adams, 1976 Marino & Metha, 1998	volume du delta de jusant	$V_e = C_3 P^m$
Shigemura, 1981	largeur de la gorge d'embouchure	$W = C_4 P^s$
Gibeaut & Davis, 1993	aire du delta de jusant	$A_e = C_5 P^k$
Carr, 1999; Carr & Matha, 2001	aire et volume du delta de flot	$A_f = C_6 P^q$ $V_f = C_7 P^q$
Kraus, 1998	aire de la gorge de l'embouchure	$A_c = C_8 P^n$

Tableau 3: Relation portant sur l'évolution des embouchures tidales (d'après Kraus, 2001).
Ac est la section minimale du chenal ; P est le prisme tidal ; Qg : le transport annuel total ; Ve et Vf : le volume du delta de jusant et de flot ; Ae et Af : aire du delta de jusant et de flot ;C des constantes.

L'ensemble des relations empiriques présentées précédemment sont des outils qui permettent de caractériser et déterminer le degré de stabilité des embouchures étudiées sur des

bases simples. Cependant, le degré d'incertitude des différents paramètres utilisés nécessite une prudence aux regards des résultats trouvés. Ils doivent être employés comme indicateur plutôt que représentatif d'un comportement morphodynamique établi.

II.4 Classification des embouchures

Afin de caractériser l'environnement d'une embouchure, plusieurs auteurs se sont intéressés à classer celle-ci suivant des paramètres morphologiques ou hydrodynamiques.

II.4.1 Classifications morphologiques

Les classifications proposées dans la littérature sont basées essentiellement sur la géométrie de l'embouchure reposant sur l'intensité de la dérive littorale (action longitudinale) et les courants de vidange de la lagune (action transversale). L'interaction entre ces deux phénomènes engendre des modifications de la répartition des corps sédimentaires sur le delta et façonne l'orientation de la passe d'entrée.

Galvin (1971) propose une classification prenant en compte la dérive littorale de part et d'autre de l'embouchure (Figure.19). Il distingue 4 types : 1) embouchure à chevauchement nul des deux flèches formant la lagune car la dérive littorale a une résultante nulle (négligeable offset), 2) et 3) accrétion de la côte amont ou aval dérive vers l'océan (downdrift et updrift offset), 4) chevauchement de la côte amont alimentée par une forte dérive littorale sur la côte aval (overlapping offset).

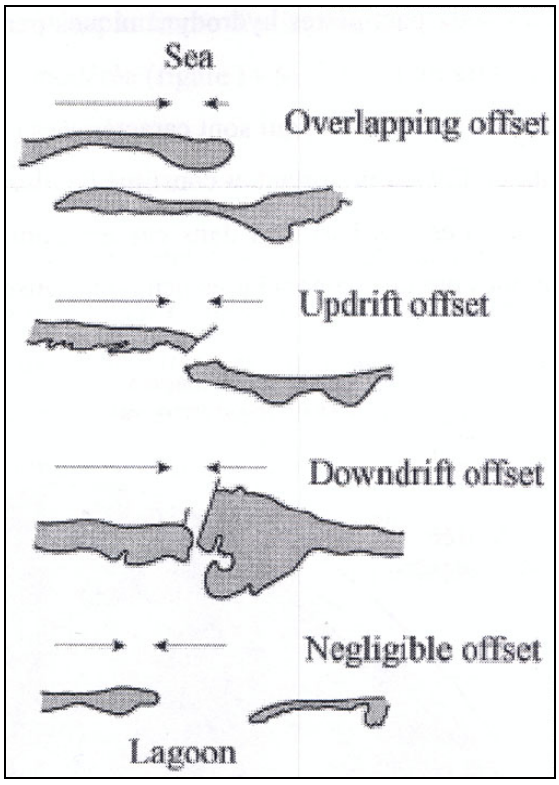


Figure 19: Classification morphologique d'une embouchure (Galvin, 1971).

Une autre classification est proposée par Oertel (1975) en se basant également sur l'intensité relative entre le courant longitudinal lié à l'action de la houle et le courant de marée lié à la vidange de la lagune (Figure.20). Il distingue 4 types d'embouchure : a) lorsque l'intensité du courant longitudinal est identique entre le Nord et le Sud mais supérieure à celle des courants de vidange b) et c) lorsque l'intensité du courant longitudinal portant vers le Nord ou vers le Sud est supérieure à celle des courants de vidange d) lorsque les courants de vidange sont supérieurs aux courants longitudinaux.

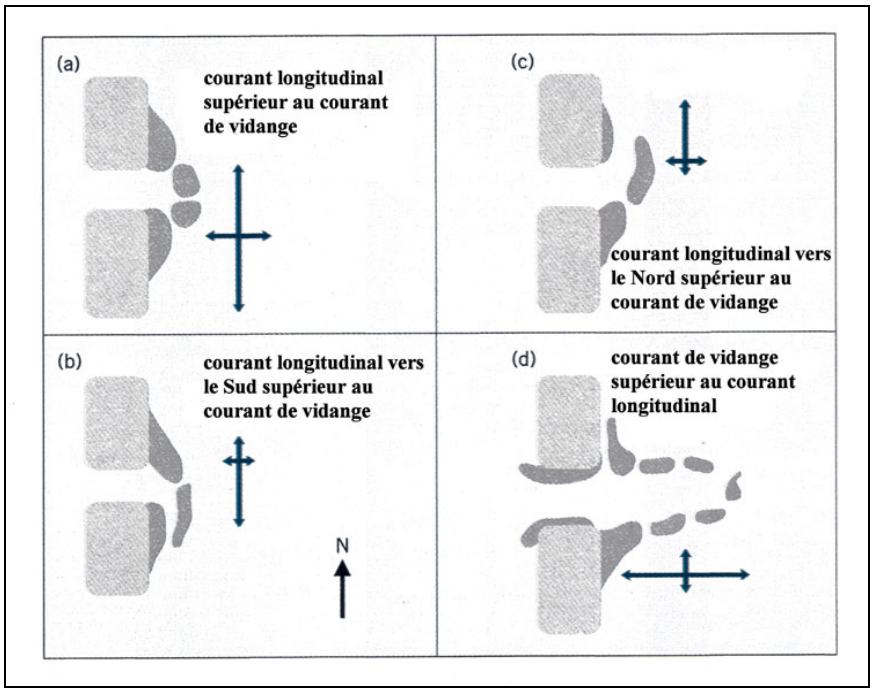


Figure 20: Classification des embouchures (Oertel, 1975).

D'autres classifications existent prenant en compte la position de l'embouchure par rapport à la lagune, la propagation de l'onde de marée et la direction de la dérive littorale nette (Brunn & Gerritsen, 1960), l'origine des lagunes (érosion marine, tectonique, volcanisme ou érosion glaciaire) (Hume & Herdendorf, 1987) ou bien encore le volume oscillant (Goodwin *et al*., 1991). Cependant, comme le précise Balouin (2001), l'ensemble des classifications décrites repose sur des critères purement morphologiques qui sont insuffisants pour des études comparatives.

II.4.2 Classifications énergétiques

Hayes (1975) et Nummedal *et al* (1977) observent qu'il existe une relation entre le marnage et la morphologie des embouchures sur les côtes de l'Europe de l'Ouest. Ils reprennent la classification de Davis (1964) qui a permis de déterminer trois grands types de domaine côtier suivant le marnage et y associent une morphologie caractéristique de l'embouchure. En régime microtidal, le delta de jusant est peu développé, voire inexistant à l'inverse du delta de flot. La gorge de l'embouchure est large. En régime mésotidal, les deux deltas sont bien développés. Des barres sableuses de type « barre de swash » sont présentes. En régime macrotidal, le delta de jusant est large avec la présence de barres linéaires de part et d'autre du chenal. Le delta de jusant est assimilé à un « tidal flat ».

Hayes (1979) et Davis & Hayes (1984) redéfinissent cette classification en indiquant que la morphologie des embouchures est une réponse non seulement au marnage mais aussi à l'action de la houle (Figure.21). L'influence relative de ces deux paramètres hydrodynamiques permet de différencier quatre classes d'embouchure et donc quatre contextes environnementaux différents.

- Les embouchures dominées par la houle. Elles sont caractérisées par un delta de jusant relativement petit. La plate-forme de swash et les barres de swash sont peu développées. A l'inverse, le delta de flot occupe une grande surface et comporte plusieurs bancs de sables lobés. La profondeur du chenal n'excède pas 6 m.

- Les embouchures à énergie mixte néanmoins dominées par la houle. Elles présentent un delta de jusant un peu plus développé, mais la majorité des corps sableux reste localisée près de l'embouchure (Fitzgerald, 1985).

- Les embouchures à énergie mixte dominées par la marée. Elles présentent un delta de jusant plus développé. Pour ces environnements mixtes, la morphologie et la géométrie des corps sédimentaires sont très variables.

- Les embouchures dominées par la marée. Elles sont caractérisées par un delta de jusant très développé. Celui-ci est incisé par de nombreux chenaux de marées. Les bancs de sables sont étroits et allongés, de part et d'autre du chenal principal.

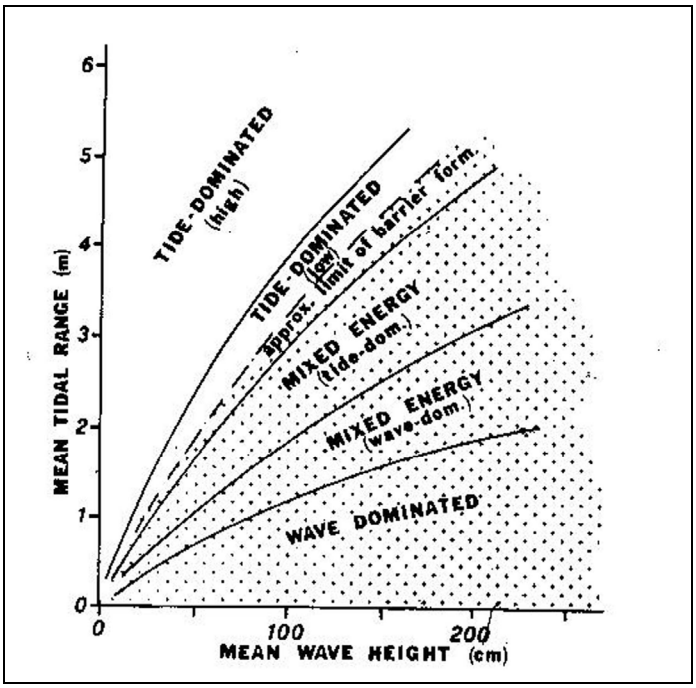


Figure 21: Classification des types d'embouchure selon l'importance relative des processus tidaux et ceux liés à l'agitation (Hayes, 1979 ; Davis & Hayes, 1984)

Bien que cette classification permette de répertorier les différents types de côtes et d'embouchures, elle présente néanmoins certaines imprécisions (Levoy, 2000). Aucune information n'est apportée sur le paramètre de houle (H_S, $H_{1/3}$, H_{max}) à prendre en considération, ni sur la localisation de la mesure, notamment la profondeur d'eau. De plus, les

environnements aux marnages supérieurs à 6 m ne sont pas pris en compte dans cette classification.

II.5 Modèle d'évolution des flèches et embouchures tidales

L'apport sédimentaire par la dérive littorale ou l'attachement de barres de swash et la divagation des chenaux sont directement liés à l'interaction entre la houle et les courants tidaux. En fonction de l'influence relative de ces facteurs hydrodynamiques, les embouchures évoluent avec plusieurs phases de migration des bancs et des chenaux, qui contrôlent la stabilité de l'embouchure et affectent les processus de sédimentation des plages adjacentes, des flèches et des deltas externes (de jusant) et internes (de flot) (Howa, 2003). FitzGerald *et al* (2000) s'inspirant de modèles antérieurs (Bruun & Gerritsen, 1959 ; Bruun, 1966 ; FitzGerald, 1982, 1988) proposent six modèles conceptuels d'évolution des embouchures naturelles et des flèches associées (Figure.22).

- Modèle 1 intitulé : migration et rupture de la flèche sableuse (inlet migration and spit breaching).

La flèche située sur la côte amont de l'embouchure se développe dans le sens de la dérive littorale entraînant une déviation du chenal principal. Une érosion de la côte à l'aval dérive est observée. Cette migration s'effectue jusqu'au moment critique où le déphasage de marée entre le milieu océanique et lagunaire est trop important. Une rupture de la flèche survient à l'amont entraînant la relocalisation du chenal avec un tracé plus direct. La partie distale de la flèche coupée est alors transférée à la côte aval.

- Modèle 2 intitulé : processus des embouchures stables (stable inlet processes).

L'embouchure présente une stabilité de la position de son chenal principal. Des barres se forment de part et d'autre du chenal et migrent vers le haut de plage jusqu'à leur attachement provoquant ainsi une avancée importante du trait de côte. Ce mécanisme peut avoir lieu à la fois sur la côte amont et aval de l'embouchure. La stabilité du chenal peut permettre également le dépôt de sédiments issus de la dérive littorale sur la haute plage de la côte amont. Ce dépôt peut favoriser la création d'une barre à proximité de la partie distale de la flèche qui s'étend vers le large.

- Modèle 3 intitulé : rupture du delta de jusant (ebb tidal delta breaching).

La position de l'embouchure est relativement fixe, mais le chenal principal subit des phases de migration cycliques. Une accumulation de sable issue de la dérive littorale se dépose sur la partie amont du delta de jusant provoquant une déviation du chenal. Il devient parallèle à la côte amont et engendre une érosion de la côte adjacente. Dans cette position, le chenal devient méandriforme. Le courant de jusant peut alors en période de tempête créer une brèche à travers les différents bancs du delta pour favoriser un écoulement plus direct vers l'océan. La nouvelle localisation du chenal a pour conséquence le transfert de sédiments de l'amont vers l'aval. Ce transfert se traduit par la migration et l'accolement de larges barres au voisinage de l'extrémité de la flèche aval. Dans ce cas, seule cette partie de côte subit une avancée significative du trait de côte. La côte amont étant relativement stable.

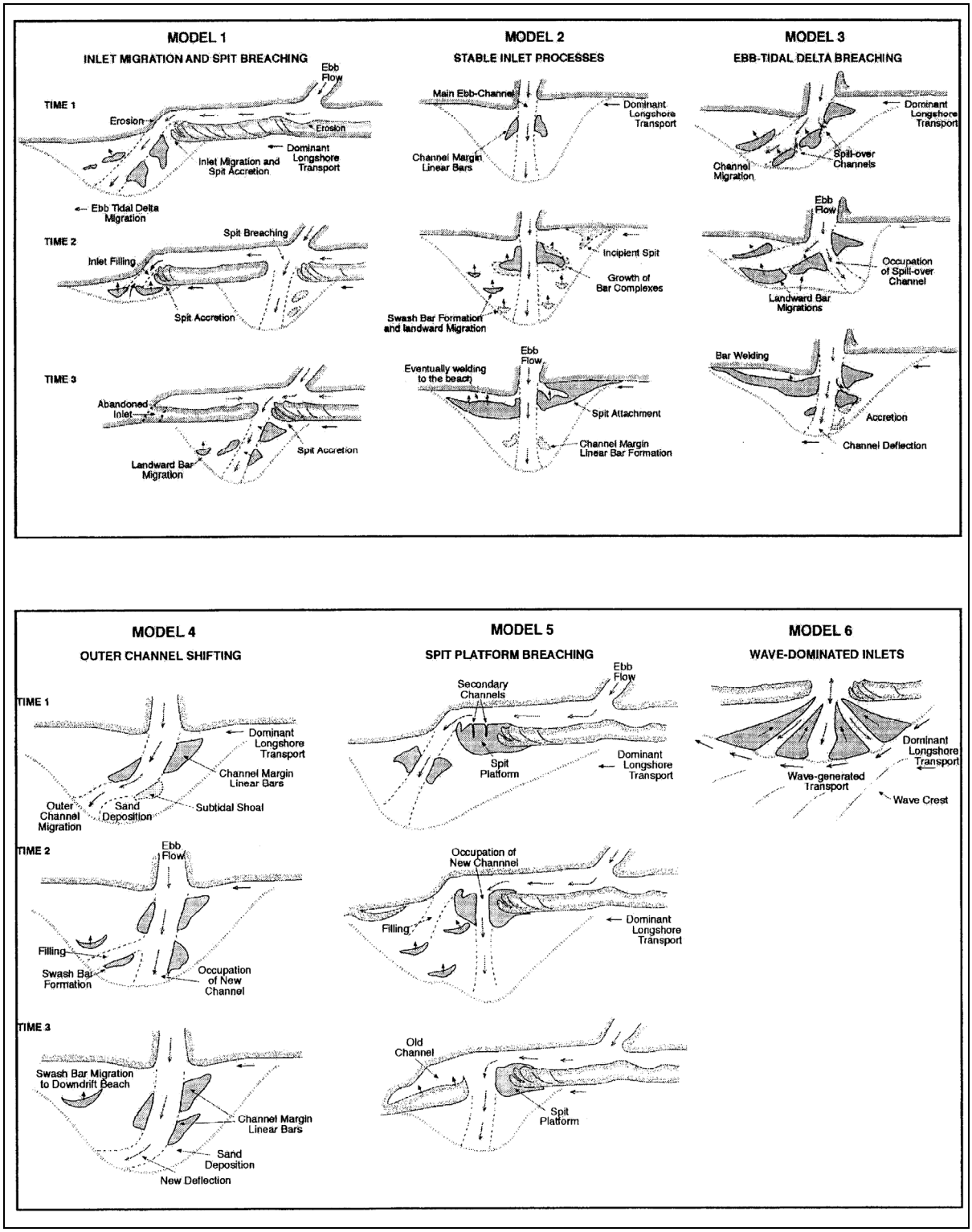


Figure 22: Modèles conceptuels de fonctionnement des embouchures tidales (FitzGerald *et al*., 2000).

• Modèle 4 intitulé : migration du chenal externe (outer channel shifting).

Ce modèle d'évolution est similaire au modèle 3. Cependant, la déviation du chenal s'opère plus au large induisant un transfert de sédiment moins important que le modèle précédant.

• Modèle 5 intitulé : rupture de la flèche de plate-forme (spit platform breaching).

Le mécanisme d'évolution est similaire à celui du modèle 1. Cependant, la brèche intervient au niveau de la plate-forme de la flèche et sur la flèche elle-même.

• Modèle 6 intitulé : embouchure dominée par les vagues (wave dominated inlet).

Le transfert de sédiment entre la côte amont et aval a lieu de façon continu par la dérive littorale, le long de la périphérie du delta. A l'inverse des autres modèles, celui-ci n'est pas influencé par la migration de barres sur le delta.

II.6 Lacunes issues de l'analyse bibliographique des embouchures (III)

Les classifications énergétiques existantes ne prennent pas en compte les environnements aux marnages supérieurs à 6 m. Ainsi, l'ensemble des côtes du NW de la France ne rentre pas dans cette classification. Généralement, ce type d'environnement est associé à des vasières maritimes (tidal flats) dominées par la marée aboutissant à des schorres. Néanmoins, certaines côtes évoluant dans des mers à très fortes marées sont caractérisées par une activité liée à l'agitation. Leurs caractéristiques ont été décrites sur les plages « ouvertes » mais celles des embouchures restent relativement peu étudiées.

III. Les tombolos

Lorsqu'une flèche en position de fuite rejoint le littoral ou une autre île, le terme isthme ou tombolo est employé pour définir ce nouveau corps sédimentaire (Guilcher, 1954 ; Zenkovitch, 1967). Ainsi, la genèse de ces morphologies passe obligatoirement en amont par la formation d'une flèche. Ces corps peuvent être observés sur l'ensemble du globe et posséder des formes variées (Sanderson & Eliot, 1996 ; Schwartz *et al*., 1989 ; Tolvanen *et al*., 2004). Leur longueur est variable, de quelques dizaines de mètres pour les accumulations observées au revers des ouvrages longitudinaux de type brise-lames, jusqu'à plusieurs kilomètres, ce qui représente des volumes de plusieurs centaines de millions de mètres cubes de sédiments (Zenkovitch, 1960).

III.1 Formation et type de tombolos suivant le contexte hydrodynamique et la morphologie de l'île d'ancrage

La formation des tombolos s'effectue suivant un mécanisme qui peut être divisé en trois phases :

- Apport du sédiment sur la zone.
- Construction d'une flèche, généralement une queue de comète par la réfraction et la diffraction de la houle (Flinn, 1997) (paragraphe I.4).
- Unification de la flèche avec la côte. La flèche libre devient alors un tombolo correspondant à une flèche à tête fixée.

Suivant les conditions hydrodynamiques, le disponible sédimentaire et la morphologie de l'avant-côte, plusieurs types de tombolos peuvent être observés.

• Le tombolo simple est la forme la plus présente dans la nature. Elle nécessite un faible relief protecteur pour générer la création d'une queue de comète, puis progresse ensuite vers une autre île ou le littoral (Figure.23). Les mécanismes d'allongement de la flèche sont explicités dans le paragraphe I.4.1.

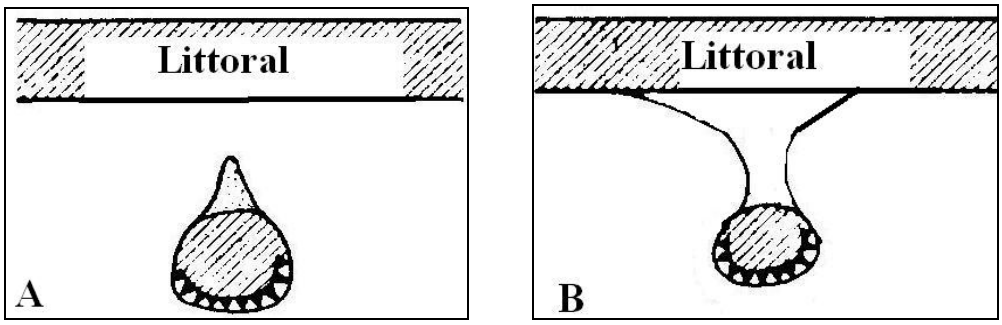


Figure 23: Exemple de formation d'un tombolo simple, (A) création d'une queue de comète progradant vers le littoral, (B) unification de la flèche avec le littoral (Zenkovitch, 1967).

• Il est possible que le début de la formation d'un tombolo ne soit pas initialisé comme précédemment par le rôle protecteur d'une île, mais prenne source sur le continent (Zenkovitch, 1967). Dans le cas où un littoral subit une dérive littorale opposée convergente, une saillie se construit qui pourra se développer vers le large si les conditions hydrodynamiques sont favorables. Ce processus peut expliquer certaines édifications de tombolos simples et doubles (Figure.24).

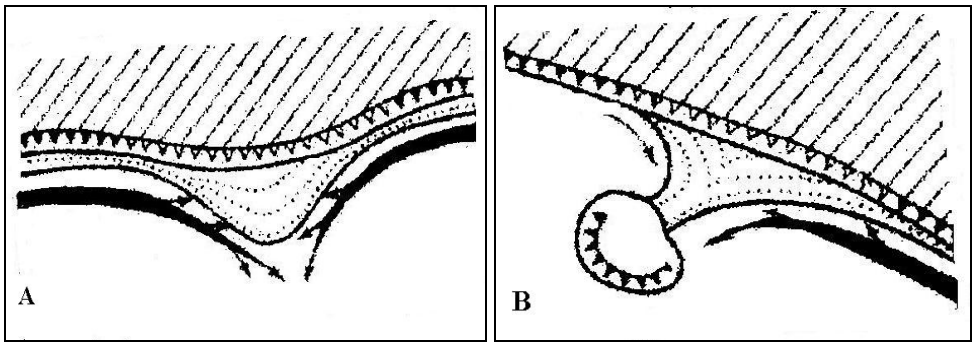


Figure 24: Exemple de formation d'un tombolo ayant pour point d'origine le continent. (A) édification d'une saillie par rencontre de courants « longshore » opposés, (B) progradation de l'amas sédimentaire vers une île pour former un tombolo (Zenkovitch, 1967).

• Un îlot assez long peut donner naissance à deux accumulations de fuite, une à chaque extrémité (Figure.25). Si les houles latérales sont assez puissantes, ces deux accumulations se rejoindront, enfermant entre elles une dépression plus ou moins triangulaire souvent occupée par un étang ou une lagune. Mais si les forces latérales sont bien canalisées, ces deux avancées sédimentaires ne pourront se rejoindre que très loin de l'île ou même aller séparément jusqu'à la côte, donnant ainsi naissance à un double tombolo.

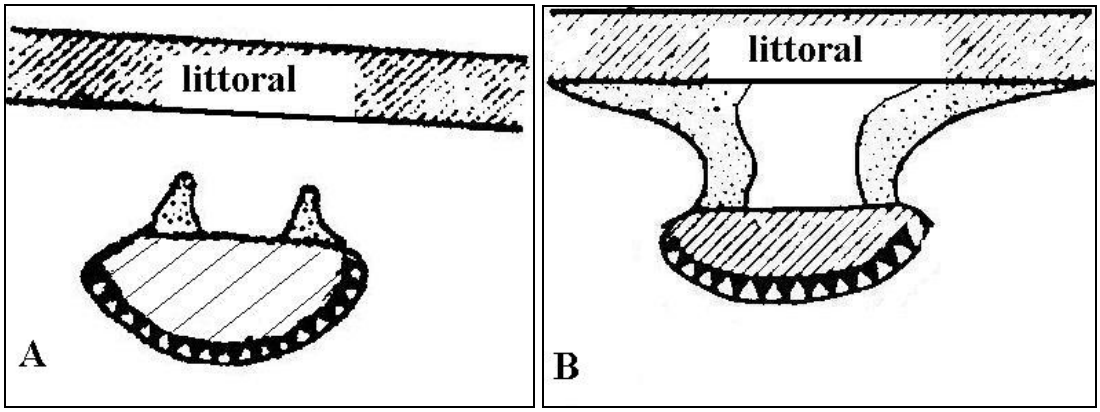


Figure 25: Exemple de formation d'un double tombolo, (A) formation de deux queues de comète du fait de la présence d'un relief allongé, (B) unification au littoral créant une lagune (Zenkovitch, 1967).

• La plupart des tombolos doubles peuvent cependant avoir une autre origine. Lorsqu'une île possède une morphologie dominante parallèle à la côte et se trouve relativement éloignée de celle-ci, les sédiments qui dérivent vers une position d'abri ne pourront être façonnés à la fois par les houles latérales de droite et par celles de gauche, à cause de l'écran protecteur que forme l'île. Ils ne se disposeront donc pas en queue de comète mais en cordons littoraux faisant face aux houles locales (Coque, 1993). Ils seront d'autant plus parallèles entre eux que la direction des houles latérales est opposée. C'est la raison pour laquelle les deux branches du tombolo double de Giens sont presque parallèles alors que celles du tombolo du Croisic sont obliques l'une par rapport à l'autre (Figures. 26 et 27).

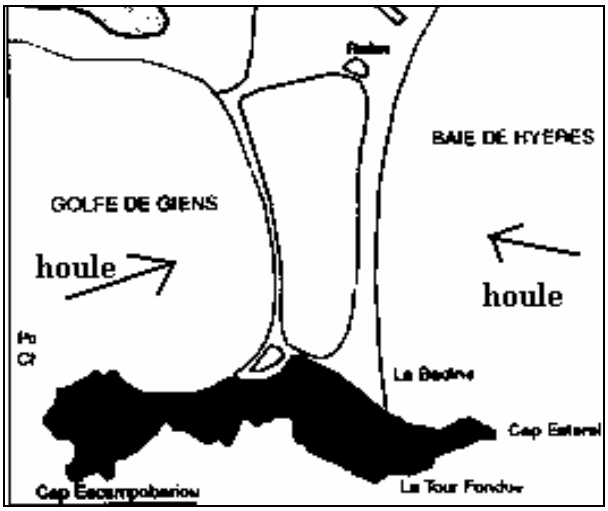


Figure 26: Le double tombolo de Giens.

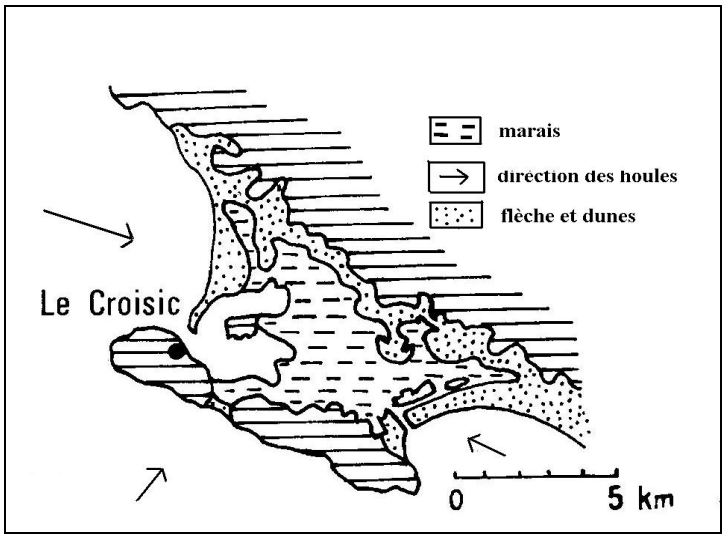


Figure 27: Exemple du tombolo du Croisic, les cordons font face aux directions de houles (Coque, 1993).

• Enfin, il faut signaler l'existence de tombolos triples (Figure.28). Ces tombolos doivent leur édification à la formation d'un tombolo double. Par la suite, la variation de direction de propagation des houles provoque la formation d'un nouveau cordon qui emprisonne un des deux cordons initiaux créant ainsi trois cordons distincts. Un autre mode de formation de tombolo triple peut exister. Lors de la formation d'un tombolo double en direction du littoral se crée au même moment sur le continent une saillie qui se développe vers le large créant ainsi un triple tombolo. Cependant, il est rare que les trois branches d'un tombolo triple soient rattachées au littoral.

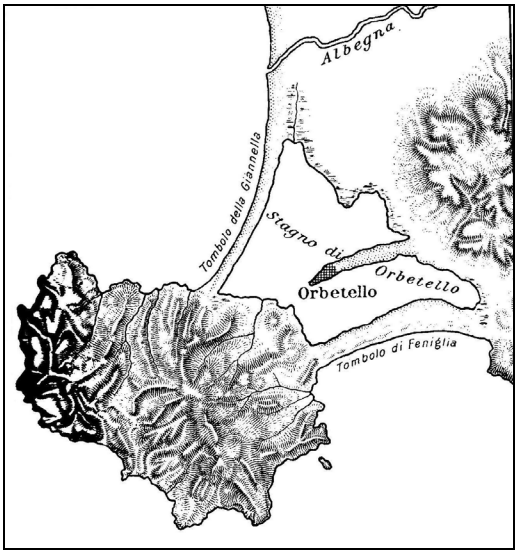


Figure 28: Tombolo triple d'Orbetello, Italie (Komar, 1998).

• Dans le cas où les houles agiraient sur les deux côtés d'un tombolo de façon très inégale, deux branches dissemblables se forment : l'une richement approvisionnée face aux houles dominantes, l'autre est constituée de matériaux empruntés au revers de la première par l'apparition d'un courant secondaire (Coque, 1993). Le cordon secondaire tend alors à barrer le rentrant entre le cordon principal et le littoral. C'est par exemple le cas du tombolo de Quiberon où le cordon de Pen ar Lé est constitué de matériaux empruntés au grand cordon (Figure.29). Celui-ci évolue en fermant l'anse du Po, formant ainsi un tombolo en Y, forme relativement rare et complexe**.**

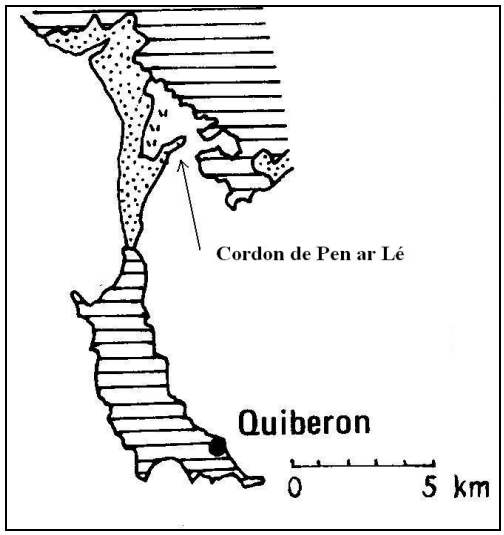


Figure 29: Exemple du tombolo de Quiberon montrant la progradation du cordon de Pen ar Lé par la présence d'un courant secondaire (Coque, 1993).

III.2 Evolution des types de tombolos

D'un point de vue dynamique, les formes d'accumulations peuvent constituer des structures en perpétuelle réorganisation. Elles peuvent continuer à se développer ou à s'engraisser grâce à des conditions hydrodynamiques et des apports sédimentaires favorables. Elles peuvent également être en équilibre. Souvent cette position d'équilibre est précaire et fragile. Le moindre changement des conditions hydrodynamiques ou d'alimentation sédimentaire peut faire basculer le système vers un régime constructif ou érosif. Plusieurs évènements peuvent avoir une action directe ou indirecte sur le processus érosif touchant l'accumulation sédimentaire. Ces événements peuvent être les suivants :

• L'interruption de la fermeture complète d'une des branches du tombolo. L'existence d'une passe empêche la fermeture du tombolo si les courants de marée (flot et jusant) sont relativement importants. Dans les mers à marée, il est presque impossible à un tombolo double de se fermer complètement. C'est le cas du tombolo du Croisic où la passe occidentale est navigable.

• Une rupture de la racine provoquée par un courant supérieur à la capacité d'alimentation en sédiments du système. L'apport sédimentaire étant minoritaire par rapport à la vitesse du courant longitudinal, un déficit de sédiment se crée et aboutit à la destruction du

tombolo en place. Un tombolo qui se rompt de cette manière est condamné à disparaître. Tous les éléments meubles qui le constituent sont ramenés vers le rivage.

- Une rupture induite par une action intensive de la houle. Pendant des évènement de tempêtes, la direction et l'intensité de la houle sont différentes et plus puissantes que celles à l'origine de l'édifice. Des phénomènes de brèche dans le cordon induisent alors une rupture pouvant être à l'origine de la destruction du tombolo.

- L'interruption de l'alimentation par une diminution ou un arrêt de l'apport sédimentaire. Les tombolos et les flèches ne peuvent subsister que dans de rares cas lors d'un arrêt de l'alimentation. La rupture s'établit au niveau de la racine du tombolo quel que soit son mode de formation.

III.3 Modélisation de la formation des tombolos

Sunamura & Misuzo (1987) proposent une théorie tenant compte de la largeur de l'obstacle (île ou brise-lames) (L) et de son éloignement à la côte (D) pour expliquer la possible formation d'un tombolo. Ce modèle est basé sur l'étude de tombolos, flèches et amas sédimentaires de la côte australienne. L'étude repose sur différents critères tels que la dimension du corps sédimentaire, le type d'enrochement pour les ouvrages, la direction de la dérive littorale ou l'origine de l'apport sédimentaire. Il s'agit donc d'un modèle réalisé à partir d'observations de phénomènes dans la nature. En voici, ci-dessous, les principaux résultats :

D / L < 1.5 :	construction continue d'un tombolo
D / L : entre 1.5 et 3.5 :	naissance d'un tombolo ou développement d'un saillant
D / L > 3.5 :	aucun effet

Toutefois, ce modèle est critiqué par Sanderson & Eliot (1996) suite à leurs observations des tombolos australiens.

De nombreuses études se sont intéressées à la formation de tombolos et de saillants le long d'ouvrage de défense contre la mer en proposant différents modèles numériques (Perlin, 1979 ; Hanson, 1989 ; Hanson & Kraus, 1989 ; Suh &Hardaway, 1994 ; Gonzalez & Medina, 1999). Cependant, ces modèles n'ont jamais été testés pour des échelles spatiales plus grandes telles que des îles.

III.4 Lacunes issues de l'étude bibliographique sur les tombolos (IV)

Les tombolos sont des corps sédimentaires remarquables hérités de l'attachement d'une flèche libre avec une île ou le continent. Leur formation peut s'avérer complexe comme l'atteste leurs nombreuses morphologies possibles. Néanmoins, malgré leur importance dans le maintien d'un écosystème local, l'évolution des tombolos est peu documentée dans la littérature et reste descriptive. Ces études portent plus généralement sur des tombolos de faible envergure positionnés à l'aval d'ouvrages de défense contre la mer. De plus, le pas de temps considéré pour leur étude n'est pas clairement précisé et le lien entre la formation d'une flèche puis, la formation d'un tombolo et ensuite, leur évolution n'est pas abordée.

IV. Bilan bibliographique et démarche proposée

IV.1 Les flèches sableuses et les tombolos : conclusions

La synthèse bibliographique des travaux effectués sur les flèches sableuses souligne des approches essentiellement descriptives. Bien que les différents processus agissant sur les paramètres d'évolution des flèches soient globalement identifiés, leur rôle sur les phénomènes d'érosion et d'engraissement des flèches sont rarement quantifiés. Cette absence de quantification peut s'expliquer par une réelle difficulté à appréhender ces différents facteurs dans un contexte géomorphologique complexe comme les embouchures tidales. Outre une topographie marquée par de nombreux corps sédimentaires, les interactions hydrodynamiques entre les courants de marée et la houle sont importantes et présentent une grande variabilité spatio-temporelle difficile à étudier.

La stabilisation du linéaire côtier par différentes actions anthropiques oblige les ingénieurs à faire des prédictions de plus en plus fines concernant la mobilité du trait de côte. Ceci est particulièrement vrai pour les embouchures tidales qui présentent d'importants intérêts économiques et environnementaux. Toutefois, l'influence des processus à l'origine de particularités morphologiques (courbures, crochets) reste à approfondir et à quantifier en milieu naturel pour différents types d'environnement. En effet, la synthèse bibliographique met en lumière l'existence de flèches aux morphologies et à la dynamique singulièrement différentes liée essentiellement au cadre physique et morphologique de l'avant-côte. De plus ces études concernent essentiellement les mers au faible marnage.

A ce jour, l'absence de mesures portant sur les barres de swash n'a pas permis de définir de façon précise leur mode de formation et d'évolution. Différentes hypothèses sur les agents hydrodynamiques responsables de leur migration on été formulées, mais aucune n'est confirmée par des mesures de terrain. Seul leur volume semble être corrélé avec les caractéristiques physiques de leur environnement.

Le tombolo est le stade atteint par une flèche à tête libre lorsqu'elle rejoint un île ou un continent, devenant de ce fait, une flèche à tête fixée. Ces formes sédimentaires fluctuent dans le temps et l'espace. Les études portant sur l'évolution des tombolos montrent que ce sont des formes relativement stables à une courte échelle de temps, mais qui sont très variables à moyen et long terme. Leur mode de formation peut être très différent suivant l'exposition aux conditions climatiques et hydrodynamiques. Ainsi, un tombolo peut à la fois avoir comme point d'ancrage un littoral ou une île sans qu'aucune différence morphologique ne soit visible. L'étude de la formation et de l'évolution des tombolos peut donc s'avérer complexe, expliquant qu'elle soit peu documentée.

IV.2 Démarche proposée en vue d'améliorer la connaissance sur la morphodynamique des flèches et tombolos

L'étude des sites de la Pointe d'Agon sur la côte ouest du Cotentin et de l'isthme de Miquelon-Langlade dans l'archipel de St Pierre et Miquelon, vise à caractériser le comportement morphodynamique des systèmes de flèches par une approche à de multiples échelles.

• Le suivi pluri-mensuel de la topographie le long de la Pointe d'Agon apporte des indications sur le comportement morphodynamique à moyen terme, de ce type de corps sédimentaire en environnement de forte marée. Son suivi morphologique permet de préciser sa dynamique générale et d'isoler l'élément de forçage principal à l'origine de la formation des crochets situés à son extrémité. L'interprétation de l'ensemble de ces résultats identifie le stade morphologique actuel de la flèche et le situe dans un schéma conceptuel d'évolution de la Pointe d'Agon sur plusieurs dizaines années.

• Le suivi annuel du trait de côte et des paramètres morphométriques de la plage de l'isthme de Miquelon-Langlade apportent des indications sur l'évolution moyen terme de ce type de morphologie. L'investigation des paramètres hydrodynamiques et la caractérisation sédimentaire de l'avant-côte, associé à des travaux de modélisation permettent de quantifier l'intensité potentielle du transport sédimentaire et de déterminer sa direction sur l'une des façades. Ces résultats couplés à l'observation des morphologies constitutifs de l'isthme permettent d'avancer des hypothèses sur leur mode de formation, en relation avec l'histoire géologique de la région.

Une attention toute particulière est également apportée à la dynamique des barres de swash de delta sur le site de la Pointe d'Agon.

• Une première approche reposant sur l'exploitation de photographies aériennes renseigne sur la dynamique des barres de swash de delta sur une échelle décennale. Le suivi mensuel de la topographie de l'une d'entre elle, pendant trois ans, permet de préciser, conformément à la littérature, si ces barres se déplacent uniquement vers le haut de plage. Cette échelle de travail permet également de quantifier l'évolution des paramètres morphométriques sur le moyen terme. Des campagnes de terrain d'un mois dans des conditions hydrodynamiques contrastées ont pour objectif de lever les incertitudes sur les paramètres physiques impliqués dans la morphodynamique de ces barres. L'étude des processus hydrodynamiques est approfondie à l'aide d'instruments adaptés sur une échelle très courte, pendant plusieurs campagnes d'un cycle de marée, afin de discriminer leur influence respective sur la mobilité de la barre.

De nos jours, la possibilité d'utiliser une instrumentation aux capacités de mesures plus importantes et d'une précision accrue, permet d'apporter une meilleure connaissance des processus responsables de l'évolution des flèches sableuses. Cette compréhension ne peut être pleinement abordée que par une étude à de multiples échelles emboîtées.

Chapitre II : Présentation du cadre général de la Pointe d'Agon

Chapitre II

Site d'étude : Présentation du cadre général de la Pointe d'Agon

I. Situation géogrphique

Le havre de Regnéville est localisé sur la côte ouest du Cotentin constituant la bordure orientale du Golfe Normand-Breton (Normandie, France) (Figure.30). Ce havre s'ouvre sur la mer de la Manche entre la Pointe d'Agon (la zone d'étude), flèche sableuse au Nord de l'embouchure de la rivière Sienne (commune d'Agon-Coutainville) et la flèche de Montmartin-sur-Mer au Sud.

I.1 Les havres du Cotentin

Les havres de la côte ouest du Cotentin correspondent à des interruptions locales du cordon dunaire qui s'étend du Cap de Carteret à la Pointe du Roc (Granville). Huit havres se distinguent du Nord au Sud : les havres de Carteret, de Portbail, de Surville, de Lessay, de Geffosse, de Blainville, de Regnéville et le havre de la Vanlée (Figure.30). Ils doivent leur existence à de petites rivières dont les embouchures créent autant de discontinuités sur le littoral. Les principales caractéristiques morphodynamiques de ces havres ont été décrites par Elhai (1963), Farnole (1986) et Lafond (1986)

I.2 Typologie des havres du Cotentin

Les huit havres de la côte ouest du Cotentin possèdent des superficies variables. Les deux plus importants sont les havres de Regnéville (870 ha) et de Lessay (580 ha). Les superficies des autres havres sont inférieures à 300 ha. Le plus petit est le havre de Surville avec 70 ha (Tableau.4). Plusieurs classifications des havres de la côte ouest du Cotentin ont été présentées.

Farnole (1986) distingue deux catégories de havres en fonction de la proportion entre la slikke et le schorre. Cette classification est indépendante de la superficie totale des havres.

- La première catégorie comprend les havres dont la superficie de la slikke est inférieure à celle du schorre (Carteret, Lessay, Geffosse, Blainville et la Vanlée).

- La deuxième catégorie comprend les havres dont la superficie de la slikke est supérieure ou équivalente à celle du schorre (Portbail, Surville, Regnéville). Ils témoignent d'un colmatage modéré comparé aux havres précédents. Cependant ce critère est évolutif.

Levoy (1994) distingue deux types de havre en fonction de leur géométrie :

- Les havres disposés parallèlement au trait de côte, occupant un espace déprimé de la plaine côtière, comme ceux de la Vanlée, Barneville-Carteret, Portbail, Surville, Geffosse et Blainville. Leur morphologie générale est proche de celle des lagunes littorales (Lafond, 1984)

- Les havres de plus grandes dimensions (havre de Lessay et Regnéville), incisant le plateau de l'arrière pays. Leur morphologie est proche d'une ria.

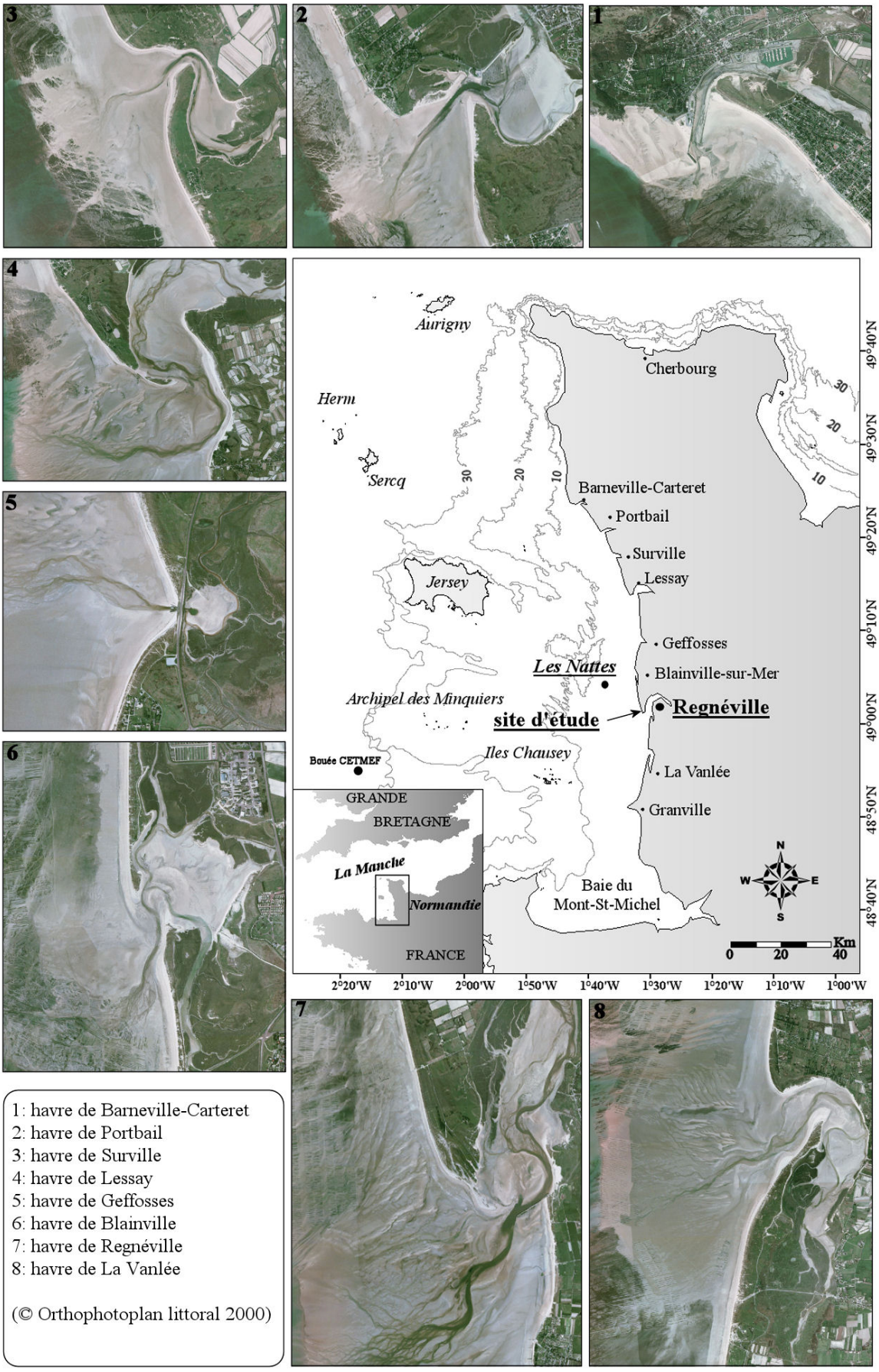
Compte tenu de la thématique abordé dans ce mémoire, une nouvelle classification prenant en compte la morphologie de l'embouchure et le développement des flèches sédimentaires est proposée. En effet, la limite externe de l'ensemble des havres est barrée par deux flèches dissymétriques de part et d'autre de l'embouchure. Ainsi, trois catégories de havres peuvent être distinguées :

- Pour les havres de Regnéville et de Lessay, la houle de secteur Ouest à Nord-Ouest atteint la flèche Nord avec une obliquité orientée vers le Sud et Sud-Est. Le transit littoral résultant alimente la flèche libre qui repousse le chenal vers le Sud et induit un déplacement de l'embouchure dans la même direction. La flèche Sud progresse par diffraction des houles et sous l'action du courant de flot. Ces houles indirectes sont atténuées mais leur action modérée reste suffisante (Farnole, 1986). La position de cette flèche à l'embouchure est moins développée que celle située au Nord. Du fait, elle est qualifiée de flèche secondaire.

- Pour les havres de Surville et de la Vanlée, la configuration de l'embouchure est inverse. C'est la flèche Sud qui joue le rôle de flèche principale et celle du Nord est secondaire.

- Le havre de Blainville est limité par deux flèches symétriques et étroites cherchant à se rejoindre et laissant une faible ouverture au volume oscillant. Le havre de Geffosse possède également deux flèches de même ampleur. La construction d'une digue route sur ces flèches a presque fermé ce havre.

- Les havres de Carteret et Portbail ne rentrent pas dans cette classification du fait de leur anthropisation importante.



1: havre de Barneville-Carteret
2: havre de Portbail
3: havre de Surville
4: havre de Lessay
5: havre de Geffosses
6: havre de Blainville
7: havre de Regnéville
8: havre de La Vanlée

(© Orthophotoplan littoral 2000)

Figure 30: Localisation des havres de la côte ouest du Cotentin et du site d'étude.

I.3 L'évolution récente des havres

Le mouvement périodique des masses d'eau lié à la marée abandonne une partie de leur charge solide à l'intérieur du havre. Il en résulte un piégeage des sédiments et un exhaussement progressif des fonds induisant un colmatage des havres. Les vitesses de sédimentation sur les schorres sont estimées à deux à trois centimètres par an (Elhai, 1963 ; Larsonneur & Walker, 1986 ; GRESARC, 2002). Le L.C.H.F. (1982) a estimé à 100 000 m^3 le volume des dépôts annuels à l'intérieur du havre de Regnéville. La fermeture au 20ème siècle du havre du Thar et celui situé entre St Germain-sur-Ay et Geffosse au 18ème sont l'exemple de leur colmatage progressif.

Havre	P.T ($10^6.m^3$/cycle de marée)	MSR (m)	Hs (m)	Surface du havre (Ha)	Surface du delta de jusant (Ha)	Présence de barres sur le delta de jusant
Barneville-Carteret	0.6	9.6	0.5-1	100	140	bien développée
Portbail	1	10.2	0.5-1	330	400	bien développée
Surville	?	?	0.5	70	150	variable
Lessay	15	10.5	0.5	680	1150	bien développée
Geffosses	?	?	0.5	150	220	variable
Blainville sur mer	?	?	0.5	140	60	faible
Regnéville	15	11.1	0.5	870	1650	bien développée
La Vanlée	?	11.5	< 0.5	300	950	bien développée

Tableau 4: Caractéristiques physiques et morphologiques des havres du Cotentin (P.T, prisme tidal ; MSR, marnage moyen de vive-eau).

II. Cadre morphologique de la Pointe d'Agon

II.1 Cadre géologique et mise en place des paysages actuels

Le substrat géologique de la côte ouest du Cotentin appartient au Massif Armoricain et se présente comme la continuation du relief breton (Lefort, 1975). La Pointe d'Agon s'appuie à l'Est sur un môle rocheux constitué de schistes (les phyllades de Saint-Lô) et de diorite (diorite de Coutances). Ces reliefs dominant la zone d'étude sont bordés par une falaise morte, recouverte de dépôts de solifluxion. Celle-ci souligne la bordure orientale du domaine côtier Ouest-Cotentin à l'Eémien (entre 120 000 et 70 000 ans B.P) et témoigne du dernier plus haut niveau marin atteint régionalement. Ce talus est précédé vers l'Ouest par une vaste zone de matériaux meubles essentiellement sableux constituant la Pointe d'Agon avec des dunes sableuses et un remblayage sablo-pélitique des zones dépressionnaires.

C'est au cours de la dernière phase de régression et transgression du niveau marin que le paysage actuel s'est mis en place. Durant le Wechselien, la régression marine atteint -130 m par rapport à la cote actuelle (Larsonneur *et al*., 1982). La plate-forme du Cotentin était alors exondée et parcourue de rivières drainant un matériel lithoclastique hétérogène (Alduc, 1979 ; Auffret *et al*., 1982 ; Quesney, 1983). A partir de 16 000 ans B.P. environ, la mer commence sa remontée et la ligne de rivage avance vers le Nord-Est. Le niveau -60 m est atteint vers 12 000 ans B.P. L'élévation du niveau marin est particulièrement rapide au début de l'Holocène et la cote -10 m est atteinte vers 7 000 ans B.P. Dès lors, la morphologie côtière est proche de celle actuellement. Au cours de cette évolution, les dépôts accumulés antérieurement sur la plate-forme se trouvent remaniés sous l'action conjuguée des courants de marée et des houles. Le matériel sableux a tendance à progresser vers les milieux aux conditions plus modérées. Ainsi, les zones de très forte énergie sont caractérisées par des sédiments grossiers (cailloutis, graviers) ou des surfaces rocheuses (Larsonneur, 1989). Ce déplacement de sédiments aboutit à l'édification du prisme côtier dont son épaisseur peut atteindre 6 m sur la côte ouest du Cotentin (Queney, 1983) et 20 m en Baie du Mont Saint Michel (Auffret *et al*., 1982).

Le platier rocheux de bas estran de la côte ouest du Cotentin entre Carteret et Granville est presque continu du Nord au Sud. A la Pointe d'Agon, ces affleurements localisés essentiellement au niveau des parcs conchylicoles et au droit de la cale d'accès des Moulières (au Nord de la zone d'étude) correspondent à des grès et des argilites du Dévonien.

II.2 Morphologie générale

La Pointe d'Agon est orientée globalement NNW-SSE (Figure.31). Son extrémité présente une courbure plus accentuée suivant un axe NW-SE. Cette flèche progresse constamment en direction du Sud-Est plaquant le chenal de la Sienne contre le littoral de Montmartin-sur-Mer.

Les Figures 31 et 32 présentent les principales caractéristiques morphologiques de la Pointe d'Agon.

La Pointe d'Agon est constituée à son extrémité par un système de huit crochets sédimentaires apparaissant dans le paysage sous forme de crêtes dunaires sub-parallèles entre elles. Ces crochets sont dirigés vers le Sud-Est, excepté pour les trois situés en position la plus interne, orientés vers l'Est Sud-Est. Ces cordons dunaires sont hauts de 0,5 à 5 mètres atteignant parfois 800 mètres de long (crochet le plus récent). Entre ces crochets, des zones basses sont présentes et colonisées par des plantes halophiles. Elles sont immergées seulement pendant les pleines mers de vives-eaux. La distance entre chaque crochet varie de 40 à 120 mètres. Les espacements les plus grands sont observés entre les crochets les plus récents. L'ensemble de ces formes de relief est végétalisé et n'évolue plus globalement. Ils sont seulement érodés localement par la divagation de petits chenaux au sein des espaces inter-crochets et par l'action éolienne, voire anthropique. Seul le crochet le plus externe répond de façon significative aux conditions dynamiques actuelles.

L'estran se présente sous la forme d'un delta de jusant très développé ayant une extension de plus de 4 km vers le large dont l'essentiel est émergé à basse mer lors des plus grandes marées. Il est parcouru par un chenal principal (chenal de la Sienne) permettant la vidange du havre et quelques chenaux secondaires.

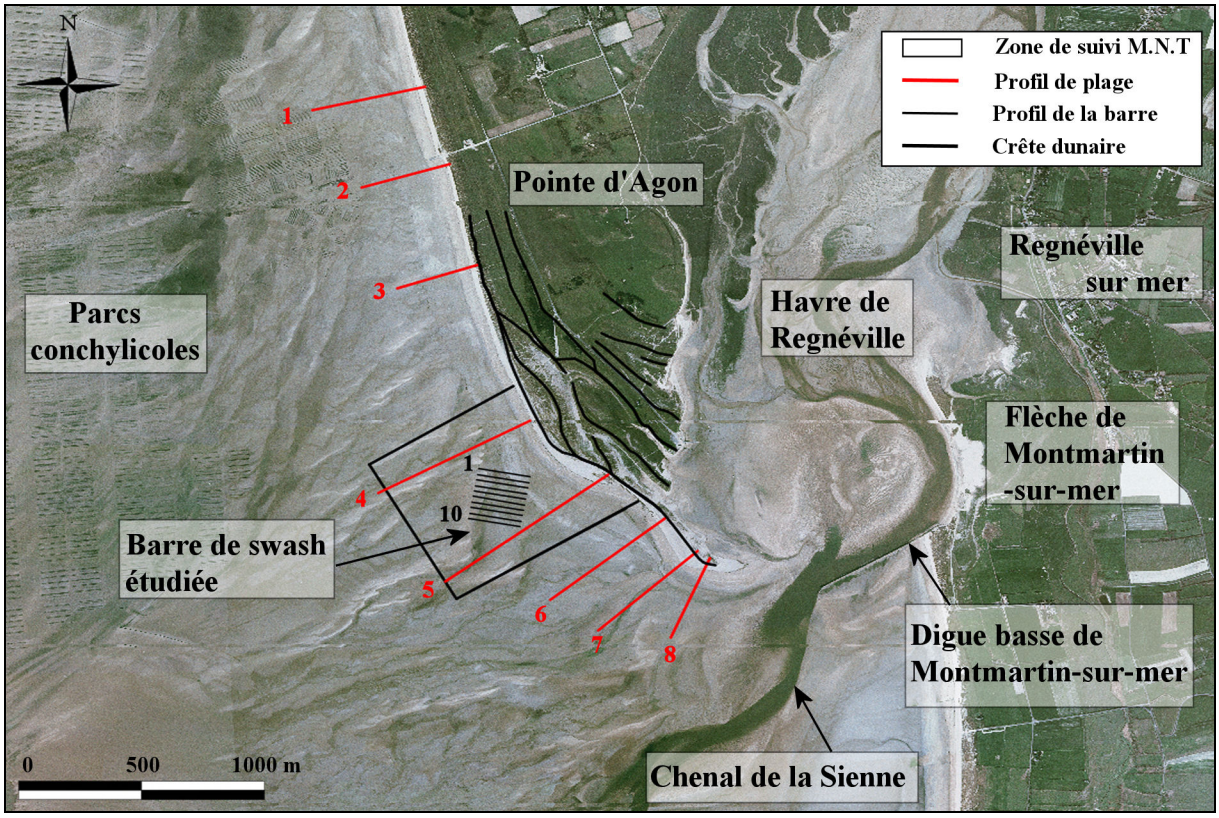


Figure 31: Site d'étude et méthodologie.

Deux types de barres de swash peuvent être identifiées sur le delta de jusant au Nord de l'embouchure :

- Celles qui sont situées à proximité de la côte, au nombre de 2. Elles sont longues de 100 à 300 m et hautes de 1 à 2 m. Elles sont orientées obliquement (30°) par rapport au trait de côte et présentent un profil très asymétrique. C'est l'une de ces deux barres qui sera étudiée dans le mémoire.

- Celles qui sont situées sur la partie médiane et basse du delta. Orientées Est-Ouest, elles sont de tailles plus réduites (longues de 100 à 200 m et dépassant rarement 0.7 m de haut). Ces barres sont éphémères et très mobiles, pouvant disparaître d'un mois à l'autre, au contraire des premières citées que l'on peut suivre sur plusieurs années.

Des installations conchylicoles se situent au Nord de l'embouchure du havre, entre le delta et le platier. Une cale d'accès à ces parcs a été aménagée en 1998 au droit des rochers des Moulières à plus de 2 kilomètres de l'extrémité de la flèche. Cette cale joue le rôle d'un épi court.

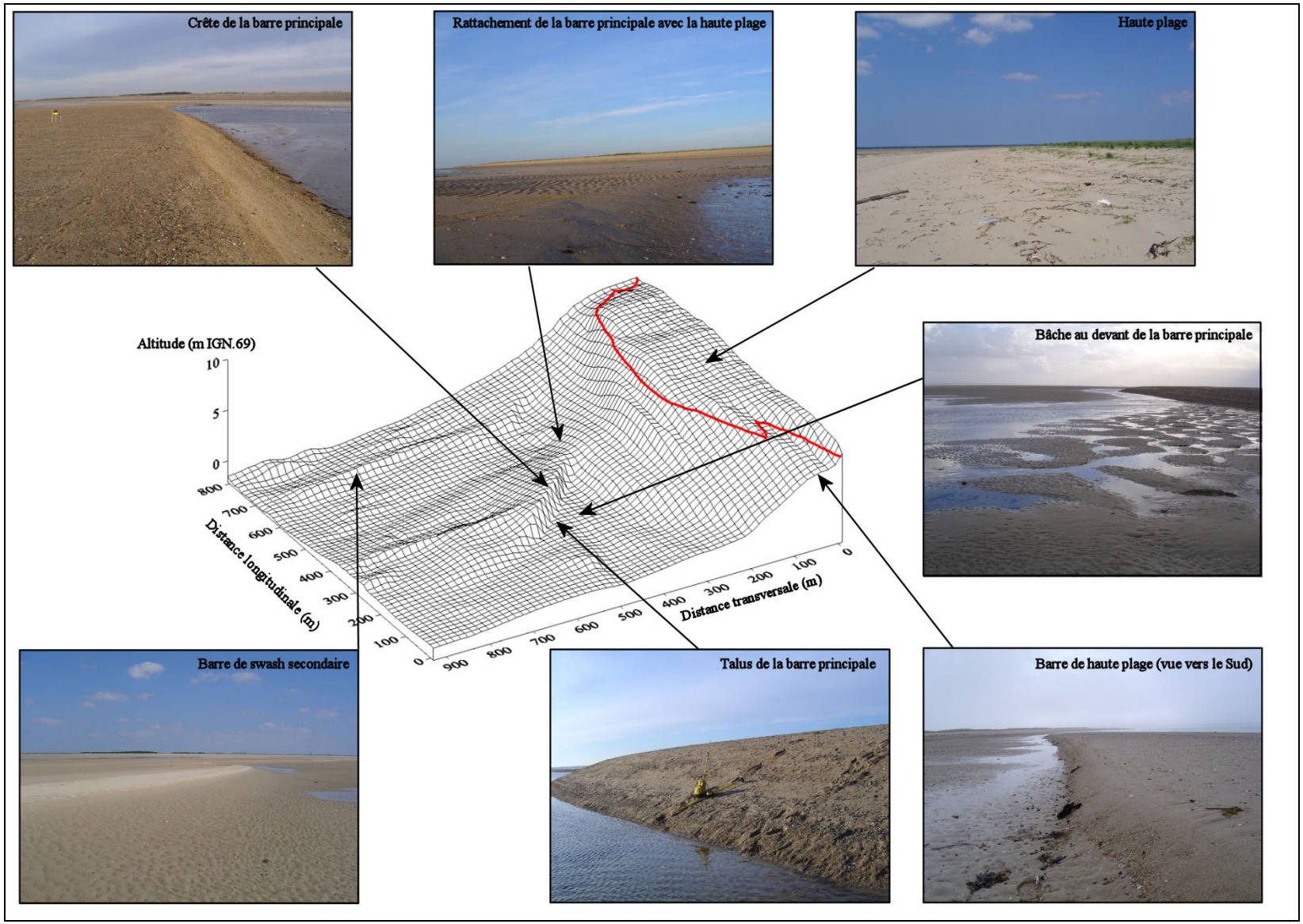


Figure 32: Caractéristiques morphologiques de la zone d'étude (en rouge la ligne de pleine mer de vive-eau).

II.3 Paramètres morpho-sédimentaires de la plage intertidale au voisinage de l'embouchure

II.3.1 Délimitation des zones tidales

Le profil des plages de la côte ouest du Cotentin est généralement large et de forme concave (Levoy *et al*., 2000). Ces caractéristiques sont généralement communes aux plages situées dans les environnements à fort marnage (Stepanian, 2002 ; Reichmüth, 2003 ; Levoy, 2000). Dans ces environnements tidaux, le domaine intertidal est compartimenté en trois unités morpho-sédimentaires dont les limites sont définies par les niveaux moyens de marée (Wright *et al*., 1982 ; Jago & Hardisty, 1984 ; Horn, 1993 ; Levoy, 1994) (Figure.33).

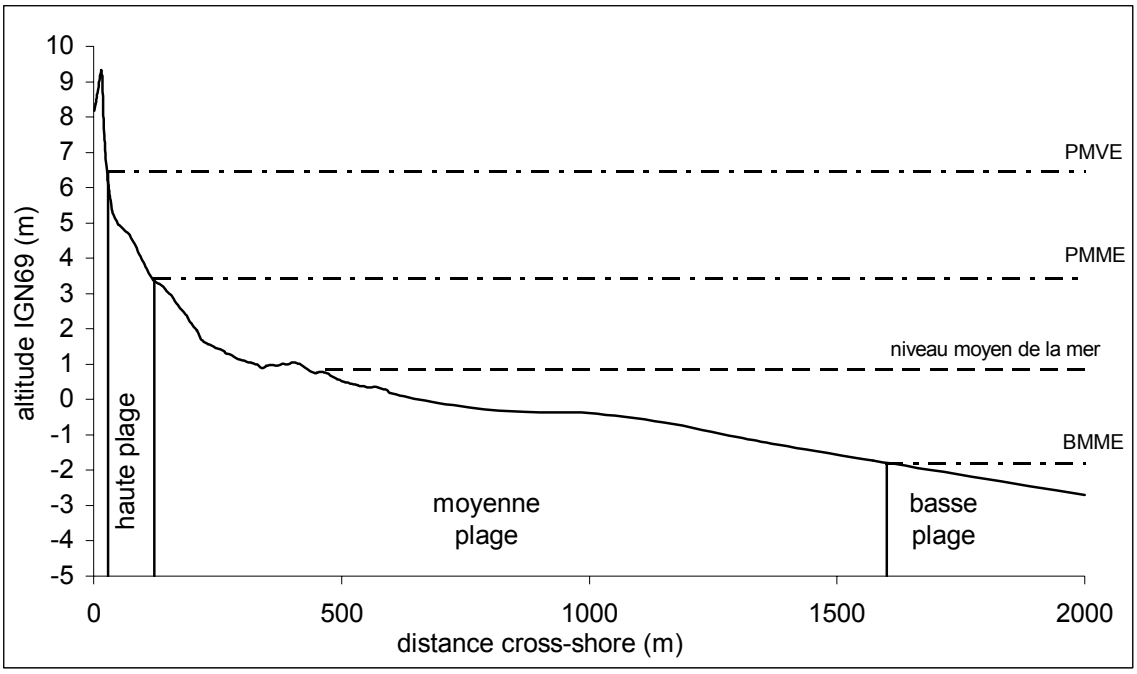


Figure 33: Définition des zones tidales sur un profil réel de la Pointe d'Agon. *PMVE : pleine mer de vive-eau ; PMME : pleine mer de morte-eau ; BMME : basse mer de morte-eau.*

- La haute plage est située entre le niveau moyen des pleines mers de vive-eau (PMVE) et le niveau moyen des pleines mers de morte-eau (PMME).

- La moyenne plage est située entre le niveau moyen des pleines mers de morte-eau (PMME) et le niveau moyen des basses mers de morte-eau (BMME).

- La moyenne plage peut être divisée en deux sous parties avec : La partie haute de la moyenne plage entre le niveau moyen des pleines mers de morte-eau (PMME) et le niveau moyen du plan d'eau (NM). La partie basse de la moyenne plage entre le niveau moyen (NM) et le niveau moyen des basses mers de morte-eau (BMME).

- La basse plage est située entre le niveau moyen des basses mers de morte-eau (BMME) et le niveau moyen des basses mers de vive-eau (BMVE).

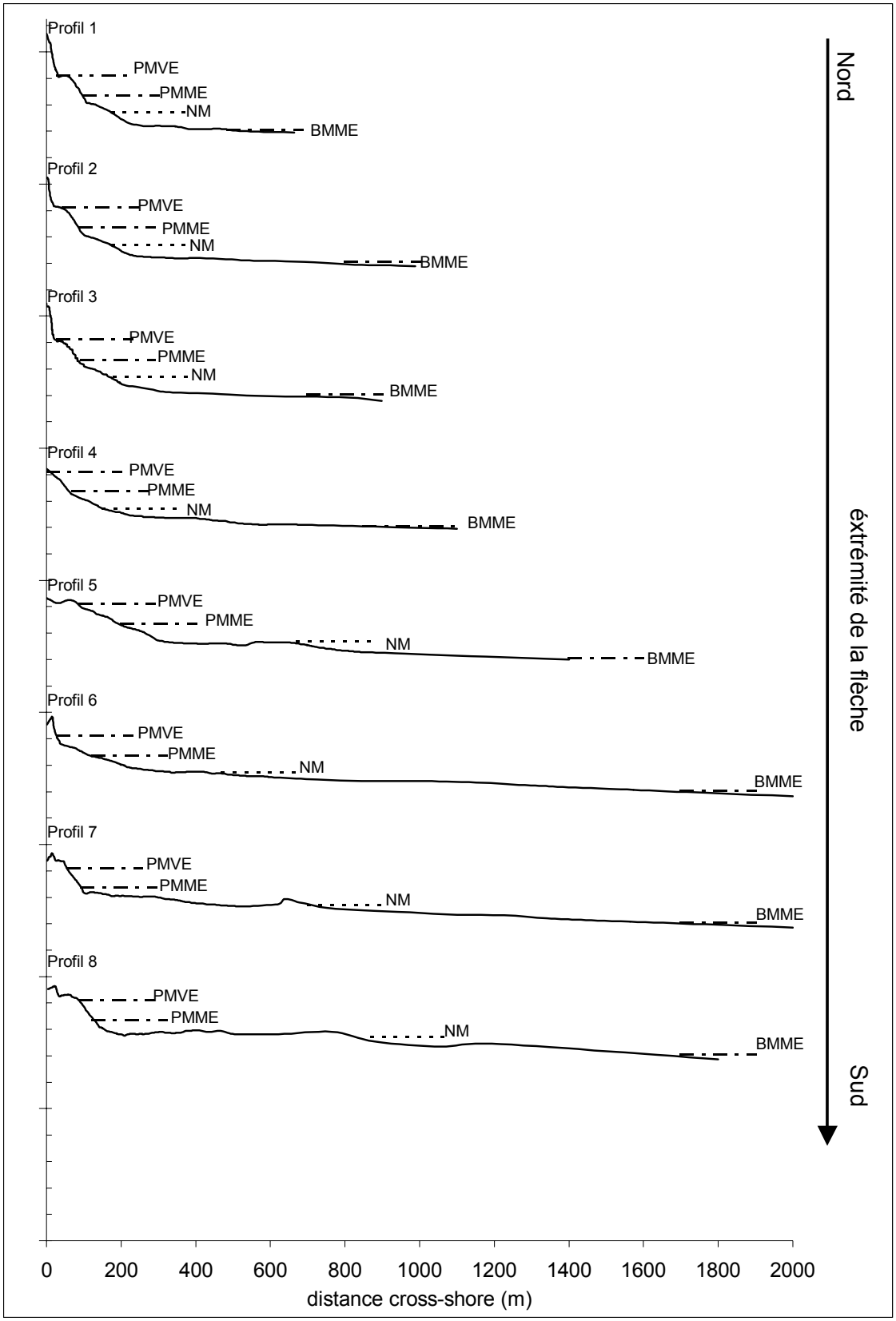


Figure 34: Ensemble des profils topographiques le long de la flèche. Leur localisation est représentée sur la figure.31.

L'étude des profils le long de la Pointe d'Agon représentés sur la figure.31, indique que la haute plage est la zone la plus réduite (entre 34 et 70 m de large) avec la plus forte pente (tanβ variant de 0.027 à 0.088) (Figures 34 et 35). La moyenne plage est plus large (entre 385 et 1600 m) et présente une pente plus douce (tanβ entre 0.003 et 0.014). Enfin, la basse plage est quasi horizontale (tanβ entre 0.002 et 0.006) pouvant être assimilée à une terrasse plane (Horn, 1993 ; Levoy, 2000). Une augmentation significative de la largeur de la zone intertidale est constatée entre le Nord (profil 1) et l'extrémité de la flèche (profil 8) liée au développement du delta (Figure.36).

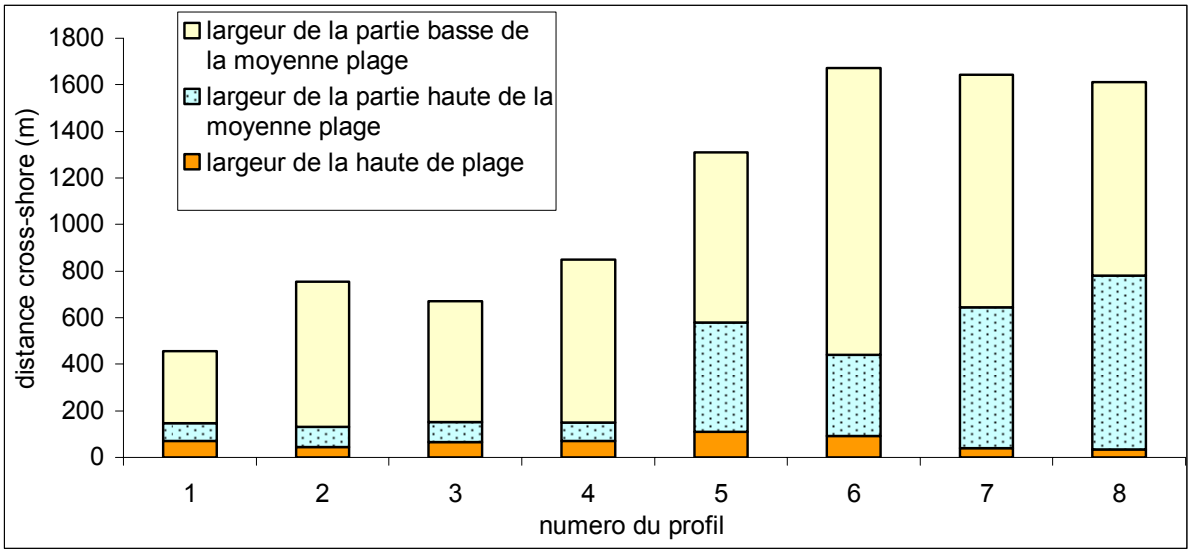


Figure 35: Distance des différentes zones tidales le long de la flèche.

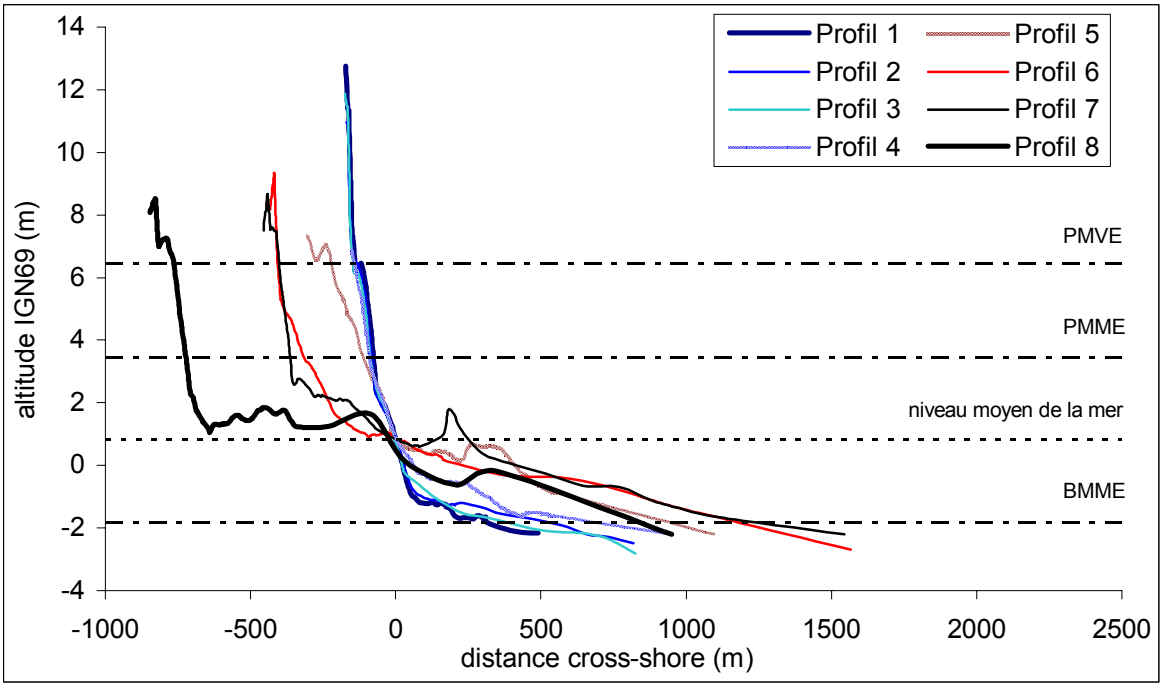


Figure 36: Variabilité morphologique longitudinale des profils 1 à 8 le long de la flèche.

II.3.2 Variation longitudinale des caractéristiques du profil de la plage le long de la Pointe d'Agon

Le profil 1 présente des caractéristiques morphologiques similaires à celles observées par Levoy *et al*., (2000) sur l'ensemble des plages de la côte ouest du Cotentin (Figure.34 et Tableau.5). Les trois zones tidales présentent des pentes différentes, avec une haute plage ayant la plus forte pente et une basse plage à la pente plus douce. Ces caractéristiques confèrent à la plage une morphologie concave relativement régulière. Cette forme générale évolue en se déplaçant en direction de l'embouchure vers un profil où la limite haute/moyenne plage est plus marquée et où la moyenne et la basse plage sont en continuité sans rupture de pente. Ce changement affecte dans un premier temps la partie basse de la moyenne plage, puis sa partie supérieure à partir du profil 5 (Tableau.5). La pente de la haute plage est plus forte à l'extrémité de la flèche. Ces modifications de la forme du profil sont progressives vers le Sud.

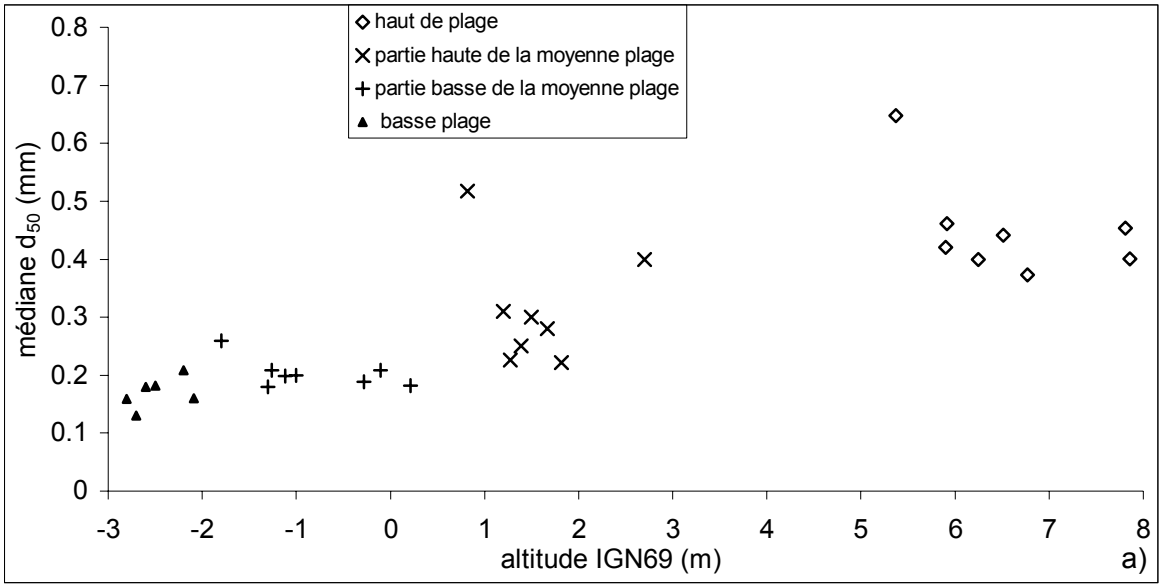
	1	2	3	4	5	6	7	8
pente de la haute plage	0.042	0.067	0.046	0.043	0.027	0.032	0.079	0.088
pente de la moyenne plage	0.014	0.007	0.009	0.007	0.004	0.003	0.003	0.003
pente de la partie haute de la moyenne plage	0.035	0.031	0.031	0.032	0.006	0.007	0.004	0.003
pente de la partie basse de la moyenne plage	0.009	0.004	0.005	0.004	0.004	0.002	0.003	0.003
pente de la basse plage	0.006	0.003	0.003	0.003	0.003	0.002	0.002	0.003

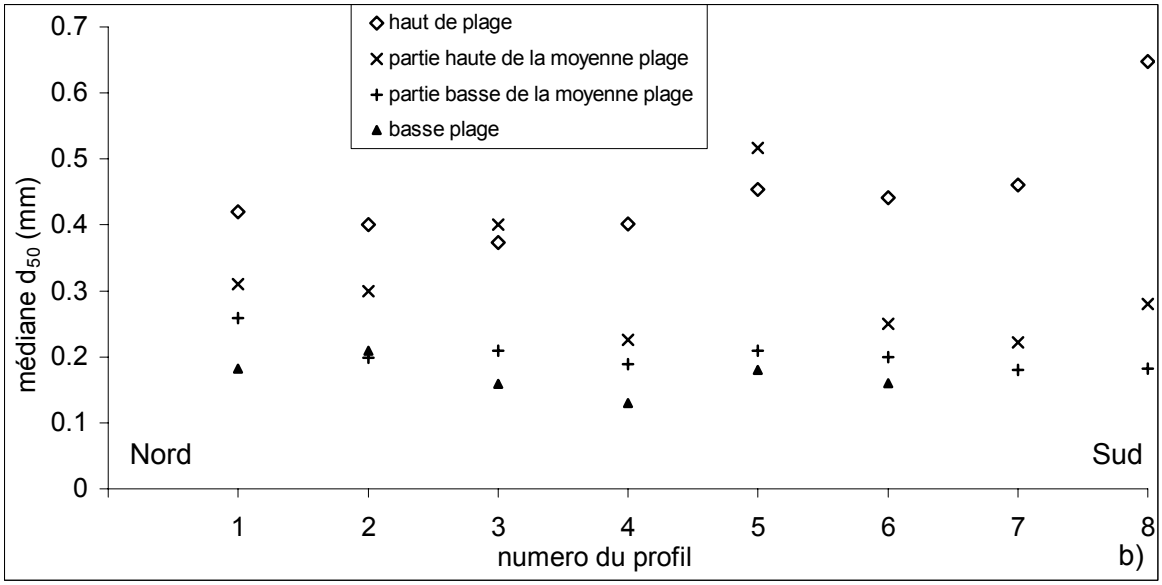
Tableau 5: Pente (tan β) des différentes zones tidales le long de la flèche.

L'étude des huit profils transversaux au trait de côte met en évidence une variation nord-sud de la pente des différentes zones tidales. La plage évolue d'un profil concave au Nord à un profil avec une forte pente de haute plage associée à une moyenne et basse plage quasi plane au Sud. Les différentes morphologies observées marquent l'influence progressive du delta avec une accumulation sableuse de plus en plus importante sur la moyenne plage au voisinage de l'embouchure. Au regard des caractéristiques morphologiques (Figures.35 et 36 ; Tableau.5), la limite plage-delta se situerai au niveau du profil 4.

II.4 Caractéristiques granulométriques des sédiments superficiels

L'analyse des échantillons de sable superficiel prélevés sur l'ensemble des profils montre un gradient granulométrique cross-shore conformément aux observations faites sur d'autres sites à fort marnage (Figure.37) (Wright *et al*., 1982 ; Jago & Hardisty, 1984 ; Masselink & Hegge, 1995). La haute plage est constituée de sable moyen (D_{50} moyen de 0.42) associé à des débris coquilliers et graviers. La partie haute de la moyenne plage est formée d'un sable moyen à fin (D_{50} moyen de 0.25), alors que la partie basse de cette zone est constituée de sable fin (D_{50} moyen de 0.18). Les sédiments de la basse plage présentent des caractéristiques sensiblement identiques aux sédiments de la partie basse de la moyenne plage.





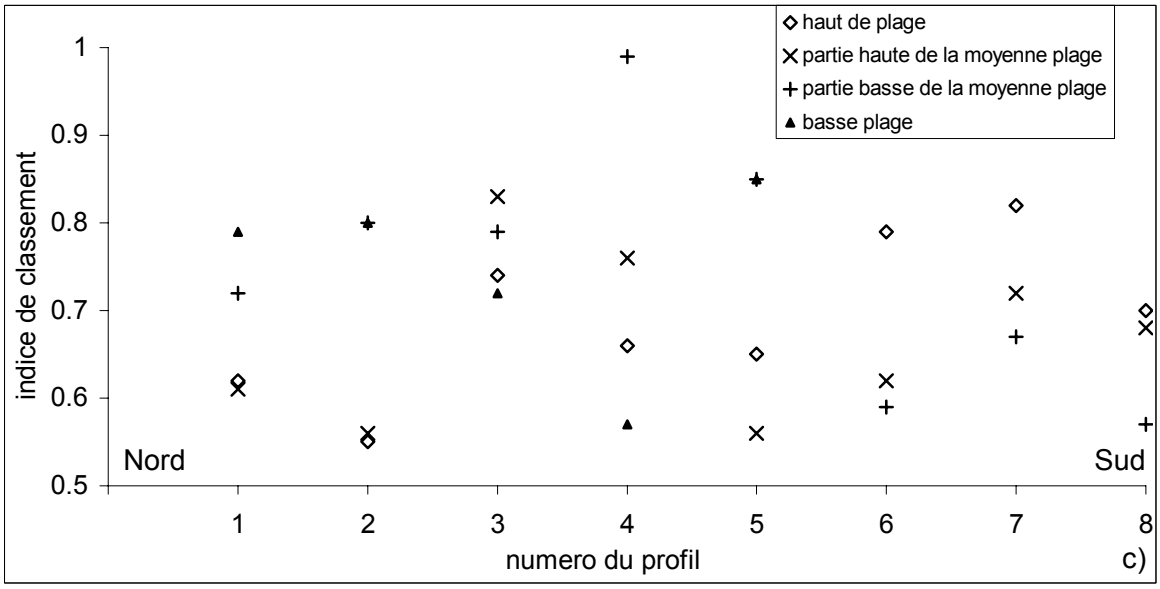


Figure 37: Caractéristiques granulométriques des échantillons prélevés le long de la flèche.

L'examen de la répartition longitudinale des sédiments superficiels le long de la flèche ne révèle pas de différence significative (Figure.37b). Une légère tendance à l'augmentation de la granulométrie des prélèvements issus de la haute plage peut toutefois être observée à l'extrémité de la flèche.

L'étude de l'indice de classement montre la présence d'un sable modérément classé (entre 0.55 et 1) sur l'ensemble du delta. Aucune différence significative de cet indice à la fois transversalement ou longitudinalement ne peut être observé (Figure.37c).

II.5 Présentation de la barre de swash suivi

La barre étudiée est localisée sur la moyenne plage et se positionne obliquement par rapport au trait de côte avec un angle de 30° (Figures.31 et 32). Un début d'attachement de sa partie nord avec la haute plage est constaté. Cette barre est large de 100 m, longue de 250 m et haute de 2 m en moyenne. Ces caractéristiques lui confèrent un profil très asymétrique (Figure.38). Sa morphologie peut être divisée en trois parties. 1) le revers marin ayant une pente faible (tan β=0,02). Le sédiment est constitué de sables moyens à grossiers (D_{50} compris entre 0,3 et 1,2 mm), associé à des débris coquilliers. Il est marqué par la prédominance des figures de swash (lits plans ou rides rhomboïdales), mais aussi par des rides en période de tempête. 2) Le talus présente une forte pente (0,27<tan β< 0,47). Il est constitué des mêmes sédiments que ceux présents sur le revers de la barre. 3) La bâche située devant le talus est recouverte de sable fin (D_{50} : 0,2 mm) sans fraction coquillière. La délimitation entre le talus et la bâche est franche, aussi bien d'un point de vu morphologique que granulométrique. La partie au voisinage du talus peut être parcourue par des rides de courant orientées dans le sens du drainage de la bâche, c'est à dire vers le SW.

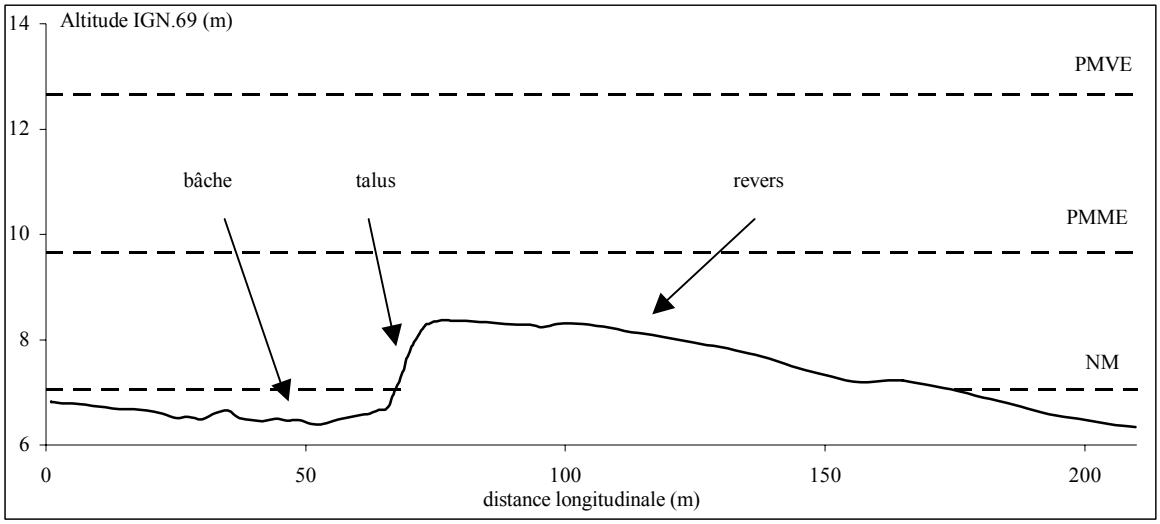


Figure 38: Représentation de la barre de swash de l'étude.

Le marnage important de la zone d'étude engendre de grandes différences de tranche d'eau au-dessus de la barre entre une marée de vive et de morte-eau. A marée haute, la hauteur d'eau est de 1.5 m en morte-eau et de plus de 4.5 m en vive-eau.

III. Les conditions de forçages

III.1 La marée

La côte ouest du Cotentin est caractérisée par une amplitude de marée parmi les plus élevées au monde. Cette côte est qualifiée d'environnement mégatidal. Plusieurs études ont permis d'en préciser les caractéristiques (Pingree & Maddok, 1978 ; Fornerino *et al*., 1982, Orbi, 1986). La marée provient d'une onde générée dans l'océan Atlantique se propageant d'Ouest en Est. Elle est modifiée lors de sa progression par la bathymétrie du plateau continental de la Manche occidentale et du golfe normand-breton (Figure.39). Une onde stationnaire est générée par l'obstacle que représente la péninsule du Cotentin et a pour conséquence d'augmenter l'amplitude de la marée. L'onde devient progressive entre le Nord (marnage de 5 m à Cherbourg) et le Sud (marnage de 15 m en baie du Mont-Saint-Michel) de la côte ouest du Cotentin. La période de la marée est voisine de 12h25, caractéristique de l'onde lunaire semi-diurne, dite M2.

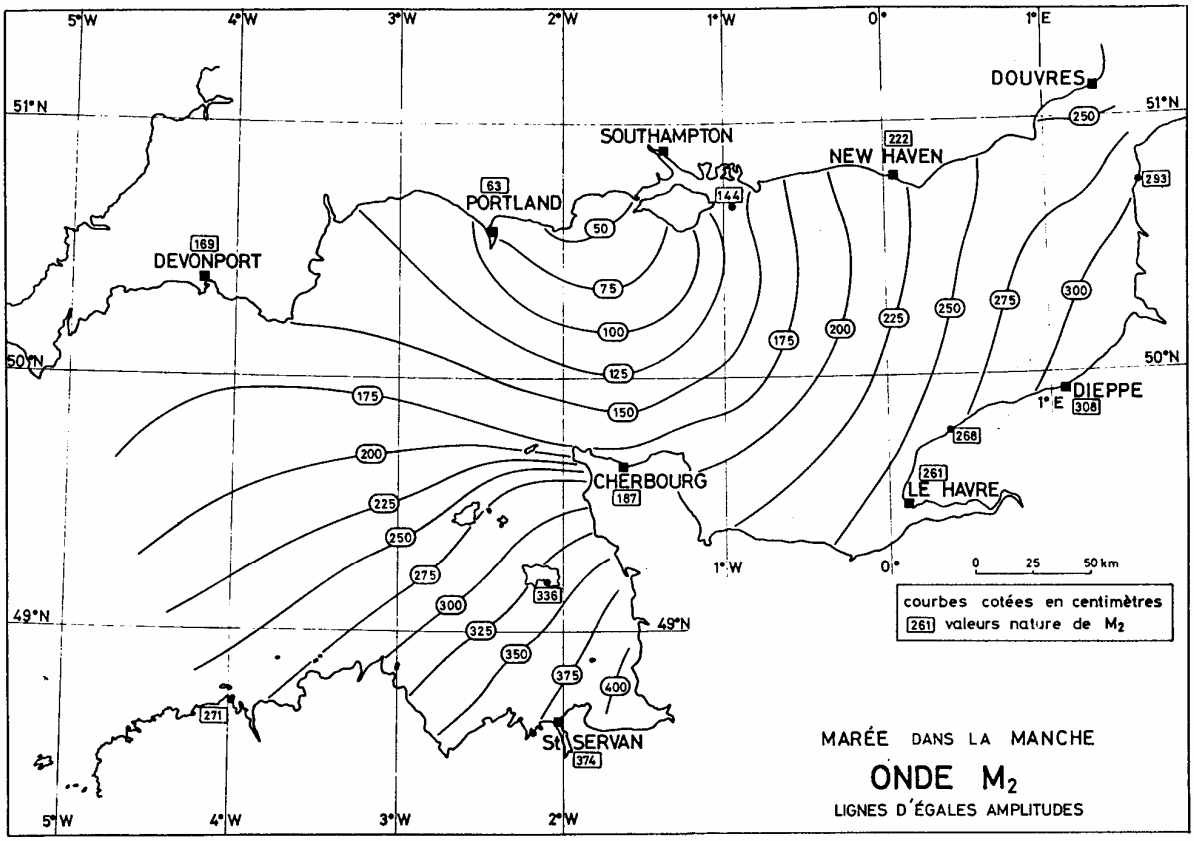


Figure 39: Propagation de l'amplitude de l'onde lunaire M2 en Manche (Chabert d'Hières *et al*., 1978).

Le marnage à la Pointe d'Agon est de 11,15 m en vives-eaux moyennes et dépasse très légèrement 14 m en vives-eaux exceptionnelles. Il convient de noter que moins de 15 % des marées dépassent le coefficient 95. La courbe de marée présente une légère dissymétrique

avec un flot légèrement plus court que le jusant (Figure.40). L'étale de pleine mer est de 10 à 15 minutes.

Les caractéristiques de la marée, des mesures courantologiques ainsi qu'un sondage bathymétrique transversalement à l'embouchure ont permis au L.C.H.F. (1984) d'estimer l'ordre de grandeur des volumes oscillants dans le havre de Regnéville pour différentes marées :

- Marée de morte-eau moyenne (coefficient 45) : 2 millions de m^3,
- Marée moyenne (coefficient 70) : 15 millions de m^3,
- Marée de vive-eau moyenne (coefficient 95) : 46 millions de m^3,
- Marée de vive-eau exceptionnelle (coefficient 120) : 63 millions de m^3.

L'influence marine rend secondaire les apports liquides fluviaux (100 000 m^3 par marée moyenne). Le havre de Regnéville est le seul de la côte ouest du Cotentin qui possède un comportement estuarien (Lafond, 1986). L'onde de marée peut se propager à plus de 10 km en aval de l'embouchure (Giresse, 1969 et 1970).

III.2 Les courants de marée

III.2.1 Sur l'ensemble de la côte ouest

Les travaux d'Orbi (1986) ont permis de préciser les caractéristiques des courants de marée dans le golfe normand-breton. Ces courants sont alternatifs dans le tiers sud du golfe et au large de la partie Nord de la presqu'île du Cotentin. Ils sont giratoires cycloniques aux abords des îles anglo-normandes. L'intensité maximale des courants de marée est de l'ordre de 1 m/s en surface. En marée de vives-eaux moyennes, les vitesses du courant de flot sont inférieures à 0.8 m/s. Les vitesses de jusant sont de l'ordre de 0.5 m/s. En marée de morte-eau, ces vitesses sont réduites de moitié (Levoy, 1994).

III.2.2 Dans le havre de Regnéville

Des mesures courantologiques et des suivis de flotteurs en flot et en jusant ont été réalisés par le L.C.H.F. (1982) sur le delta de jusant du havre de Regnéville. Les résultats indiquent que seules les eaux se déplaçant entre la longitude de l'extrémité sud de la Pointe d'Agon et le littoral de Montmartin pénètrent dans le havre. Plus à l'Ouest, les eaux sont déviées vers le Nord-Ouest par la Pointe d'Agon avec des vitesses proches de 0.5 m/s. En jusant, les courants de vidange du havre s'orientent au Nord-Ouest en suivant le tracé de la Pointe.

III.2.3 Au pied de la barre étudiée

La courantologie générale de la zone d'étude a pu être déterminée grâce à des expérimentations effectuées dans des conditions hydrodynamiques différentes. Les données ont été enregistrées à l'aide d'un courantomètre situé au pied de la barre de swash à une altitude correspondant à la partie inférieure de la moyenne plage (cote entre –0.43 et 0.45 m IGN.69). L'instrument enregistre la vitesse et la direction des courants moyens à environ 50 cm du fond. Ces données seront détaillées et discutées dans le chapitre VII.

III.2.3.1 En période de mortes-eaux

En période de beau temps, la vitesse des courants moyens à 55 cm du fond est faible, inférieure à 0.3 m/s (Figure.40). Une asymétrie des vitesses est observée entre la période de flot et de jusant durant lequel le courant est de plus faible intensité. Leur direction est principalement orientée vers le Nord jusqu'à 40 minutes après l'étale de pleine mer, moment où une renverse vers le Sud est observée. En période de tempête, les vitesses des courants moyens à 75 cm du fond ne dépassent pas 0.18 m/s. Une asymétrie entre le jusant et le flot est également constatée. Pendant la période de jusant l'intensité des courants est quasi nulle (inférieur à 0.05 m/s). Leur direction est très variable pendant le cycle de marée. L'agitation est probablement responsable de ce comportement chaotique.

III.2.3.2 En période de vive-eaux

En période de beau temps, l'intensité des courants de marée à 55 cm du fond atteint 0.5 m/s au moment de l'étale de pleine mer avec une direction portant au Nord (Figure.40). Une forte asymétrie de leur intensité est observée avec des vitesses plus fortes pendant le flot. Une augmentation des vitesses est constatée à la fin du jusant en parallèle de la renverse vers le Sud. En période de tempête, le comportement des courants est relativement similaire. L'intensité des courants à 75 cm du fond est forte et maximum au moment de la pleine mer (0.6 m/s). L'asymétrie des vitesses est toujours présente. Leur direction est toujours vers le Nord sauf au début (vers l'Est) et à la fin du cycle de marée (vers l'Ouest).

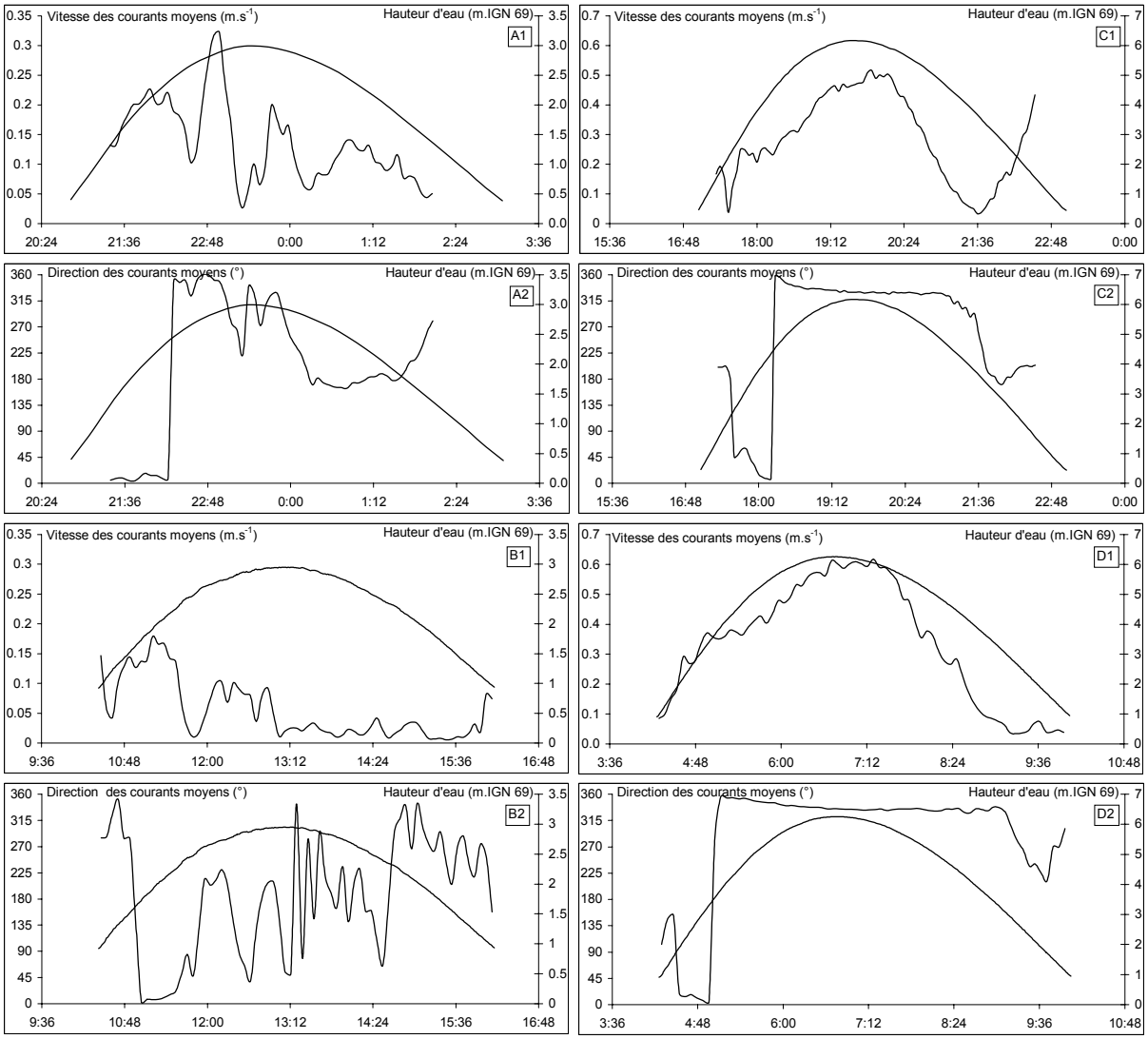


Figure 40: Vitesse et direction des courants moyens au pied de la barre de swash en période de mortes-eaux (A tempête, B beau temps) et vives-eaux (C tempête, D beau temps).

III.3 Régime des vents

Le climat de la région du Cotentin est de type océanique tempéré. L'analyse statistique des données issues du sémaphore de la Pointe du Roc à Granville entre 1951 et 1981 montre deux secteurs de provenance dominante des vents (Figure.41). Les vents de mer, de secteur Ouest à Nord-Ouest, représentent 23 % des relevés annuelles. Ils sont observés en été entre le mois de juin et d'août. Le secteur Sud-Est à Sud regroupe également une partie importante des directions de provenance avec près de 21 % des observations réalisées. Ces vents de terre sont particulièrement présents entre les mois d'octobre et de mars. C'est en hiver, entre décembre et février que soufflent les vents les plus forts, supérieurs à 25 m/s. Les secteurs de provenance les plus fréquemment observés sont l'Ouest à Nord-Ouest et le Sud-Est à Sud.

Les vents au sémaphore de la Pointe du Roc sont donc caractéristiques des deux grands types de climats qui sont observés sur les côtes de Basse-Normandie. Un flux de quadrant ouest en conditions cycloniques et de quadrant est en période anticyclonique.

secteur de provenance (degré)	vitesse du vent (m/s)			
	[1,7[	[7,17[	[17,24[	total
[10,30[	33	9	-	42
[30,50[	52	10	-	62
[50,70[	43	5	-	48
[70,90[	29	2	-	31
[90,110[	22	1	-	23
[110,130[	36	10	-	46
[130,150[	41	19	-	60
[150,170[	43	41	2	86
[170,190[	27	33	2	62
[190,210[	15	23	-	38
[210,230[	19	25	-	44
[230,250[	17	18	-	35
[250,270[	20	20	-	40
[270,290[	31	31	2	64
[290,310[	43	40	3	86
[310,330[	45	31	2	78
[330,350[	33	17	-	50
[350,10[	29	12	-	41
total	578	347	11	936

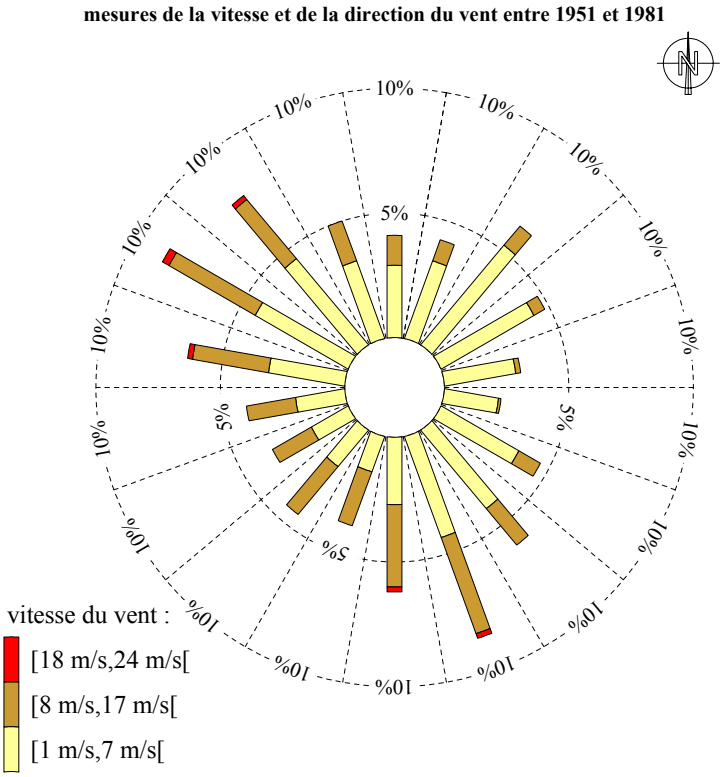


Figure 41: Répartition de l'intensité et de la direction des vents à Granville entre 1951 et 1981.

III.4 L'agitation

L'agitation à l'entrée du système étudié peut être précisée en étudiant les informations statistiques sur les caractéristiques des houles au large et sur l'avant côte du golfe normand-breton. Ces données sont issues de deux sites de mesures :

- Ceux réalisés par une bouée datawell directionnelle (réseau Candhys du C.E.T.M.E.F). Cette bouée est localisée au Sud-Ouest de l'archipel des Minquiers (Figure.30). Les données ont été mesurées entre 1992 et 2001. Ce site est ouvert à la houle du large avec une profondeur d'eau de 38 m.

Les hauteurs significatives mesurées indiquent des conditions de faible agitation (Hs < 1.2 m) pendant 60 % des observations (Figure.42). Les hauteurs significatives supérieures à 2.4 m représentent 10 % des observations réalisées.

Une faible bimodalité est constatée sur la répartition des périodes de pic. Un premier mode autour de 4 s correspond aux mers de vent et un second autour de 9 s souligne l'existence des houles longues en provenance de l'Atlantique. La corrélation entre la hauteur significative des houles et leur période de pic indique que les hauteurs les plus fortes sont associées au mode principal centré sur 8-9 s.

En ce qui concerne le secteur de propagation, le secteur de provenance compris entre 285° et 315° (direction moyenne de 300°) est dominant (64 % des observations).

• Ceux réalisés sur le site des Nattes entre septembre 1991 et septembre 1992 dans le cadre de l'étude globale de défense contre la mer du département de la Manche (Levoy & Larsonneur, 1993) (Figure.43). Le site des Nattes se trouve à environ 8 km au Nord-Ouest de la Pointe d'Agon (Figure.30). Ces données sont définies comme significative de l'agitation sur l'avant-côte du littoral Cotentin centre.

Les hauteurs significatives mesurées sont relativement faibles. Les conditions de faible agitation (Hs < 1m) représentent 90 % du temps. Les hauteurs significatives supérieures à 1.5 m représentent 2 % des observations réalisées.

Les périodes significatives, Ts, de 5 à 9 s sont les plus courantes avec un mode principal (50 %) à 7 s. Les houles de longues périodes sont rares compte tenu de la bathymétrie complexe de l'avant-côte.

Les houles proviennent majoritairement des secteurs Ouest-Sud-Ouest à Nord-Ouest (87 % des observations). Parmi ces deux secteurs prédominants, les houles de provenance comprises entre 255° et 285° sont les plus fréquentes avec plus de 50 % des observations. En période de tempête (Hs > 1 m), la prédominance de ce secteur est accentuée (65 % des observations). La direction principale de propagation de l'agitation est décalée en moyenne de 20° vers le Sud entre le large et l'avant-côte.

La hauteur significative de l'agitation au Nattes représente en moyenne 40 % de celle observée aux Minquiers (Levoy, 1994). Elles sont donc amorties lors de leur propagation par la bathymétrie complexe de l'avant-côte caractérisée par la présence de nombreux hauts-fonds, îles et archipels. Cet amortissement de la houle entre le large et l'avant-côte est également perceptible entre l'avant-côte et la Pointe d'Agon :

Des mesures de l'agitation sur la basse plage de Coutainville (au Nord de la Pointe d'Agon) (Levoy, 1994) indiquent que sur l'estran, la hauteur des houles est en moyenne 35% (à la cote +2m IGN) à 65 % (à la cote – 1m IGN) plus faible que celle enregistrée simultanément aux Nattes.

L'amortissement observé à Coutainville est probablement plus fort au droit de la Pointe d'Agon du fait d'une pente plus faible liée à la présence du delta de jusant. Ainsi, l'amortissement significatif des houles entre le large (site des Minquiers) et la Pointe d'Agon peut être estimé entre 60% et 80%. Une étude plus précise issue des données acquises dans le cadre de ce mémoire sera réalisée dans le chapitre V.

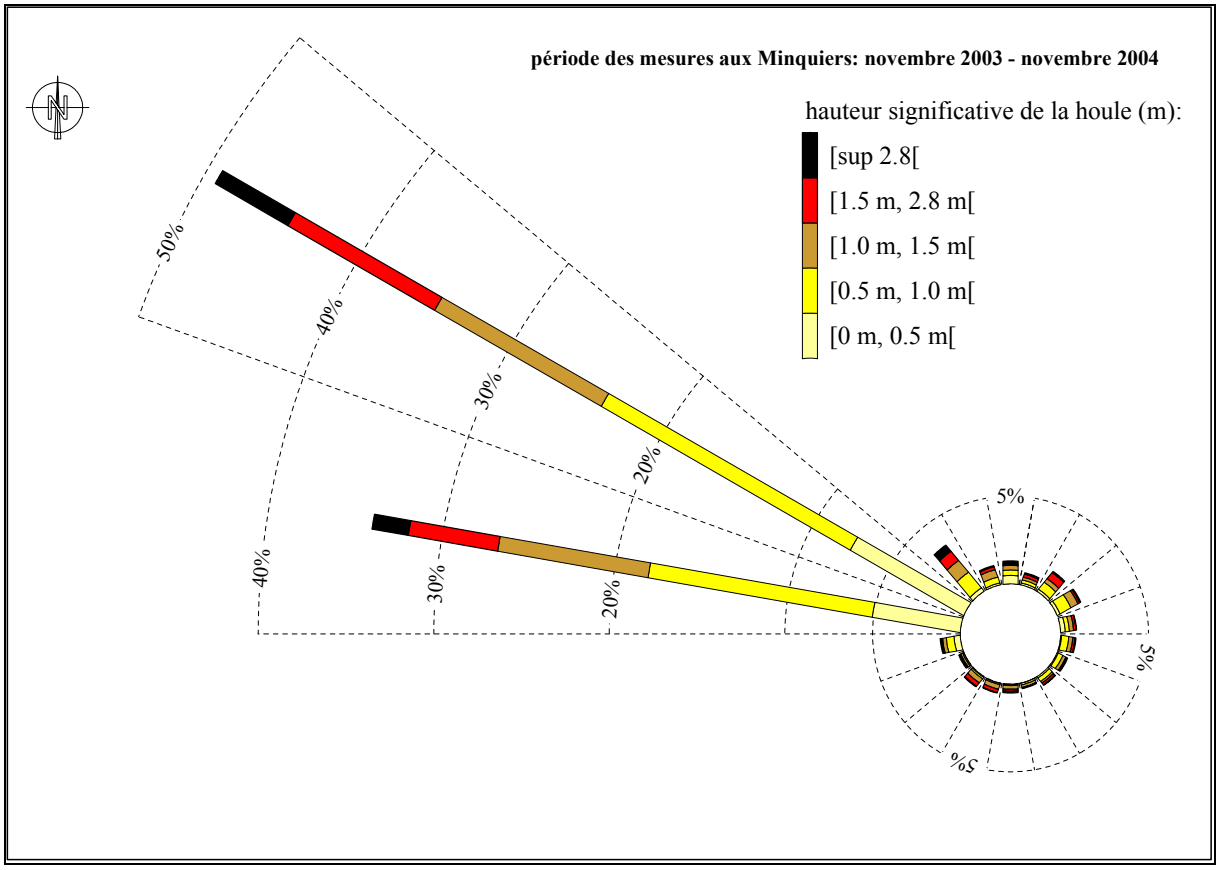


Figure 42: Répartition de la hauteur significative de la houle et sa direction sur le site des Minquiers.

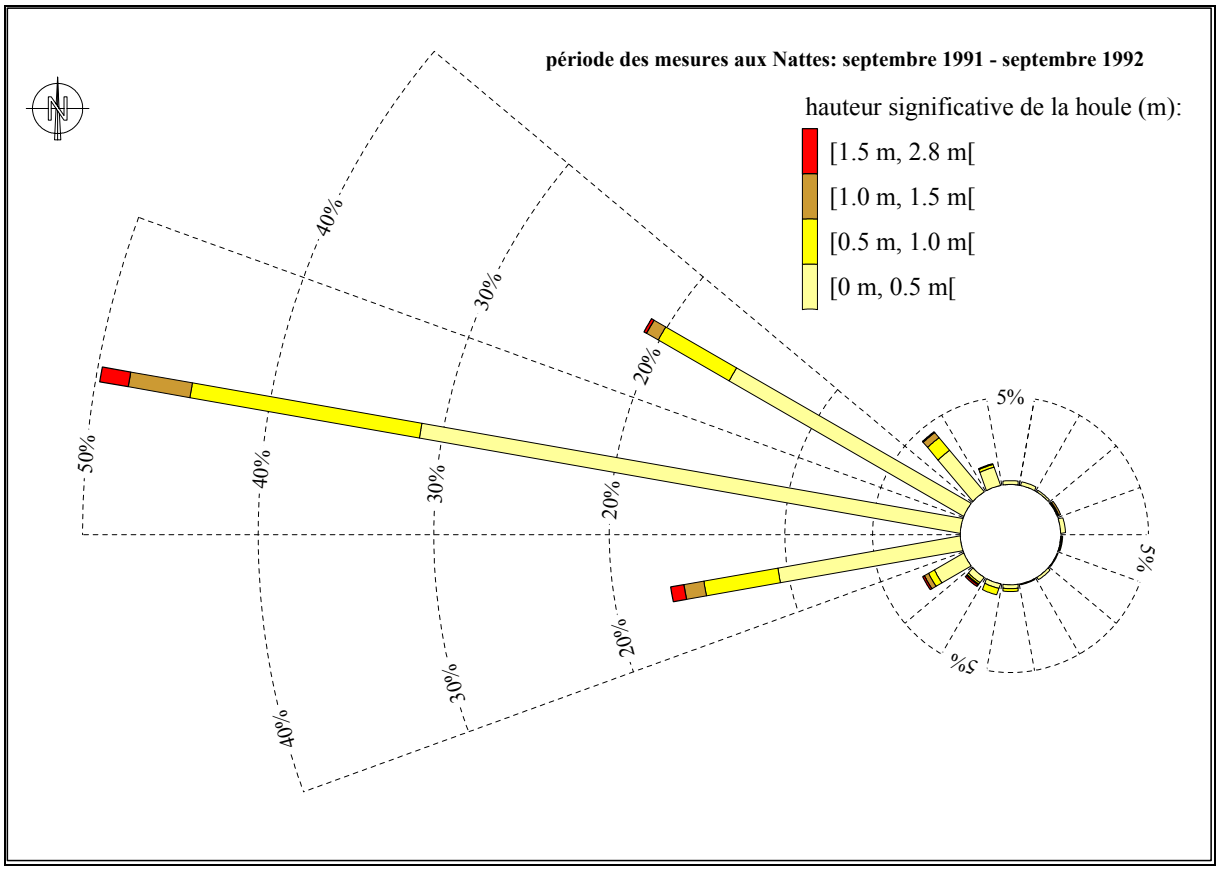


Figure 43: Répartition de la hauteur significative de la houle et sa direction sur le site des Nattes

IV. La dynamique sédimentaire générale sur la zone d'étude

IV.1 L'unité hydrosédimentaire

La dynamique sédimentaire du havre de Regnéville est à restituer dans le contexte globale de la circulation sédimentaire de la côte ouest du Cotentin où huit cellules ont pu être identifiées (Levoy, 1994). Le site d'étude se trouve dans la cellule de Coutainville. De la partie sud du havre de Blainville jusqu'à l'extrémité de la Pointe d'Agon, le transit sédimentaire résiduel sur les hautes et moyennes plages est orienté vers le Sud, convergeant vers l'embouchure du havre. Au Sud du havre, le transit est orienté du Sud vers le Nord. Ainsi, les havres et leurs embouchures peuvent être considérés comme des pôles d'attraction sédimentaire majeurs vers lesquels convergent les transports sableux.

IV.2 Circulation sédimentaire sur la plage

Sur les parties inférieures de la moyenne plage, l'action des houles et celle des courants se succèdent au cours du cycle tidal en fonction de la hauteur d'eau (Levoy *et al*., 1997). Dans des conditions de beau temps et pour des marées de vives-eaux, les transports sont faibles (0.1 kg/(m.mn)) et portent vers le Nord parallèlement au trait de côte. Ils sont dominés par l'action seule des courants de marée. En période de tempête, le transport sédimentaire est plus intense (2 kg/(m.mn)). L'agitation amplifie les mouvements sédimentaires, notamment en marée de mortes-eaux. Le transport sédimentaire est alors dirigé vers le Sud-Est, sous la direction des courants liés au déferlement et au swash.

Sur les parties supérieures de l'estran, le transport sédimentaire est plus intense que sur la partie basse. Lors de conditions de beau temps, il atteint 2 kg/(m.mn) et porte vers le Sud-Sud-Est (Levoy *et al*., 1997). Cette direction souligne le rôle dominant de processus liés à l'agitation. En période de mauvais temps, les débits solides sont élevés (25 kg/(m.mn)) et dirigés vers le Sud. Le rôle de la dynamique tidale devient négligeable dans ces conditions météorologiques (Levoy & Monfort, 2003).

IV.3 Le transit sédimentaire

La simulation des transports sédimentaires longitudinaux à l'échelle d'une année a été effectuée sur l'ensemble du littoral de la côte ouest du Cotentin (Levoy, 1994). La quantification du transit sédimentaire issue de ce travail de modélisation indique un débit solide estimé à 45 000 m^3/an sur l'estran entre les cotes –2.5 m et +7.5 m IGN69, à proximité de la Pointe d'Agon. Ce transit est unidirectionnel vers le Sud. Cette estimation est inférieure à celle du L.C.H.F. (1982) qui estime le transit moyen à 100 000 m^3/an. Cependant, cette estimation prend en compte le transit qui peut s'effectuer sur l'ensemble du delta de jusant.

V. Synthèse

• La côte ouest du Cotentin est caractérisée par une amplitude de marée parmi les plus élevée au monde. Le marnage supérieur à 11 m en vives-eaux moyennes et 14 m en vives-eaux exceptionnelles à la Pointe d'Agon, qualifie cette région côtière d'environnement

mégatidal. Néanmoins, elle subit l'activité liée à l'agitation car la génération des vagues s'opère à proximité du littoral. Ces zones côtières sont relativement rares à la surface du globe (Levoy, 2000).

L'influence de la marée sur les agents hydrodynamiques (agitation, courant moyen) sera précisé grâce au déploiement d'instruments de mesures hydrodynamiques lors de campagnes de terrain intensives. Leur rôle sur l'évolution des morphologies présentes sur l'estran sera également appréhendé en parallèle à l'aide de mesures topographiques.

• Le delta de jusant est très développé avec une extension de plus de 4 km vers le large dont l'essentiel est émergé à basse mer lors des plus grandes marées. Ce constat est en accord avec la description des environnements dominés par la marée dans la classification de Hayes (1979).

L'analyse et l'interprétation de levés topographiques mensuels d'une petite partie du delta de jusant s'attacheront à identifier les séquences d'évolution morphologique de l'estran en relation avec les spécificités des conditions hydrodynamiques.

• La Pointe d'Agon est constituée d'une succession de crochets sédimentaires apparaissant dans le paysage sous forme de crêtes dunaires sub-parallèles entre elles. Ce type de flèche apparaît original par rapport aux morphologies de ces corps sédimentaires généralement observées.

Les éléments de forçage à l'origine de cette particularité devront être déterminés. Leur évolution sera abordée à l'aide de l'utilisation de photographies aériennes sur un pas de temps semi-séculaire et grâce à un suivi topographique sur 3 ans depuis 2004.

• La présence de barre de swash de delta ne semble pas être une spécificité des environnements à fort marnage.

Cette originalité doit permettre d'apporter des éléments de réponse sur l'évolution de ces entités. Le suivi topographique de l'une d'entre elle pendant trois ans permet de quantifier les variations de ses paramètres morphométriques et de connaître plus finement la dynamique de ces barres sur le moyen terme.

Leur modalité de déplacement est investie sur une échelle courte lors de campagnes intensives de terrain. Une attention toute particulière sera portée sur le rôle respectif de chacun des processus hydrodynamiques dans la dynamique de la barre.

Chapitre III : Méthodologie

Chapitre III

Méthodologie

I. Introduction

Un système morphodynamique est constitué d'un objet géomorphologique qui réagit aux forçages hydrodynamiques par un ajustement morphologique à travers le temps (Wright & Thom, 1977) (Figure.44). Ce changement d'état est une tentative de mise à l'équilibre par rapport aux nouvelles conditions hydrodynamiques résulte d'un gradient de transport sédimentaire. Le temps de mise à l'équilibre du système sera fonction du volume sédimentaire de l'objet concerné, mais également du temps d'action et de l'intensité des éléments de forçage (courant, houle, vent) (Kroon, 1994). De plus, l'évolution d'un système est dépendant de sa morphologie initiale, ce qui va engendrer des phénomènes rétroactifs positifs (renforçant la tendance d'évolution du système en encourageant le déséquilibre) ou négatifs (amenant le système vers un équilibre) sur la dynamique des fluides et sur le transport sédimentaire (Cowell & Thom, 1994). Cette caractéristique rend encore plus complexe l'étude des objets sédimentaires. Dans le but de comprendre la morphodynamique d'un objet sédimentaire, il est souhaitable d'enregistrer les différents paramètres situés dans chaque composant du système morphodynamique côtier (Figure.44). Cette méthodologie est appliquée dans la mesure du possible et suivant diverses échelles spatio-temporelles à l'ensemble des campagnes de terrain réalisées.

Ce chapitre présente les instruments mis en œuvre pendant l'étude sur le site de la Pointe d'Agon. Leur déploiement a pour objectif d'étudier la morphodynamique d'une barre de swash de delta à un pas de temps caractérisé de moyen (2 ans) à court terme (cycle de marée). Les mesures réalisées in-situ concernent les agents hydrodynamiques (marée, courant, agitation), ainsi que les transports sédimentaires (déplacement par charriage ou en suspension) et l'évolution des fonds. Lors de courtes expérimentations (1 à 2 jours), ces trois types de mesures ont été enregistrés simultanément afin de pouvoir corréler les agents de forçage, les flux sédimentaires induits et la réponse altimétrique des fonds sableux. Une synthèse de leur principe de fonctionnement est exposée dans un premier temps, puis leurs limites d'utilisation sont présentées à la fin de ce chapitre afin de justifier l'adéquation des outils avec les problématiques préalablement exposées.

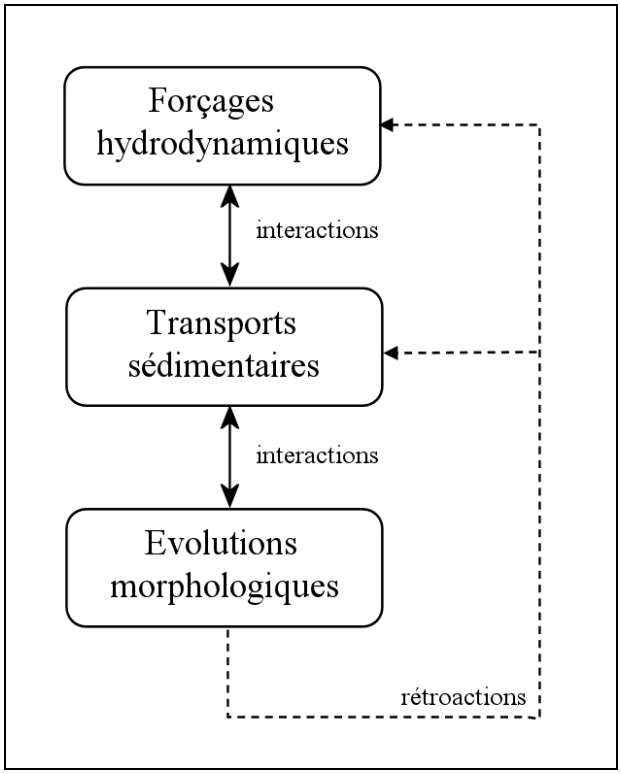


Figure 44: Composants d'un système morphodynamique côtier.

II. Les mesures hydrodynamiques

II.1 Houlographe - Courantomètre électromagnétique

Les courantomètres électromagnétiques utilisés lors des expérimentations sont de type S4 de la société InterOcean et ADM de la société Elektronik GmbH (Figure.45). Ces appareils mesurent la vitesse et la direction d'un courant. L'appareil génère un champ magnétique par deux couples d'électrodes situés au niveau de l'équateur de l'appareil. Les écoulements de l'eau de mer modifient le champ magnétique et induisent une variation de la tension. Le voltage du courant électrique généré est linéairement proportionnel à la vitesse de l'écoulement (Aubrey, 1989). Un compas interne permet de définir l'orientation du courant par rapport au Nord magnétique.

Figure 45: S4 sur une potence légère (A) et ADM (B).

Certains S4 (S4 DW), ainsi que l'ADM sont munis d'un capteur de pression. Ils permettent ainsi de mesurer les fluctuations à haute fréquence de la surface libre et de calculer les caractéristiques de l'agitation par l'application d'une fonction de transfert basée sur la théorie linéaire de la houle (Thornton & Guza, 1989). Ces calculs sont réalisés à l'aide du logiciel de traitement de la houle DW 124 (Interocean) fourni par le constructeur. Le choix des fréquences de coupure délimitant l'analyse spectrale se révèle délicat. Il est important de tenir compte de la hauteur d'eau au-dessus du capteur de pression. La fréquence de cut-off définissant la limite supérieure de la bande spectrale utilisable éliminant les oscillations à haute fréquence dues au bruit électronique et aux phénomènes de surface peut être déterminée de la façon suivante (Levoy, 1994) :

$$F_c < \frac{1}{\sqrt{(1.28.\mathrm{h})}}$$

La limite inférieure est fixée à 0.05 Hz ce qui correspond à la transition avec les phénomènes infragravitaires (0.05 – 0.005 Hz) (Kroon, 1994 ; Ruessink, 1998).

Les différents paramètres caractérisant l'agitation sont :

- La hauteur significative Hs (en m) et maximale Hs_{max};
- La période des vagues significatives Ts (en s) ;
- La période de pic des vagues Tp (en s) ;
- La direction de provenance de la houle par rapport au Nord (en °).

Les données recueillies permettent également le calcul des vitesses orbitales onshore et offshore en utilisant le logiciel de traitement « Wave » (Interocean).

Alors que la vitesse et la direction des courants de marées sont obtenues directement, le calcul de la hauteur d'eau au niveau du point de mesure nécessite un réajustement. Un retrait de l'offset et un ajout de l'offbottom (distance du capteur par rapport au fond) doivent être effectués. Afin de quantifier l'intensité, la direction des courants et l'élévation du plan d'eau, en s'affranchissant des perturbations dues à l'agitation, il est nécessaire de moyenner les données acquises sur 1 minute au minimum.

Sur l'estran, l'appareil est fixé sur des potences légères en inox à environ 40 cm du sol. L'échantillonnage a été effectué à une fréquence de 2 Hz. La programmation de l'appareil est un compromis entre la durée des séquences de mesures (burst) et l'intervalle de temps entre les bursts. Le choix sera contraint par la capacité de mémoire et l'autonomie de l'appareil. Ainsi, sur les missions courtes (1 à 2 jours), l'enregistrement en continu a pu être possible. Pour les missions plus longues (1 mois), un compromis a été réalisé entre l'autonomie des mémoires du houlographe-courantométre (S4 DW) et la périodicité des interventions de récupération sur le terrain. Généralement, l'enregistrement fut effectué selon des bursts de 18 minutes toutes les 30 ou 60 minutes.

II.2 Courantomètre acoustique

Le courantomètre acoustique utilisé lors des expérimentations de terrain est un micro ADV (Micro Acoustic Doppler Velocimeter) de la marque SonTek (Figure.46). Il utilise le principe de l'effet Doppler pour calculer la vitesse des courants. Il se compose d'un émetteur et de deux récepteurs situés à 30 degrés de l'axe d'émission de l'émetteur. Ce dernier produit une impulsion à une fréquence donnée qui se propage dans le milieu. Le signal acoustique réfléchi par les particules en suspension (faisant l'hypothèse que ces particules se déplacent à la même vitesse que l'eau) est enregistré dans une cellule de mesure située à 5 cm de la tête d'émission ce qui minimise les perturbations causées par l'instrument. Un changement d'intensité est alors observé et converti en vitesse de courant suivant deux axes perpendiculaires (transversal et longitudinal). Le processeur du Micro ADV est le lieu de stockage des données. Il est localisé dans un caisson étanche indépendant de la structure du courantomètre. Ce courantomètre possède une résolution de 0.01 cm/s et une précision de $^{+}/_{-}$ 0.04 cm/s.

Figure 46: Micro ADV en position de mesure.

Les fichiers résultats indiquent deux indices de la qualité de l'enregistrement :

• L'amplitude du signal : elle est enregistrée pour chaque récepteur de l'ADV et représente une mesure d'intensité du signal acoustique réfléchi. C'est un enregistrement de l'amplitude brut du signal en unités logarithmiques « counts » internes. Ces données permettent de vérifier que les particules sont en quantité suffisante dans l'eau. Si l'eau est trop claire, le signal peut alors ne pas être supérieur au bruit ambiant. Cet indice est par conséquent un bon indicateur pour savoir si le capteur est dans l'eau ou sur un estran émergé.

• Le coefficient de corrélation est un indicateur de qualité des données. L'ADV calcule deux valeurs de corrélation, une par récepteur acoustique, avec chaque échantillon de vitesse. La corrélation est exprimée en pourcentage : une corrélation parfaite de 100% indique des mesures crédibles avec un faible bruit associés aux vitesses ; une corrélation de 0% indique que les valeurs de vitesse sont dominées par un bruit. Dans nos traitements, les valeurs inférieures à 80% ont été supprimées.

Le micro ADV est fixé sur une armature en inox. Le choix de l'orientation des récepteurs est effectué lors de sa mise en place. Cet instrument permet de mesurer les vitesses des écoulements dans de très faibles tranches d'eau de l'ordre de 5 cm environ. Les données sont acquises en continu à une fréquence de 2 ou 4 Hz.

II.3 Variation du toit de la nappe

Des tubes piézométriques ont été installés à l'aide d'une tarière sur la barre de swash étudiée pour étudier les variations de la nappe dans son massif sableux. Ces tubes en PVC sont gainés d'une housse en géotextile. La localisation du toit de la nappe a été identifiée à l'aide de trois capteurs de pression de type Keller DC-25 positionnés dans trois piézomètres dont la profondeur sous la surface du sable est de 2.5m (Figure.47). La fréquence d'acquisition est d'une donnée toutes les 15 secondes. Ces trois tubes sont positionnés sur le revers de la barre en suivant un profil instrumenté. Ces capteurs installés pendant trois semaines ont permis de suivre le comportement de la nappe phréatique pendant 2 cycles de vives-eaux et mortes-eaux en parallèle des variations morphologiques de la barre.

Figure 47: Tube piézométrique et capteur de pression Keller.

La position du point de sortie de la nappe a été suivie lors de trois cycles de marée et enregistrée à l'aide d'un DGPS-Trimble-RTK toutes les 5 minutes. Les capteurs de pression ont été étalonnés à chaque intervention sur le terrain à l'aide d'une sonde électrique sonore graduée.

III. Les mesures topographiques: Le système DGPS (Differential Global Positioning System)

Le système GPS (Global Positioning System) est un système de positionnement par satellites développé par le département de la défense américain. Le premier satellite a été lancé en 1978. Aujourd'hui la constellation est composée de 24 satellites en orbite à plus de 20000 km. Ce système permet le positionnement d'un point grâce au calcul de la distance qui sépare le récepteur des différents satellites. Depuis l'arrêt des brouillages (Selective Avaibility-SA) par l'armée américaine en 2000, la précision de ce système atteint $^{+}$/- 10 m horizontalement mais reste très imprécis verticalement. Afin d'améliorer la précision de ce système, la méthode GPS Differentiel à différence de phase (DGPS) basée sur les données issues de deux récepteurs a été développée depuis le début des années 1990 (Morton *et al*., 1993 ; Suntherland *et al*., 2001 ; Navas *et al*., 2002). Elle permet d'obtenir des précisions centimétriques. Cette méthode est maintenant utilisée couramment dans les études de suivi morphologique des plages (Stepanian, 2002 ; Desmazes, 2005). Les DGPS TRIMBLE 4400 et 4700RS bi-fréquence utilisés à la Pointe d'Agon appartiennent à cette famille d'instruments très performants.

III.1 Principe

Le but du positionnement différentiel est de minimiser certaines sources d'erreurs qui interviennent en mode GPS. La correction différentielle de phase repose sur l'utilisation de deux récepteurs bi-fréquences qui observent les mêmes satellites. Le traitement interne de l'appareil consiste à comparer les heures d'arrivée des deux signaux (ondes L1 et L2) afin d'estimer avec précision le temps de propagation dans l'atmosphère des ondes. Les corrections ionosphériques sont alors effectuées (Desmazes, 2005). L'un des récepteurs est fixe et porte le nom de station de base. L'autre ou éventuellement les autres (pour un gain de temps deux stations mobiles peuvent travailler simultanément pour un gain de temps) sont mobiles (Figure.48).

Figure 48: Base DGPS dans le cordon dunaire de la Pointe d'Agon (A) et technique topographique DGPS en quad (B).

Le repère utilisé pour installer la station de base lors des levés topographiques est localisé dans le milieu dunaire de la Pointe d'Agon (Figure.48). C'est une borne en PVC remplie de béton sur laquelle repose un repère dont la position est connue précisément en X,

Y et Z. Cette position est recalculée à chaque levé à partir de points de références situés sur trois couples de bornes fixes positionnées dans la zone de levé. Les erreurs de positionnement de la base sont alors appliquées à l'ensemble des points du levé lors d'un traitement sur ordinateur à l'aide du logiciel TGO. La position de ces bornes et de la base a été mesurée précisément à l'aide d'un réseau de points connus au voisinage de la Pointe d'Agon (bornes géodésiques de l'I.G.N. pour le calage en latitude et longitude ; repères de nivellement de l'I.G.N. pour l'altitude).

Le récepteur mobile permet de faire les mesures topographiques à pied à l'aide d'une canne supportant l'antenne GPS ou tracté par un quad (Figure.48). Il est en communication permanente avec la base qui lui apporte les corrections à effectuer grâce à un système de liaison radio HF. Un carnet (TSC1) visualise en temps réel l'acquisition des points. Il permet également de retrouver des points dont les coordonnées sont connues. Cette technique est donc parfaitement adaptée au suivi de l'évolution topographique d'un site d'étude.

III.2 Protocole des levés topographiques

La zone traitée mensuellement recouvre une surface de 700 m parallèlement à la côte et s'étend sur une largeur de 600 m (Figure.31). Le récepteur mobile est tracté par un quad le long de profils transverses au trait de côte espacés de 10 m environ. Le levé est effectué en mode continu avec une fréquence d'un point toutes les deux ou trois secondes. Ainsi, chaque étude est constituée d'un peu moins de 5000 points (limite de la mémoire du récepteur). Une attention particulière est portée sur le levé des limites entre le haut moyen estran et celui des barres présentes sur la zone.

La zone de la barre de swash est complétée par des mesures effectuées à pied avec la canne afin d'avoir une plus grande densité de points notamment aux ruptures de pente. Ces mesures sont effectuées en mode point par point tous les 1 ou 5 m suivant la morphologie. La durée d'acquisition est de 5 s sur chaque point. Dix profils transverses à la barre, d'une longueur de 250 m et espacés de 25 m sont réalisés tous les mois (Figure.31). Leurs coordonnés sur le carnet du récepteur mobile permettent de repeter le levé du même profil avec une précision planimétrique de quelques centimètres.

L'évolution de la topographie le long de la flèche est suivie en réalisant six profils tous les 6 mois. Ils sont réalisés suivant la même méthode que ceux de la barre. Les profils transverses au trait de côte ont une longueur variant de 250 à 600 m (Figure.31).

IV. Les mesures de transport sédimentaire: Traceurs fluorescents

Les techniques de traceurs fluorescents sont largement utilisées depuis le début des années cinquante pour déterminer les transits sédimentaires en domaine littoral (Zenkovitch, 1958). Cependant, ce type de technique employé en milieu d'embouchure reste rare (Oertel, 1972 ; Balouin *et al*., 2001 ; Vila-Concejo *et al*., 2004) comparé aux nombreuses études réalisées sur les plages intertidales (Levoy *et al*., 1998 ; Michel, 1997 ; Stepanian, 2002 ; Tonk & Masselink ; 2005). Cette technique repose sur une approche lagrangienne qui permet de calculer le débit solide et la direction du transport sédimentaire (Madsen, 1989).

Figure 49: Mise en place (A) et détection du traceur fluorescent (B).

Le sable utilisé pour le traçage est prélevé sur la zone d'étude afin de respecter la granulométrie de la plage étudiée. Ces échantillons sont ensuite lavés, séchés et peints avec une peinture glycéro-fluorescente rouge ou verte. Un contrôle de la granulométrie doit être effectué afin de s'assurer que le sédiment à injecter est relativement identique à l'original naturel (Ingle, 1966 ; Gourlez *et al*., 1978).

Avant l'injection, le sable peint est mélangé avec un agent détergent pour éviter la formation d'agrégats. Le sédiment est ensuite déposé à marée basse sur l'estran sur une surface d'environ 1 m^2 (Figure.49). La masse de traceur utilisée varie suivant les conditions hydrodynamiques entre 20 et 50 Kg. La détection de la dispersion du sable par les agents hydrodynamiques se réalise à la marée basse suivante et de préférence de nuit. La méthode consiste à compter les grains fluorescents en surface à l'aide d'une lampe à lumière UV. L'échantillonnage s'effectue le long de radiales espacées de 45° et ayant pour origine le centre d'immersion du traceur. Une attention particulière est portée sur l'épaisseur des remaniements sédimentaires mesurée à différents endroits de la tache fluorescente. Elle est déterminée comme la profondeur maximale moyenne de pénétration des sables fluorescents dans le sable naturel. Cette estimation est un point critique de la méthode affectant la quantification des débits solides (White, 1998). La position du centre de gravité du nuage de dispersion est calculée suivant une méthode d'échantillonnage spatial (Spatial Integration Method) mieux adaptée aux plages découvrantes (Levoy, 1994). Cette approche requiert plusieurs hypothèses simplificatrices (Madsen, 1989) :

- Le traceur possède la même granulométrie et le même comportement hydraulique que le sable naturel.

- La concentration des grains fluorescents détectés en surface est proportionnelle à la concentration intégrée sur la profondeur de remaniement.

- La profondeur de remaniement mesurée est constante sur l'ensemble du nuage de dispersion.

Le taux de transport (Q) peut être représenté. Il est proportionnel à la vitesse de déplacement du barycentre du nuage et à la section de transport par unité de longueur. Il est exprimé en $m^3.mn^{-1}$ par mètre linéaire de la façon suivante :

$$Q = U_t.Z_0$$

Avec U_t, vitesse de déplacement du centre de gravité du nuage ($m.mn^{-1}$), et Z_0, épaisseur de remaniement considérée comme constante sur le nuage de dispersion (m)

Le taux de transport massique (I) sera obtenu suivant l'équation suivante :

$I = (1-\rho)\rho_s Q$

Avec ρ, facteur de porosité du sable et ρ_s, masse volumique du sable.

Le taux de récupération du traceur peut être calculé. Il correspond au rapport entre la masse injectée et la masse récupérée par la détection. C'est un indice de la qualité de la mesure. Cependant, dans le cas d'un faible taux de récupération, deux hypothèses peuvent être avancées :

- Une partie des sédiments injectés se retrouve hors de la zone de détection. Le débit solide calculé est alors sous-évalué.

- Une partie des sédiments injectés est restée au point d'injection. Dans ce cas, le taux faible de récupération ne doit pas être perçu comme une mauvaise qualité de la mesure.

Pendant notre étude, cinq expériences de traçages fluorescents ont été réalisées sur le revers d'une barre intertidale. La dispersion a été suivie pendant un cycle de marée en parallèle des acquisitions hydrodynamiques et topographiques.

V. Synthèse

La compréhension de l'évolution morphodynamique d'un objet sédimentaire repose sur l'enregistrement des forçages hydrodynamiques, des transports de sédiments induits et des variations morphologiques de l'objet en question. L'enregistrement en parallèle de ces trois paramètres favorise la compréhension du modèle d'évolution du système. Lors des expérimentations, une large gamme d'instruments a été déployée in situ. Cependant, leur exploitation ne permet pas toujours d'obtenir des gammes de précision équivalentes.

- **Les mesures hydrodynamiques**

Les S4 sont adaptés à l'enregistrement de courants multidirectionnels. Cependant, leur diamètre (30 cm) et leur mode de fixation sur une potence à 40 cm du sol empêchent d'acquérir des données dans de faibles tranches d'eau. De plus, Pierowicz & Boswood (1995) soulignent que cet instrument requiert 80 cm d'eau au dessus du capteur pour fonctionner de façon optimale. Ainsi, ces courantomètres sont adaptés à l'enregistrement de données dans le shoaling ou la fin du surf. Ils seront utilisés de façon plus générale pour étudier l'environnement hydrodynamique du système pendant des expérimentations journalières ou mensuelles plutôt que l'étude des processus.

Le courantomètre acoustique (A.D.V.) permet d'enregistrer les vitesses de courant dans de très faibles tranches d'eau. L'étude de l'ensemble des processus avec une très grande précision de mesure est donc possible. Cependant, cet appareil est sensible à la turbidité et enregistre les vitesses suivant deux directions. Les données acquises nécessitent donc un post-

traitement fastidieux pour : 1) vérifier si l'instrument est dans ou hors d'eau, 2) vérifier si les indices de corrélations liés au bruit extérieur sont corrects, 3) calculer la vitesse moyenne et la direction à partir des deux axes de mesure. De plus cet instrument est fragile et coûteux. Il ne pourra donc être installé trop près du fond en présence de sédiments grossiers.

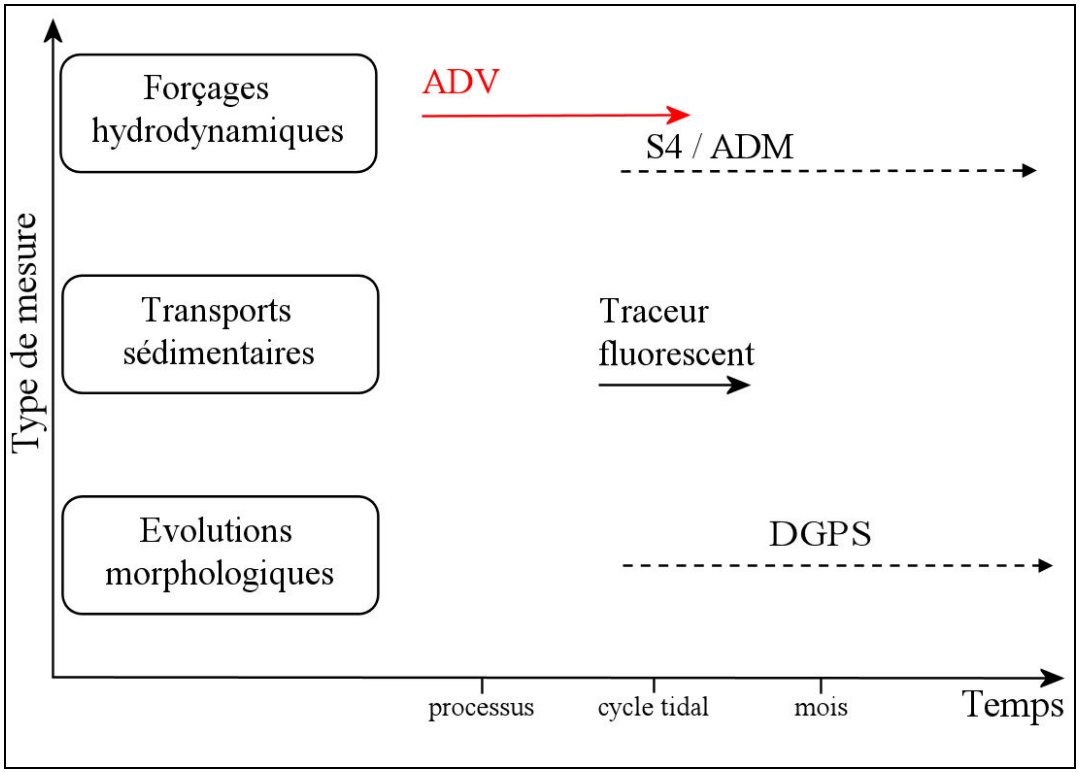


Figure 50: Synthèse des différents types de mesure en relation avec leur échelle de temps adaptée à leur utilisation.

- **Le transport sédimentaire**

L'étude du transport sédimentaire par traceurs fluorescents est basée sur le déplacement du centre de gravité du nuage détecté. Cette technique indique la direction et l'intensité moyenne du transport intégré sur la totalité du cycle de marée. Il s'agit donc du transport résiduel. De plus, les résultats révèlent l'action cumulative du transport par charriage et du transport en suspension. L'influence de chaque mode de transport n'est pas quantifiable. Cependant, cette technique est plus adaptée à la quantification des transports par charriage que par suspension. Malgré les hypothèses simplificatrices qu'elle suppose, elle donne le plus souvent une bonne idée du mouvement moyen des sédiments (Levoy & Monfort, 2002). Par contre, l'intensité du transport est à considérer avec précaution. Les résultats obtenus sur un temps court, généralement un cycle de marée seront représentatifs d'un contexte hydrodynamique particulier. Ces données peuvent donc être extrapolées aux situations similaires (Howa, 2003). Cependant, toutes les situations hydrodynamiques doivent être explorées afin d'avoir une vision globale et intégrée sur un pas de temps long du transit sédimentaire.

- **Les mesures topographiques**

Le DGPS est un outil essentiel pour mesurer la topographie d'une large zone d'estran. Il permet d'acquérir un grand nombre de points sur une grande surface en très peu de temps. De plus, il peut être utilisé de façon autonome et ne nécessite donc pas la présence de plusieurs personnes pour effectuer le levé (à l'inverse des tachéomètres par exemple). Par contre, il permet d'enregistrer seulement les variations topographiques entre deux marées basses et non durant le cycle tidal complet.

Cette synthèse souligne les limites des principales techniques de terrain utilisées afin de permettre la mise en œuvre d'instruments adaptés aux problématiques de chaque mission (Figure.50).

Chapitre IV Evolution d'une flèche d'embouchure en contexte mégatidal

Chapitre IV

Evolution d'une flèche d'embouchure en contexte mégatidal

Dans ce chapitre, l'évolution morphodynamique de la Pointe d'Agon est appréhendée sur une échelle de temps allant de 6 mois jusqu'à la centaine d'années. Les objectifs de cette approche visent à appréhender les évolutions globales de la flèche et comprendre les mécanismes responsables de la formation des crochets observés à son extrémité. A ce jour, plusieurs hypothèses sont proposées sans réel consensus et uniquement pour des environnements micro et mésotidaux. Ces objectifs passent par l'interprétation de l'évolution du trait de côte sur une échelle de temps longue afin de s'affranchir de l'impact des tempêtes.

L'approche choisie se base sur les résultats obtenus à l'aide de techniques complémentaires et adaptées à ce type d'étude. Il s'agit de :

- L'exploitation de photographies aériennes et de cartes anciennes à l'aide d'un outil informatique de type Système d'Information Géographique.

- L'utilisation d'un GPS différentiel centimétrique pour lever le trait de côte et les différentes morphologies du site, ainsi que pour réaliser des profils transversaux le long de la flèche.

L'intégration des différentes échelles d'approche doit permettre de comprendre la morphodynamique de la flèche et d'envisager un scénario d'évolution future de la Pointe d'Agon au regard des résultats obtenus.

I. Evolution séculaire de la Pointe d'Agon (1888-2004)

I.1 Méthodologie

Les photographies aériennes verticales sont régulièrement utilisées pour étudier l'évolution du trait de côte (Mc Bride *et al*., 1991 ; Fox *et al*., 1995 ; Jiménez *et al*., 1995, 1997 ; Isla, 1997 ; Nielsen *et al*., 2003). Leur exploitation permet d'obtenir une vision globale de l'évolution d'un système côtier de façon rétrospective.

I.1.1 Acquisition des données

L'étude est basée sur l'analyse de 17 photographies aériennes de l'Institut Géographique National (IGN) réalisées entre 1947 et 2002 (1947, 1955, 1965, 1969, 1972, 1973, 1975, 1978, 1979, 1983, 1984, 1988, 1992, 1997, 1998, mai 2002 et l'orthophotoplan de mars 2002) (Figure.51).

A cette série de photographies, s'ajoutent 4 cartes anciennes :

- Celle de Beautemps-Beaupré datée de 1831-1832.
- Une seconde où est retranscrit le trait de côte de 1859 et 1888.
- Une troisième carte datée de 1888.
- Enfin, une carte de 1943 réalisée par les Services britaniques.

Afin de compléter ces données, un relevé du trait de côte à l'aide d'un DGPS centimétrique a été effectué en février 2004. Les crochets internes constituant la flèche et les barres présentes sur le delta à cette dâte ont également été positionnées afin de les localiser précisément sur les photographies aériennes verticales.

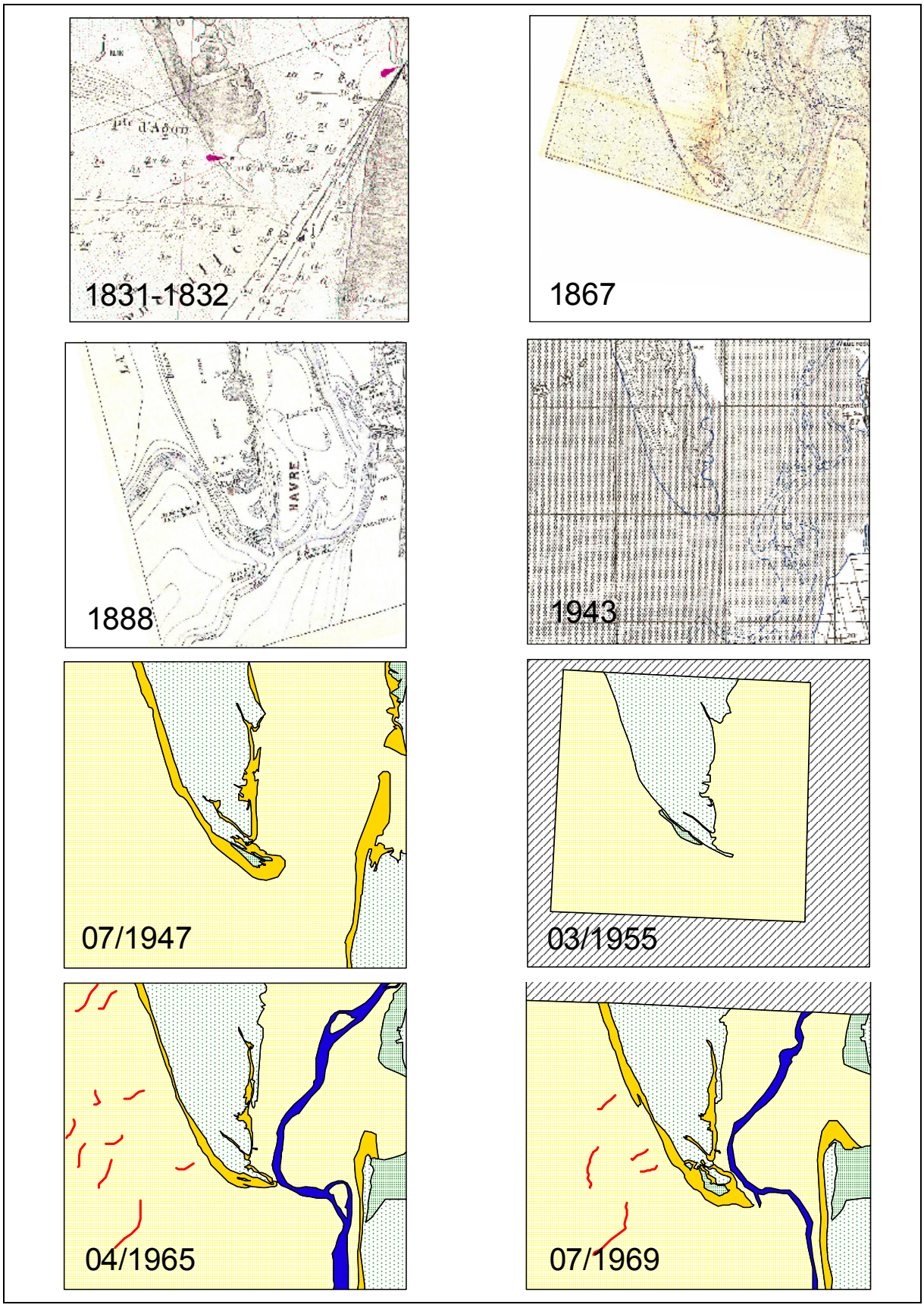
I.1.2 Le traitement

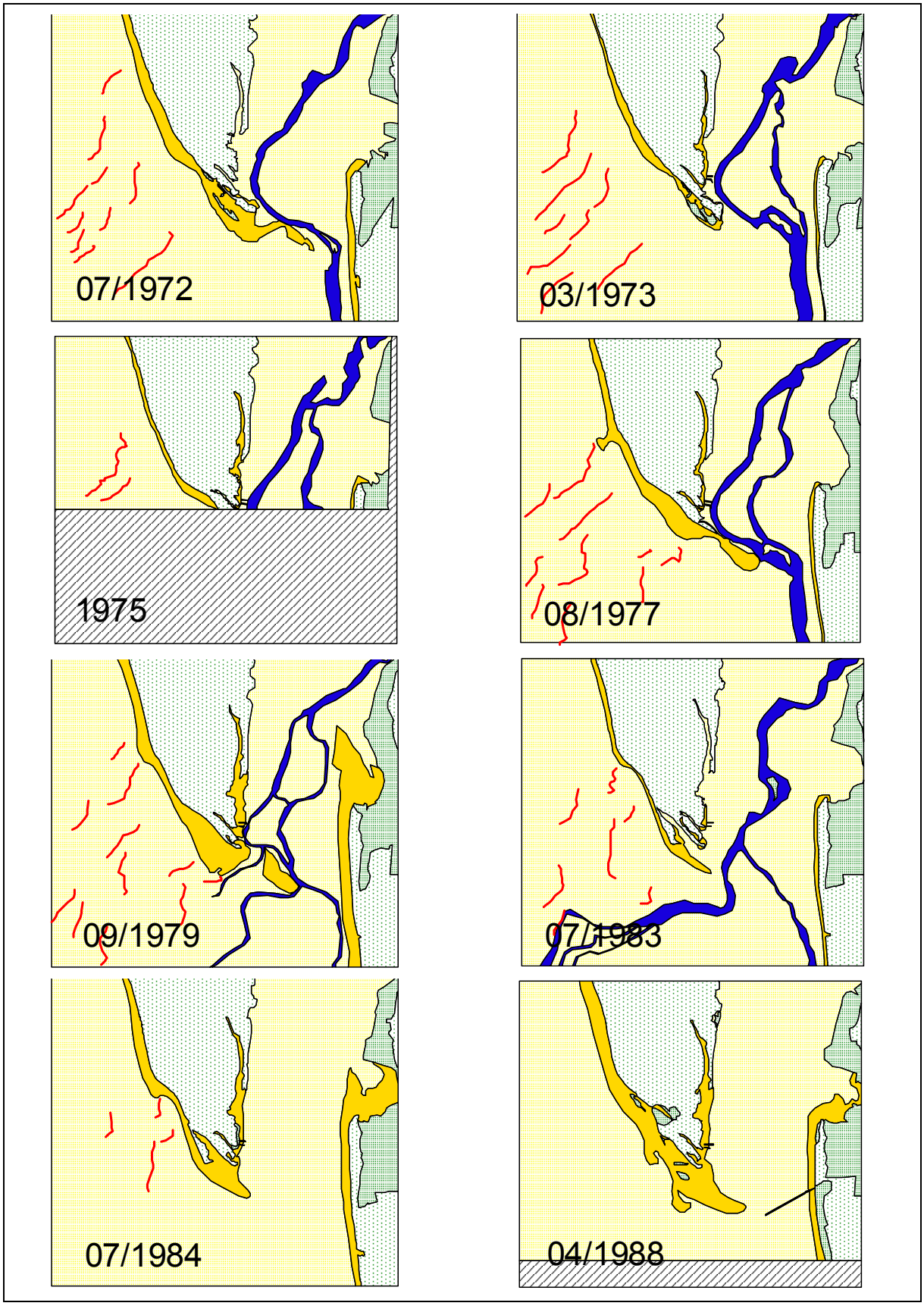
Le traitement de l'ensemble des données repose sur l'utilisation d'un Système d'Information Géographique (ArcView 3.1®). La méthodologie employée a été réalisée suivant une technique standard de photo-interprétation décrite par Thieler & Danforth (1994) et détaillée dans Robin & Levoy (2007a).

Le choix de l'indicateur représentant le trait de côte, interface entre le domaine marin et continental est fondamental. Il doit être facilement identifiable sur les photographies et refléter l'impact des forçages naturels en accord avec les échelles de temps considérées (Leatherman, 2003 ; Graham *et al*., 2003). Généralement dans la littérature, principalement en milieu microtidal, la ligne des plus hautes mers est utilisée pour délimiter le trait de côte (Sabatier, 2001). Le choix de cet indicateur ne se révèle pas judicieux pour des études sur le long terme et dans le cas des environnements à fort marnage caractérisés par des grandes variations de la position de la ligne de rivage. Parker (2003) souligne que le choix de l'indicateur est dépendant des caractéristiques morphologiques et physiques du site, ainsi que de l'échelle de temps considérée pour l'étude envisagée. Ainsi, le choix de la ligne de végétation comme indicateur du trait de côte semble plus adéquat compte tenu des caractéristiques de la zone d'étude.

La ligne de végétation, la limite entre la haute plage et le moyen estran, ainsi que les crêtes des barres présentes sur le delta de jusant ont été digitalisées sur l'ensemble des photographies aériennes (Figure.51). Pour le traitement des cartes, seul le trait de côte de 1888 a pu être numérisé. Le géoréférencement des trois autres cartes n'est pas assez précis du

fait du manque de points de calage reconnus entre les documents et le terrain actuel. Ces cartes permettent seulement une analyse morphologique de la Pointe d'Agon.




07/1972
03/1973
1975
08/1977
09/1979
07/1983
07/1984
04/1988

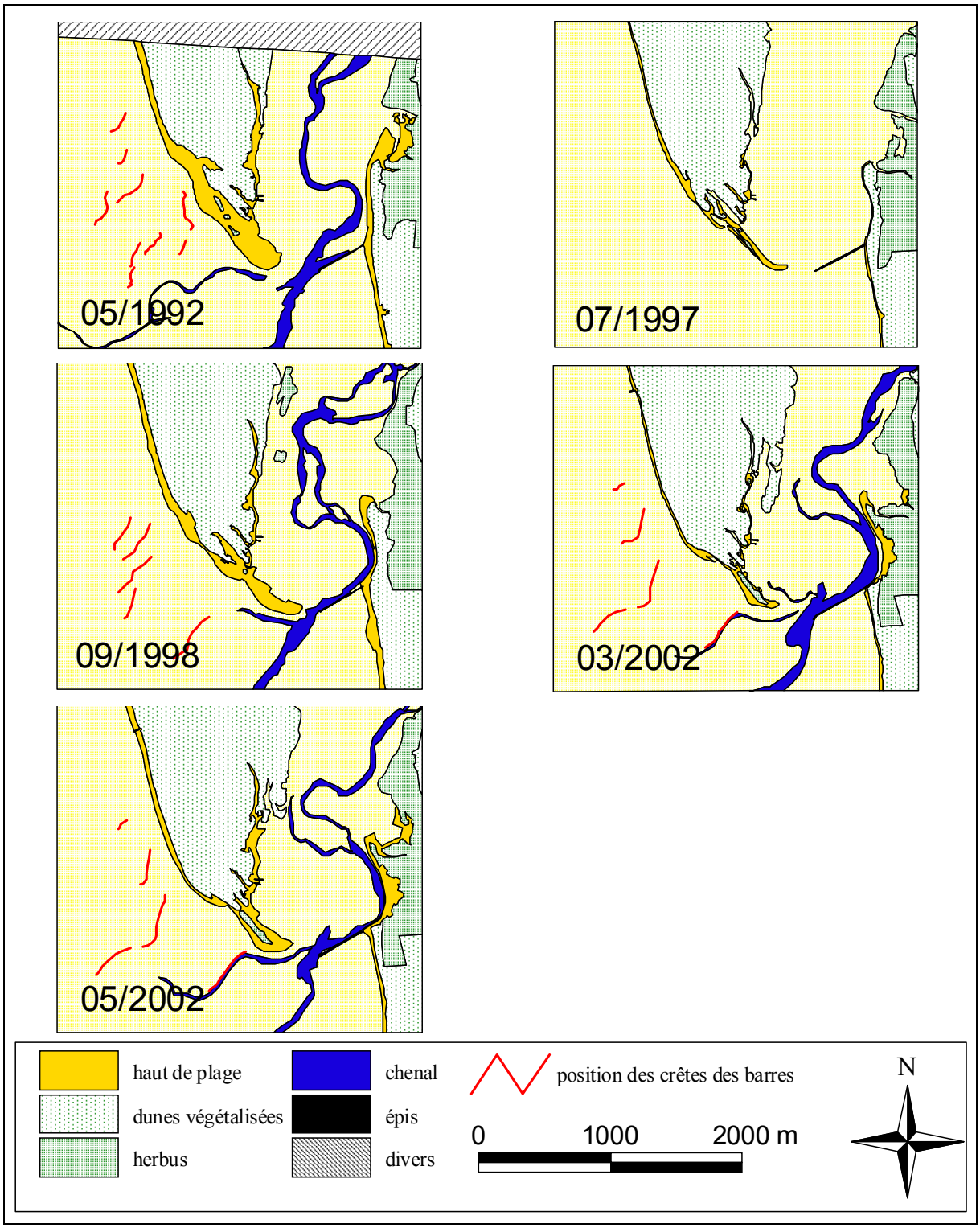


Figure 51: Représentation cartographique de la Pointe d'Agon de 1831 à 1943 et interpretation morphologique issue de photographies aériennes de 1947 à 2002.

La superposition des différents traits de côte permet d'observer leur évolution planimétrique au droit de 76 profils espacés de 25 mètres (Figure.52). Ainsi, la compilation de ces données permet d'analyser l'évolution du trait de côte sur 116 ans.

I.1.3 La marge d'erreur lié au traitement

La marge d'erreur du positionnement du trait de côte par photo-interprétation peut provenir de la somme de plusieurs sources d'incertitudes dont les principales sont les suivantes :

- La qualité de la photographie source.

- Une erreur planimétrique provenant du géoréférencement des photographies et de leurs distorsions résiduelles issues du traitement.

- La précision de la digitalisation des indicateurs par l'opérateur. Pour l'améliorer, la répétition de la digitalisation est souhaitable.

La marge d'erreur de ce type d'approche est estimée à $^{+}/_{-}$ 10 m dans la littérature (Crowell *et al*., 1991 ; Fisher & Overton, 1994 ; Moor, 2000). L'incertitude sur le trait de côte de la carte de 1888 est plus difficile à appréhender car dépendant de la précision du levé. Cependant, Sabatier (2001) estime la marge d'erreur de la position du rivage d'une carte du SHOM de 1895 à $^{+}/_{-}$ 9 m. La marge d'erreur semble compatible entre les deux types de documents justifiant une analyse globale sur plus d'un siècle.

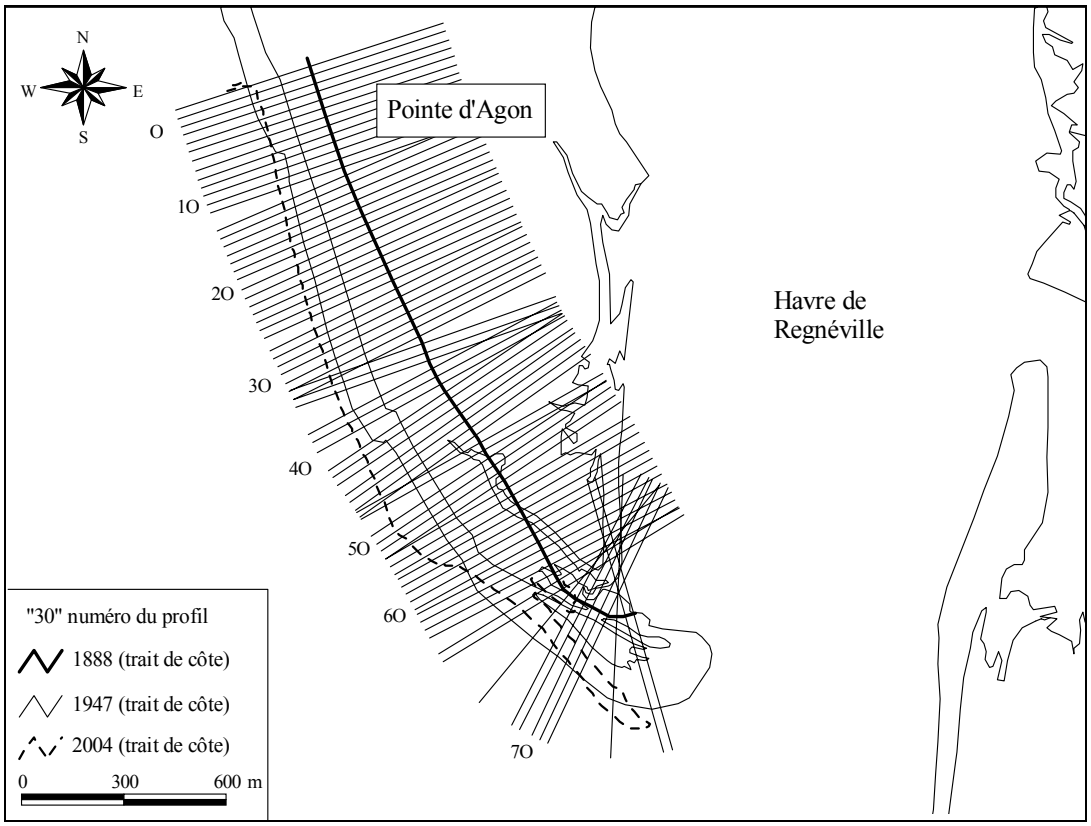


Figure 52: Méthodologie du calcul de l'évolution du trait de côte entre 1888 et 2004.

I.2 Résultats

I.2.1 Evolution résiduelle du trait de côte entre 1888 et 2004

Entre 1888 et 2004, les vitesses d'évolution moyenne du trait de côte le long de la Pointe d'Agon oscillent entre +1.1 et +2.8 m/an (Figure.53). Cela se traduit par une avancée de la ligne de végétation de 130 m (P68) à 340 m (P53). Une analyse détaillée le long de la flèche montre une avancée croissante lorsqu'on se rapproche de l'embouchure. Cette augmentation se fait sentir de la cale des Moulières (P0) jusqu'au profil 53. Ensuite, la vitesse diminue jusqu'au profil 68. La partie distale de flèche indique une accrétion de plus en plus forte sur les derniers profils, mais nettement inférieure à celle observée en amont.

En s'intéressant à l'évolution du trait de côte entre 1888-1947 (date de la première photographie aérienne) et 1947-2004, nous constatons qu'elle est homogène sur les deux périodes pour les profils 1 à 65 (Figure.53). Seule une vitesse plus forte pendant la période 1888-1947 est observée entre le profil 27 et 41. Cela se traduit par une avancée maximale de 55 m (P39) du linéaire côtier entre les deux périodes. A l'inverse l'extrémité de la flèche (au sud du profil 65) connaît des évolutions singulièrement différentes. Une avancée de 150 m au maximum est constatée entre 1947 et 2004 alors qu'elle est seulement de 25 m pendant la période 1888-1947. Cette zone est au droit de l'emplacement des crochets sédimentaires.

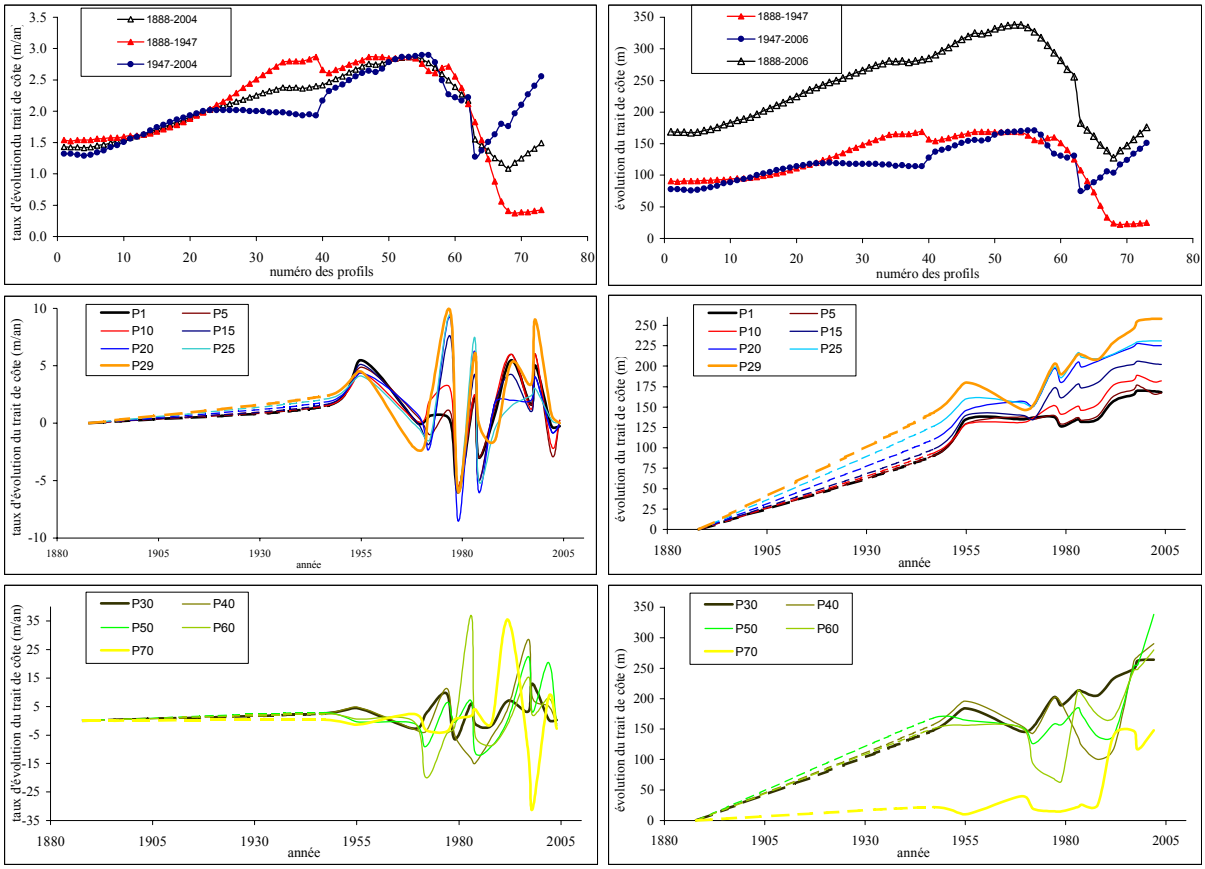


Figure 53: Evolution du trait de côte le long de la flèche entre 1888 et 2004.

I.2.2 Variation de la position du trait de côte entre 1888 et 2004

L'observation détaillée de l'évolution du trait de côte sur l'ensemble des documents montre que sa dynamique n'est pas constante dans le temps, mais subit des variations d'avancée et de recul significatifs (Figure.53). Deux comportements distincts le long de la Pointe d'Agon peuvent être mis en lumière.

• Entre la cale des Moulières et le profil 29, les variations de la position de la ligne de végétation oscille entre + 9.8 et – 8.5 m/an. L'ensemble des profils de ce secteur montre un comportement similaire. Les fluctuations les moins importantes sont observées sur les profils les plus éloignés de l'embouchure (P1, P5, P10). L'avancée du trait de côte est croissante du Nord au Sud (170 m pour P1 et 260 m pour P29).

• Entre le profil 30 et l'extrémité de la flèche les oscillations de la position de la ligne de végétation sont plus fortes que celles du secteur amont (Figure.53). Les vitesses de déplacements du trait de côte fluctuent à une vitesse entre + 37 et – 31 m/an. Les profils aux plus fortes variations sont ceux situés à l'extrémité de la flèche (P60 et P70). L'ensemble des profils présente des tendances différentes les uns des autres. Certaines zones de ce secteur sont en érosion alors que d'autres sont en accrétion significative. Par exemple, en 1977 les profils 30, 40, et 50 sont en accrétion alors que les profils 60 et 70 sont en érosion. Cette hétérogénéité des évolutions est observée sur l'ensemble des clichés excepté en 1988 où les profils de ce secteur montrent un recul généralisé de la ligne de végétation suite probablement aux fortes tempêtes du mois de novembre 1987.

I.2.3 Evolution de l'extrémité des différents crochets sédimentaires

L'extrémité de la Pointe d'Agon est constituée en 2006 de huit crochets sédimentaires bien individualisés. Ces crochets sont composés d'une partie supra-tidale caractérisée par une crête dunaire végétalisée et d'une partie basse soumise à la marée et aux vagues. L'étude de leur dynamique respective est rendue possible sur des pas de temps long grâce aux techniques mises en œuvre.

Entre 1888 et 1972, la partie végétalisée de l'extrémité du crochet n°6 est en recul constant de -2.6 m/an (Figures.54a et 55). A partir de 1972, la dynamique de ce crochet est plus délicate à quantifier. Des blocs servant de protection contre la mer ont été déposés de façon anarchique au pied de l'extrémité du crochet. Néanmoins, un recul de 10 m est constaté jusqu'en 2006 ayant probablement une origine anthropique (un parking est présent à proximité favorisant l'accès au public). La vitesse de recul identique de la partie distale de la flèche entre 1888-1947 (-2.8 m/an) et 1947-1972 (-2.2 m/an) suppose que l'extension maximale de ce crochet est antérieure à 1888. La plate-forme sableuse est quasi-inexistante (de l'ordre de 15 m) depuis la première photographie aérienne de 1947. A cette date, le crochet n°7 plus récent et situé en avant du crochet n°6 est déjà formé.

La partie végétalisée du crochet n°7 subit elle aussi un recul constant depuis 1947 (Figures.54b et 55). Il est de -2.7 m/an entre 1947-1978 et de –3 m/an entre 1983-1997. La formation d'une brèche coupant l'extrémité de la flèche en 1979 ne semble pas perturber la vitesse d'érosion relativement homogène depuis 1947. Depuis 1997, la partie distale de la flèche est relativement stable avec un recul de -0.5 m/an. Malgré un recul constant de la partie

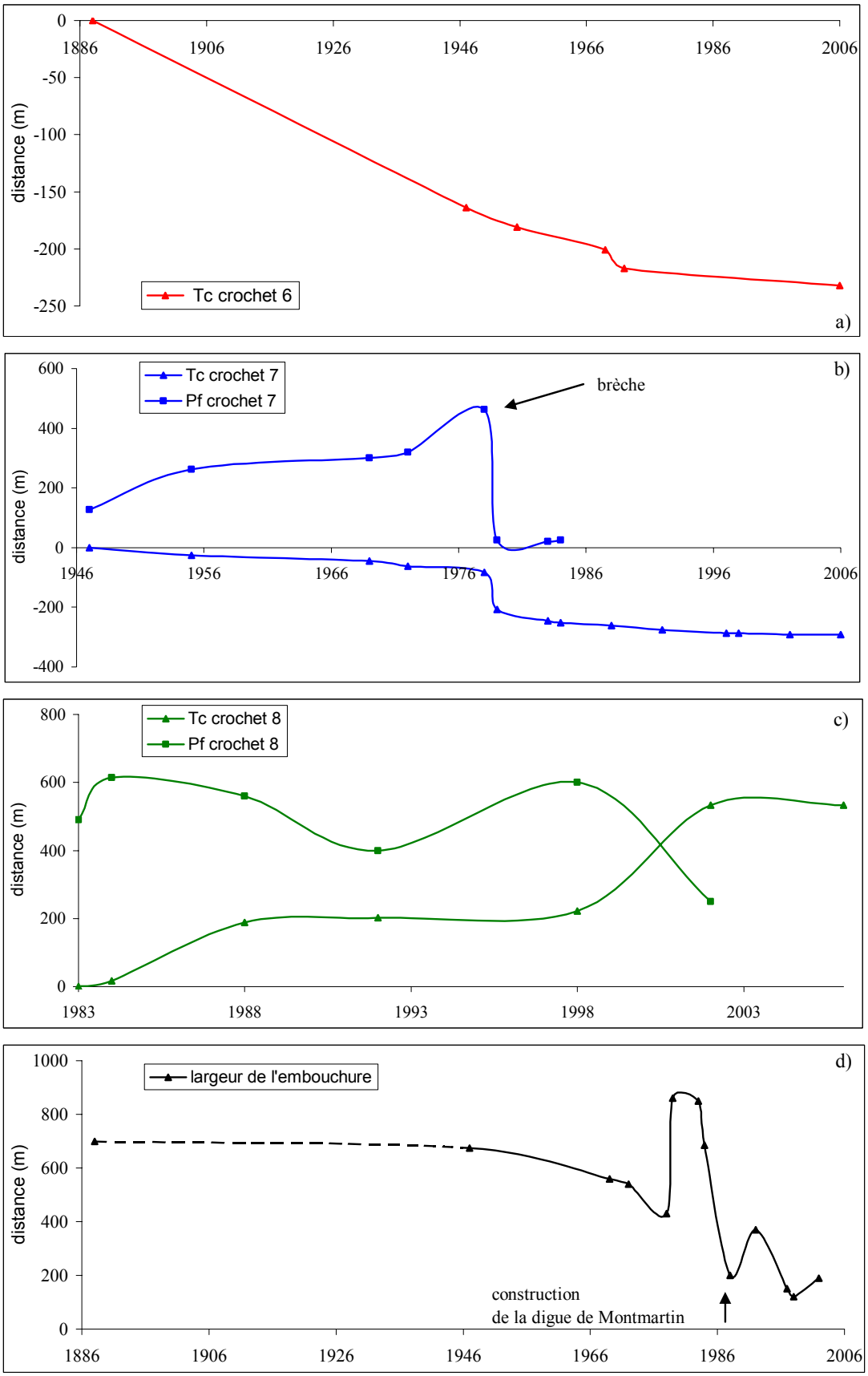


Figure 54: Evolution de la position de l'extrémité du crochet 6 (a), de la position de l'extrémité de la limite de végétation (TC) et de la plate-forme (PF) du crochet 7 (b), de la position de l'extrémité de la limite de végétation et de la plate-forme du crochet 8 (c) ainsi que l'évolution de la largeur de l'embouchure (d).

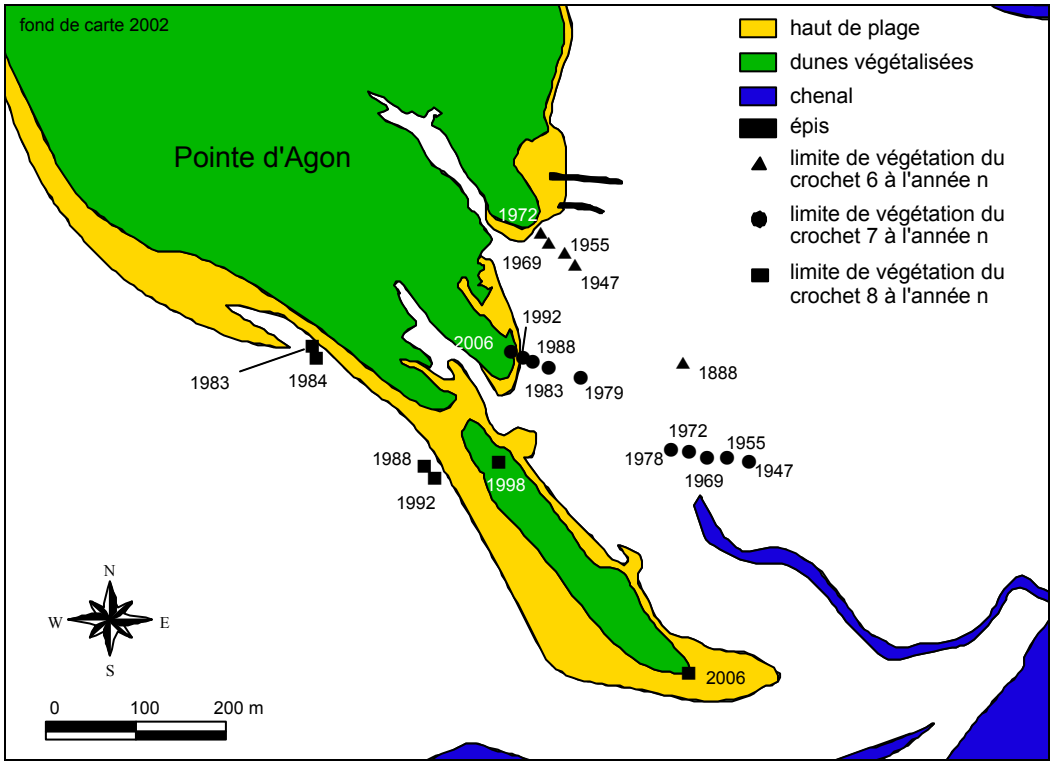


Figure 55: Représentation de la position de l'extrémité des crochets à travers le temps (fond de carte 2002).

végétalisée de la flèche depuis 1947, la longueur de la plate-forme est en extension jusqu'en 1979 où une brèche la réduit de 440 m. Entre 1979 et 1983, la longueur de la plate-forme est petite (25 m) et stable. Cette période correspond à la formation du crochet soumis à la dynamique actuelle (n°8).

La partie végétalisée du crochet n°8 avance régulièrement entre 1983 et 2006 (550 m) (Figure.55). Cependant, cette extension n'est pas constante mais se réalise de manière discontinue suivant des périodes de forte avancée (188 m entre 1983 et 1988 ; 310 m entre 1998 et 2002) et de relative stabilité (50 m entre 1988 et 1998 ; 0 m entre 2002 et 2006) (Figure.54c). La plate-forme connaît une évolution différente de celle de la partie dunaire végétalisée. Sa longueur alterne entre des phases de recul et d'avancée. Les périodes de recul correspondent à une forte avancée de la partie végétalisée (1984-1988 et 1998-2002) alors que les périodes d'allongement coïncident avec des phases de stabilité du milieu dunaire (1992-1998). Cependant, la grandeur des évolutions n'est pas de même valeur. Signalons que cette tendance observée ne s'applique pas à la période 1988-1992 où un fort recul de la plate-forme est associé à une relative stabilité de la partie végétalisée (30 m en 10 ans).

I.2.4 Evolution de la largeur de l'ouverture de l'embouchure

En 1888, l'embouchure du havre de Regnéville est large de 700 m (Figure.54d). En 1947, elle a peu changé et présente une ouverture de 675 m. Une diminution constante est ensuite observée entre 1947 et 1978 du fait de l'allongement de la plate-forme du crochet n°7. En 1979, la divagation du chenal principal provoque une brèche dans ce même crochet induisant une augmentation importante de l'ouverture. Celle-ci passe de 430 m en 1978 à 860

m l'année suivante. En 1983, elle est encore de 850 m avant la construction de la digue basse de Montmartin en 1987 fixant la rive sud de l'embouchure. Bien que dépendante principalement de l'évolution de la Pointe d'Agon, l'évolution de l'ouverture devient uniquement fonction de l'extension de la flèche nord et de sa plate-forme après la construction de cet ouvrage. Depuis 1988, l'embouchure du havre est de 190 m en moyenne devenant la plus étroite de l'histoire du havre.

I.2.5 Evolution du nombre de barres de swash sur le delta de jusant

Le suivi des barres de swash présentes sur le delta de jusant et de leurs caractéristiques morphométriques est possible grâce à la photo-interprétation. Ainsi leur identification a pu être possible sur l'ensemble des photographies aériennes excepté celles de 1947, 1955, 1975 et 1988 prises à marée haute.

L'inventaire des barres de swash observées sur les différents clichés indique qu'elles possèdent une longueur variable située entre 100 et 600 m et sont principalement orientées suivant un axe 10° Nord (Figure.51). Elles sont exclusivement présentes sur la partie amont du delta. Leur nombre varie entre 4 et 11 (Figure.56) sans réelle relation avec leur taille. De plus, leur localisation et leur zone d'apparition sur la partie amont du delta de jusant semblent aléatoire. Certaines barres peuvent être suivies sur plusieurs années alors que d'autres sont observées seulement sur un cliché. Leur migration observée à partir des photographies s'effectue uniquement vers la côte conformément aux observations faites sur d'autres sites dans le monde (FitzGerald, 1984 ; Kana *et al*., 1999 ; FitzGerald *et al*., 2000). Dans quelques cas, deux barres peuvent se rencontrer et s'accoler l'une à l'autre, formant une barre complexe de plus grande dimension. Néanmoins, leur taille reste nettement inférieure à celle évoluant en contexte micro-mesotidal (Smith & FitzGerald, 1999 ; Gaudiono & Kana, 2001). Bien que quelques barres soient suivies sur plusieurs clichés, il est extrêmement rare d'observer leur rattachement avec le littoral. Ce phénomène est observé uniquement sur la photographie de 1984. Les conséquences de cet événement sur la dynamique de la haute plage et du trait de côte seront examinées dans le chapitre suivant. Dans tous les autres cas, elles sont détruites avant d'arriver sur la haute plage et le stock sédimentaire qu'elle représente est redistribué sur le delta par les agents hydrodynamiques. Cependant il est possible que certaines barres s'accolent à la haute plage si la durée entre deux clichés est importante, sans que leur influence sur la morphologie de la flèche ne soit clairement perceptible. L'observation de terrain indique que la majorité des barres sont de faible amplitude (inférieur à 1 m) et peuvent être ainsi détruite rapidement. Seules les barres plus volumineuses semblent perdurer dans le temps.

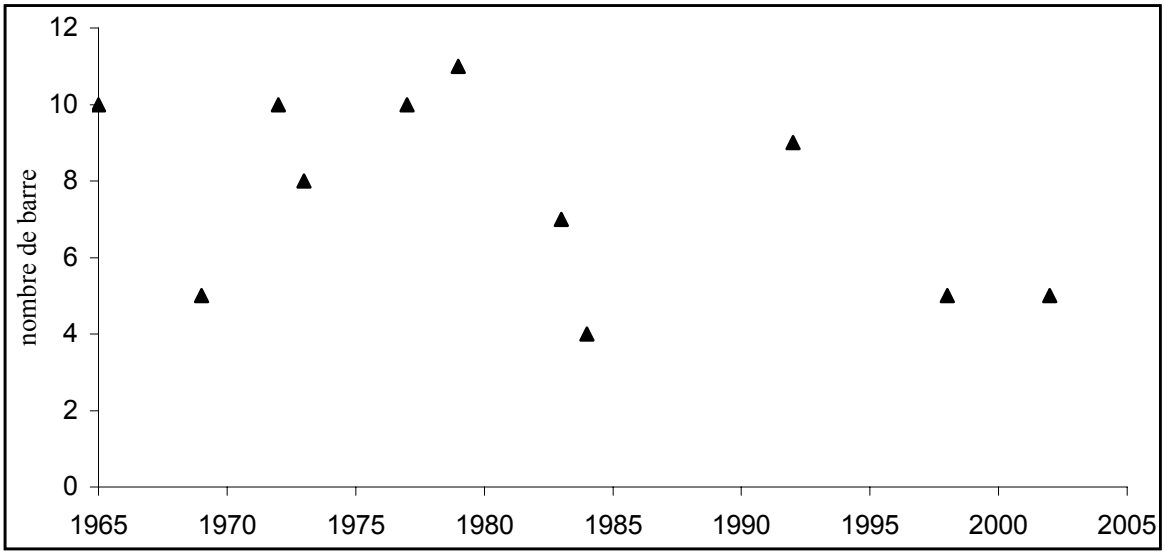


Figure 56: Nombre de barres de swash sur le delta de jusant entre 1965 et 2002.

I.3 Interprétation et discussion

I.3.1 Influence de l'embouchure sur la dynamique du trait de côte

L'étude de l'évolution de la ligne de végétation le long de la Pointe d'Agon depuis plus de 100 ans montre des différences significatives dans sa cinématique. En effet, celle-ci n'est pas homogène spatialement, mais connaît une accrétion croissante en se déplaçant vers l'embouchure jusqu'à une zone où elle devient perturbée (P64). Cette zone correspond à l'espace des crochets sédimentaires. Cette variabilité de l'évolution longitudinale du trait de côte met en lumière l'influence de l'embouchure et de son environnement morphologique et hydrodynamique comme cela est souligné par de nombreux auteurs (Bruun & Gerritsen, 1960 ; Oertel, 1988 ; Levoy, 1994 ; Elias *et al*., 2002). Les études quantifiant l'évolution du trait de côte et l'extension spatiale de l'influence d'une embouchure sont rares dans la littérature. Hicks *et al*., (1999) observe en Nouvelle Zélande (énergie mixte dominée par la marée, prisme tidal de 0.95 10^8 m^3/cycle de marée) que la dynamique du littoral subit l'influence de l'embouchure jusqu'à 2 km en amont et en aval de celle-ci. Les travaux de Fenster et Dolan (1996) en Virginie (énergie mixte dominée par la marée, prisme tidal de 5.6 10^8 m^3/cycle de marée) indiquent une distance maximale de 6.8 km de part et d'autre de l'embouchure. Grâce à l'ensemble des données receillies dans cette région, ces auteurs trouvent une relation entre le prisme tidal et la distance minimum, moyenne et maximale de l'influence de l'embouchure sur la dynamique du trait de côte. Ainsi, lorsque le prisme tidal augmente, le volume et la taille du delta de jusant sont plus importants (Walton & Adams, 1976) induisant une plus large influence sur le comportement et le budget sédimentaire du littoral au voisinage des embouchures (Fenster & Dolan, 1996). A la Pointe d'Agon, l'étude montre que l'influence de l'embouchure sur la dynamique du trait de côte se fait ressentir jusqu'à une distance de 1.8 km au minimum sur la côte amont (Figure.53). Sachant que le prisme tidal moyen de vive eau à l'entrée du havre de Regnéville est de 0.46 10^8 m^3/cycle de marée, les résultats obtenus sont dans l'ordre de grandeur de ceux observés par Fenster et Dolan (1996) et Hicks *et al*., (1999), confirmant l'existence d'une relation entre le prisme tidal et l'extension spatiale de l'influence d'une embouchure sur la dynamique du littoral adjacent.

I.3.2 Non linéarité de la dynamique du trait de côte à l'extrémité de la Pointe d'Agon

Le travail réalisé à l'aide de l'étude de photographies aériennes verticales et de cartes anciennes permet d'appréhender l'évolution du trait de côte à plusieurs échelles de temps.

Sur un pas de temps long entre deux documents (de l'ordre de 60 ans), la dynamique du trait de côte est constante le long de la flèche entre 1888-1947 et 1947-2004. Cela révèle que les éléments de forçage principaux (dérive littorale provenant du Nord, climat d'agitation) sont probablement constants depuis la fin du 19ème siècle ou tout du moins que leurs variations dans le temps ont des conséquences qui s'annulent. Seule l'extrémité de la flèche présente des variations significatives entre les deux périodes. Cependant, cette différence d'évolution est à relativiser. En 1888, le crochet n°6 est large et bien développé. Sa position externe recouvre l'emplacement du crochet n°7 non formé à cette époque. Une importante érosion du crochet n°6 a probablement eu lieu entre 1888 et 1947 comme le prouve la large zone plane actuelle entre ce crochet et le n°7 ainsi que la morphologie en micro-falaise de sa face externe. De plus, des récits historiques font état que les navires naviguaient au pied du phare au début du 20ème siècle. La dynamique de cette zone semble être influencée par des forçages différents de ceux s'exerçant en amont de la flèche. Ceci confirme les travaux de FitzGerald (1988) et Nordstorm (1987) qui indiquent que l'évolution du trait de côte au voisinage des embouchures peut être fortement non linéaire. Par exemple, des phases d'accrétion et d'érosion sont contrôlées par le changement de volume du delta de jusant avec des cycles de plusieurs années. Durant ces cycles, la formation, la migration puis l'attachement des barres de swash avec le littoral créent des perturbations sur la dynamique du trait de côte. Des cycles plus longs (plusieurs décades) liés à la migration du chenal principal peut influencer également la dynamique du littoral au niveau de l'embouchure. A l'extrémité de la Pointe d'Agon, cette non linéarité de l'évolution du trait de côte se retrouve et semble liée à la présence des crochets sédimentaires et du chenal. Le rythme et les mécanismes responsables de leur formation seront étudiés dans le prochain chapitre.

L'étude de l'évolution du trait de côte sur une échelle de temps plus courte (quelques années à décennies) met en lumière un comportement différent de celui observé sur le long terme. La constante avancée du linéaire côtier mise en lumière sur une grande partie de la flèche depuis 1888 est constituée de phases d'avancée et de recul de la ligne de végétation. Alors que les tendances de l'évolution du trait de côte sont similaires sur une majeure partie de la flèche (de P1 à P29), elles présentent des variations significatives et de plus grandes amplitudes à son extrémité. Ces différences de comportement confirment le fonctionnement différent de la dynamique du trait de côte entre l'extrémité de la flèche (zone des crochets) et sa partie amont. Cette dernière semble être forcée uniquement par les variations du climat d'agitation et les événements de tempête se répercutant de façon relativement uniforme sur l'ensemble de cette partie de la flèche. L'extrémité semble quant à elle forcée par un paramètre supplémentaire n'agissant pas de façon identique sur l'ensemble de la partie terminale de la flèche.

I.3.3 Incidence de l'évolution du trait de côte sur l'orientation générale de la Pointe d'Agon

L'étude des documents historiques a permis de mettre en évidence que le trait de côte avance de manière croissante en se rapprochant de l'extrémité de la flèche (jusqu'au profil 54) (Figure.53). Sur le profil 1 (situé au niveau de la cale des Moulières), la ligne de végétation a avancé de 170 m entre 1888 et 2004 alors que sur le profil 54, cette distance atteint 338 m pour la même période. La dissymétrie de la cinematique du trait de côte entre le Nord et le Sud et son caractère linéaire sur le long terme induit un pivotement de l'axe de la Pointe d'Agon. En 1888, l'orientation de cette partie de la flèche était de 128° Nord, puis 134° en 1947 et enfin 145° en 2002.

La partie de la flèche au Sud du profil 54 présente des évolutions du trait de côte plus complexes sur le long terme, liées probablement à la formation des crochets sédimentaires. Néanmoins, l'axe des différents crochets indique que ceux ci sont globalement orientés NW-SE. L'extrémité de la Pointe progresse donc sur le long terme suivant cette direction avec une rotation continue de sa partie amont.

I.3.4 Evolution de la plate forme

L'organisation des crochets de la Pointe d'Agon est classiquement observée dans la littérature (Nielsen *et al*., 1988 ; Firth *et al*., 1995 ; Ciavola, 1997 ; Blair, 1999 ; Novak & Pedersen, 2000 ; Makinen & Räsänen, 2003). Toutefois, ces études portent généralement sur des environnements micro ou mésotidaux où la plate-forme est toujours positionné en zone subtidale conformement au concept établi par Meistrell (1972). En régime de fortes marées comme à la Pointe d'Agon, la plate-forme est immergée seulement pendant une courte partie du cycle tidal. De plus, il est fréquent, suivant les conditions de marée, que celle-ci ne soit recouverte entièrement que pendant quelques jours par mois limitant l'action des agents hydrodynamiques sur sa morphologie et son extension. Pendant ces périodes d'exondation, la partie haute de la plate-forme subit uniquement l'influence éolienne. Le pied de la dune quant à lui est influencé par les agents hydrodynamiques uniquement lors des périodes de grandes marées associées à des événements de tempêtes. La particularité marégraphique de l'environnement étudié tend à favoriser la stabilité de la flèche par comparaison à d'autres sites au marnage moins important.

La relation entre la construction des crêtes dunaires et la dynamique des plate-formes a pu être mise en lumière sur les crochets n°7 et 8. Conformément aux travaux de Meistrell (1972) et Nielsen *et al*., (1988), l'extension de ces deux corps sédimentaires ne s'effectue pas en phase, mais de façon décalée. Les périodes d'allongement de la plate-forme correspondent à des phases de stabilité (crochet n°8) ou de recul (crochet n°7) du milieu dunaire. Puis celui-ci avance fortement en se végétalisant, diminuant la longueur de la plate-forme (crochet n°8). Ces observations rendent délicat l'utilisation du modèle de Kraus (1999) dans nos environnements à forte marée. Premièrement, ce modèle fait l'hypothèse que la partie dunaire et la plate-forme ne forment qu'un seul corps sédimentaire. Aux vues de la longueur de cette dernière et de ses fortes variations, il semble difficile d'associer les deux entités. Deuxièmement, leurs évolutions ne sont pas linéaires sur la période choisie et s'effectuent épisodiquement. Ces observations renforcent l'idée que ce modèle ne peut être appliqué que pour des évolutions sur le long terme et pour des systèmes à faibles marées. De plus,

l'utilisation de ce modèle pour les flèches à crochets sédimentaires ne semble pas indiqué du fait de la non prise en compte de leur possible formation.

En effet, lorsqu'un nouveau crochet se forme, l'ancien arrête sa progression car il n'est plus alimenté par le transport sédimentaire. Le cordon dunaire subit alors un recul constant de l'ordre de –2.7 m/an sur le site de la Pointe d'Agon. Sa plate-forme devient réduite, souvent inférieure à 20 m. Il s'agit d'ailleurs plutot d'un haut estran à faible pente que d'une plate-forme. L'ancien crochet passe alors d'un système ouvert (océan) gouverné par l'agitation à un système abrité contrôlé par les courants de vidange et la divagation du chenal principal. Ce constant recul de l'extrémité du crochet peut être actif sur de longues périodes, supérieures à 100 ans comme le montre l'évolution du crochet n°6 (Figure.54a).

I.3.5 La largeur de l'embouchure

La largeur de l'embouchure du havre de Regnéville connaît depuis 1888 une constante diminution. Elle est passée de 700 m en 1888 à 190 m en 2006. Bien que ce phénomène fut perturbé en 1979 par l'ouverture d'une brèche dans le crochet n°7 qui a permis d'élargir de façon naturelle la section d'ouverture, l'évolution constatée antérieurement a repris à partir de 1983. De nos jours, la largeur de l'ouverture est la plus petite constatée depuis plus de cent ans. Cette tendance est induite par la progression continue de la Pointe d'Agon vers le SE et la stabilité de la partie aval de l'embouchure maintenant fixée par une digue basse en enrochement perpendiculaire au trait de côte. A l'heure actuelle le chenal principal est canalisé entre le musoir de cet ouvrage et l'extrémité de la plate-forme du crochet n°8, ce qui réduit fortement la morphogenèse de l'extrémité de la flèche.

I.4 Conclusions

L'évolution de la Pointe d'Agon sur le long terme permet d'apporter des informations supplémentaires sur la morphodynamique de ces corps sédimentaires dont le sujet a été à ce jour peu étudié dans des environnements à marées. Des conclusions sur la dynamique sédimentaire et la climatologie du site peuvent également être avancées. Ainsi, plusieurs points méritent d'être soulignés.

- Le trait de côte le long de la flèche et plus particulièrement sur sa partie amont est en avancée continue depuis 1888. Cette constatation permet d'estimer que les paramètres responsables de son évolution sont restés inchangés sur plus d'un siècle. Les principaux forçages sont les suivants (Stive *et al*., 2002) :

∗ L'élévation du niveau marin tend en théorie à rendre vulnérable les zones les plus hautes du profil côtier. De plus, l'augmentation générale de la profondeur d'eau doit faciliter la propagation des plus fortes houles et accroître leur caractère érosif. Malgré la théorie de Brunn (1972) qui considère un recul homogène de la ligne de rivage sous de telles conditions, l'élévation du niveau marin moyens (de l'ordre de 11 à 12 cm depuis 1888) ne semble pas avoir d'influence significative sur la dynamique du trait de côte à la Pointe d'Agon.

∗ Le climat d'agitation moyen et la fréquence des tempêtes ne semblent pas au vu de la dynamique du trait côte avoir connu des changements fondamentaux depuis 1888.

∗ Le taux de transport sédimentaire entrant dans le système semble inchangé. L'appauvrissement potentiel du stock sédimentaire de l'avant-côte, les extractions massives de sable en amont et sur la zone d'étude (entre le 20ème siècle jusqu'au début des années 1970, De Saint Denis, 2001) apparaît être compensé par une nouvelle source d'apport. L'érosion du haut estran constaté au Sud du havre de Blainville et au droit de la commune d'Agon-Coutainville (au Nord de la cale des Moulières) (Levoy, 1994) en est peut être la cause.

• La linéarité de l'évolution du trait côte le long de la flèche sur une échelle long terme masque des variations significatives de sa dynamique sur des échelles plus courtes. Ce comportement se rapproche de celui des plages « ouvertes » également sujettes à des fluctuations court terme de leur dynamique par rapport à une tendance long terme linéaire (Dolan *et al*., 1978 ; Guillén *et al*., 1999 ; Stive *et al*., 2002).

• La partie de la flèche subissant l'influence de l'embouchure (au moins 1.8 km) est cohérente avec l'ordre de grandeur observée sur d'autres sites aux caractéristiques hydrodynamiques différentes (Fenster & Dolan, 1996).

• Bien que la morphologie de l'extrémité de la flèche ressemble à celle décrite par Meistrell (1972), une différence dans sa morphodynamique est mise en évidence. Généralement, la plate-forme est toujours recouverte par une tranche d'eau induisant une évolution sur l'ensemble du cycle de marée. Dans les environnements à fortes marées, la plate-forme est submergée seulement pendant une partie du cycle de marée impliquant une période plus courte de mise en mouvement de celle-ci. De plus, bien que l'étude de Meistrell ne s'intéresse pas à cet aspect, les processus physiques responsables de sa dynamique sont évidemment différents (absence de l'action éolienne et du swash dans les autres environnements).

• L'allongement des flèches s'effectue de manière discontinue en parallèle de l'extension de la plate-forme (supérieure à 70 m/an), phénomènes observables sur quelques années. A l'inverse, lorsque la flèche est coupée du domaine océanique par la création d'un nouveau crochet, elle subit un recul important et constant (de l'ordre de –2.7 m/an) sur une longue période de temps (supérieur à 100 ans).

II. Etapes et rythmes de formation d'une flèche sédimentaire à crochets

Cette partie est présentée sous la forme d'un article dont les références sont les suivantes :

Robin, N., & Levoy, F, (2007). Etapes et rythmes de formation d'une flèche sédimentaire à crochets multiples en environnement mégatidal, Zeitschrift für Geomorphologie, Vol.51.

L'objectif de cette publication est d'apporter des connaissances nouvelles sur la formation des flèches à crochets dans des environnements macro et mégatidaux. La morphodynamique de ces flèches sableuses est encore mal connue. La formation et l'évolution des crochets sont expliquées par diverses hypothèses (changement de direction de la houle incidente, phénomène de réfraction à l'extrémité de la flèche, migration et

attachement des bancs littoraux avec le littoral….) sans réel consensus, d'autant moins sur les côtes à marées.

L'exploitation de photographies aériennes sur un pas de temps semi-séculaire complétée par des mesures topographiques sur le terrain permet d'observer la formation d'un nouveau crochet à l'extrémité de la Pointe d'Agon. La relation entre la dynamique d'une barre de swash présente sur le delta de jusant et celle du trait de côte est mise en évidence. En effet, la migration de cette barre vers le haut de plage engendre une modification du flux sédimentaire longitudinal. Cette perturbation induit un dépôt de sédiment sur la haute plage en amont de la barre et provoque une érosion en aval. La barre et le tombolo qui se forme entre celle-ci et le rivage jouent alors le rôle d'un « épi » naturel, à l'origine d'une réorientation du tracé du trait de côte à l'extrémité de la flèche, favorisant la création d'un nouveau crochet terminal. L'apparition de celui-ci est également étroitement liée à la dynamique du chenal principal dans l'embouchure du havre de Regnéville. En migrant vers le Nord, il bloque, à l'extrémité de la flèche, une partie du transport sédimentaire sur le haut de plage contribuant à la formation d'une large plate-forme sédimentaire support au développement du nouveau crochet.

Ainsi, l'allongement et la morphologie globale de la Pointe d'Agon apparaissent fortement contrôlés par la migration des barres de swash sur le delta de jusant du havre de Regnéville. Ces barres agissent sur des pas de temps pluriannuels. Si la phase de migration des barres sur le delta est de l'ordre de 12 ans, la formation des crochets terminaux végétalisés s'observe sur des durées équivalentes sur la période récente, soit au total un mécanisme qui s'opère sur près de 25 ans, entre l'apparition d'une barre et la présence d'un crochet stabilisé.

Par ailleurs, l'étude des photographies aériennes apporte de nouvelles informations sur la cinématique des barres de swash en environnement mégatidal. Il s'avère qu'elles migrent continuellement vers la côte avec une vitesse de 35 m/an. A proximité du haut de plage, une nette accélération de leur mouvement est observée (118 m/an). Ces résultats sont différents de ceux observés dans les environnements micro et mésotidaux, mais sont conformes au caractère réflectif des hauts estrans mégatidaux. De plus, les faibles vitesses relatives de migration observées en font des morphologies qui vont perturber la dynamique sédimentaire et l'évolution du trait de côte sur des pas de temps pluriannuels, ceci malgré la réduction de leur taille pendant leur déplacement vers le rivage. Ces nouveaux éléments de compréhension sont de nature à mieux prévoir l'évolution complexe des plages et du trait de côte à proximité des embouchures tidales et à expliquer la construction des flèches sédimentaires sur des pas de temps séculaires.

III. Evolution récente de la Pointe d'Agon (2004–2006)

III.1 Méthodologie

Le but de ce sous-chapitre est de présenter les résultats portant sur les changements morphologiques mesurés sur la période 2004-2006 (2 ans). Ces résultats sont issus directement de profils transversaux ou extrait de modèles numériques de terrain (Figure.57), ainsi que des levés de la ligne de végétation.

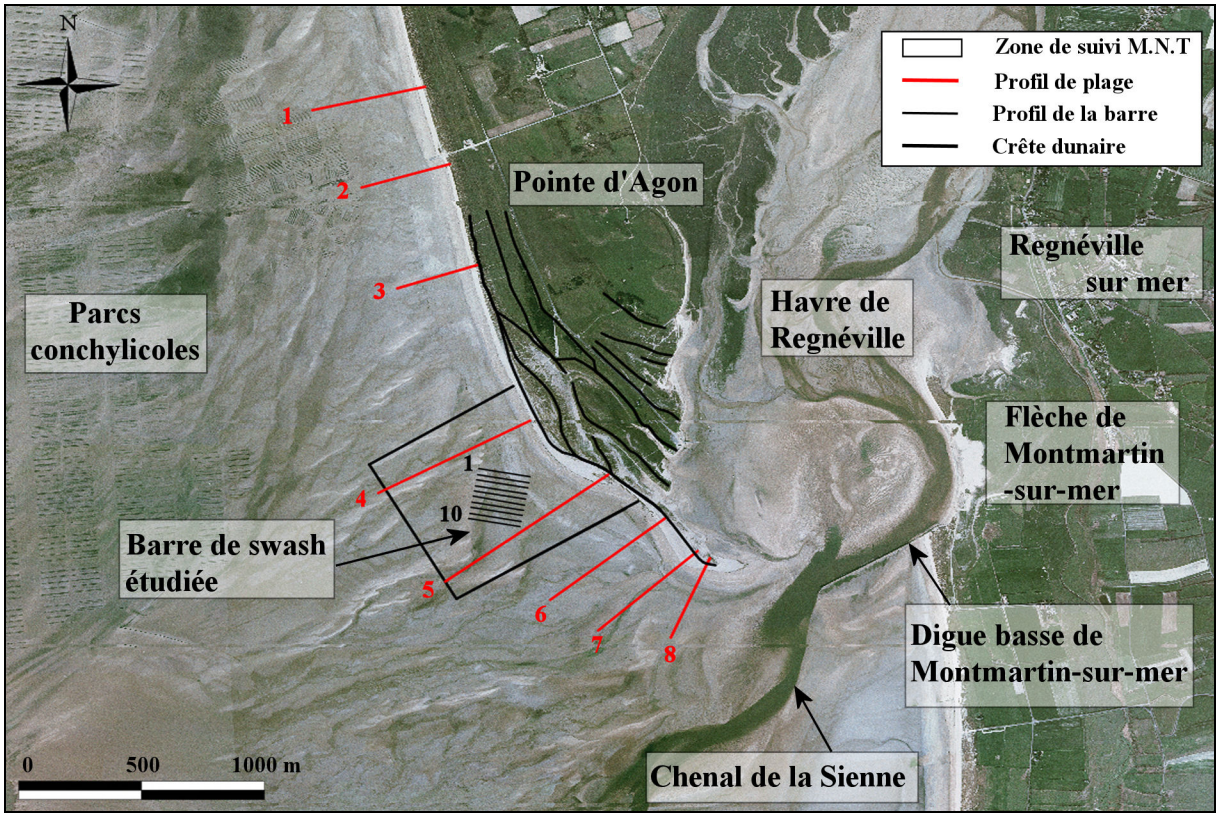


Figure 57: Localistaion des profils transversaux.

III.1.1 Acquisition des données topographiques

Le site a fait l'objet d'un suivi topographique saisonnier (en février et juillet ou août) entre le Nord de la zone d'étude et l'extrémité de la flèche entre février 2004 et l'été 2006.

Six profils (P1-2-3-6-7-8) ont été réalisés à l'aide d'un DGPS (Figure.57). Les levés sont effectués à pied à l'aide d'une canne de 2 mètres de hauteur en mode « point par point ». L'utilisation de ce matériel permet de travailler en absolu et de réaliser systématiquement le même profil. L'écart de position (X,Y) entre un point mesuré et le profil théorique est inférieur à 20 cm. L'erreur altimétrique est estimée à $^{+}/_{-}$ 2.5 cm. Le début de chaque profil est localisé dans le cordon dunaire. Leur longueur varie entre 200 et 600 mètres.

Deux profils (P4-5) sont issus des modèles numériques de terrain réalisés pour le suivi surfacique de la barre de swash étudiée (Figure.57). Leur date de réalisation diffère

légèrement des six autres transects. Le profil P4 est situé en amont et P5 en aval de cette barre. L'extrémité à terre de ces deux profils correspond à la limite de la ligne de végétation. Leur longueur est respectivement de 700 et 900 mètres.

L'ensemble des profils ont été ensuite comparés les uns aux autres. Leur superposition permet d'étudier leur évolution altimétrique et de calculer leur variation volumétrique. Cette analyse a été réalisée sur trois zones : supratidale, haut de plage et moyenne plage, mais également intégrée sur l'ensemble de chaque profil. Ainsi, l'évolution transversale et longitudinale de la flèche sur une période de plus de deux ans peut être décrite finement. L'évolution de la barre de swash étudiée sera appréhendée principalement dans le prochain chapitre.

III.1.2 Positionnement de la limite de végétation

Des levés de la ligne de végétation ont été réalisés en parallèle des profils à l'aide du même équipement. La zone du levé débute à la cale des Moulières au Nord jusqu'à l'extrémité de la flèche (Figures.52 et 57). La précision en X et Y est centimétrique. L'exploitation des données est menée à l'aide d'un logiciel S.I.G (ArcView 3.1) suivant la méthode décrite dans le paragraphe I.1.2 de ce chapitre. Les transects d'évolution (espacés de 25 m) sont identiques à ceux de l'étude du trait de côte sur le long terme. 20 transects au Sud du profil P70 ont été ajoutés pour avoir plus de précision sur l'évolution de l'extrémité de la flèche (Figure.52).

III.1.3 L'analyse morphodynamique

Dans ce sous-chapitre, seules les évolutions morphologiques sont commentées. L'analyse morphodynamique associant les changements morphologiques et l'hydrodynamisme n'est pas possible. En effet, rappelons que les données d'agitation sur deux années sont issues d'une bouée du C.E.T.M.E.F positionnée au voisinage de l'archipel des Minquiers (Figure.30). La propagation et l'atténuation de la houle entre ce point de mesure et la Pointe d'Agon ne sont pas connues avec précision. Des différences notables peuvent survenir entre les données enregistrées au large et celles observées sur la côte. Il est donc difficile de relier un climat d'agitation local avec les modifications morphologiques mesurées. Par ailleurs, le temps écoulé entre les levés est important (6 mois) et donc trop integratrice d'événements hydrodynamiques variés. A noter que durant ces périodes, aucune différence majeure dans la fréquence et l'intensité des tempêtes n'a pu être observée. L'occurrence des fortes marées théoriques est également homogène entre chaque période de levés topographiques.

III.2 Résultats

III.2.1 Evolution du trait de côte entre 2004 et 2006

La dynamique de la ligne de végétation est relativement homogène entre les profils P1 et P52 (Figures.52 et 58). Une avancée de l'ordre de 10 m en deux ans est constatée. Une variation saisonnière de cette limite est perceptible. Une plus forte avancée sur les levés d'été

(08/05 et 05/06) est mise en évidence, alors que ceux d'hiver sont caractérisés par une stabilité (02/05) ou un recul (02/06).

La zone au droit de la barre (P58 à P78), correspondant également au secteur de changement d'orientation de la Pointe d'Agon, subit une forte avancée de la ligne de végétation (60 m en deux ans) (Figure.58). Elle est continue sur l'ensemble des levés excepté pour la période hivernal 2005-2006. L'évolution du trait de côte constatée entre février-aout 2005, et entre le mois d'août 2005 et de février 2006 s'annule, temoignant de la réactivité saisonnière du trait de côte, nottament à l'abri de la barre de swash.

A l'opposé, l'extrémité de la flèche (au Sud de P75) connaît un fort recul (maximum de –33 m en deux ans) (Figure.58). Cette zone est constamment en érosion sur l'ensemble des levés avec un maximum de –17 m sur la période allant de juillet 2004 à février 2005.

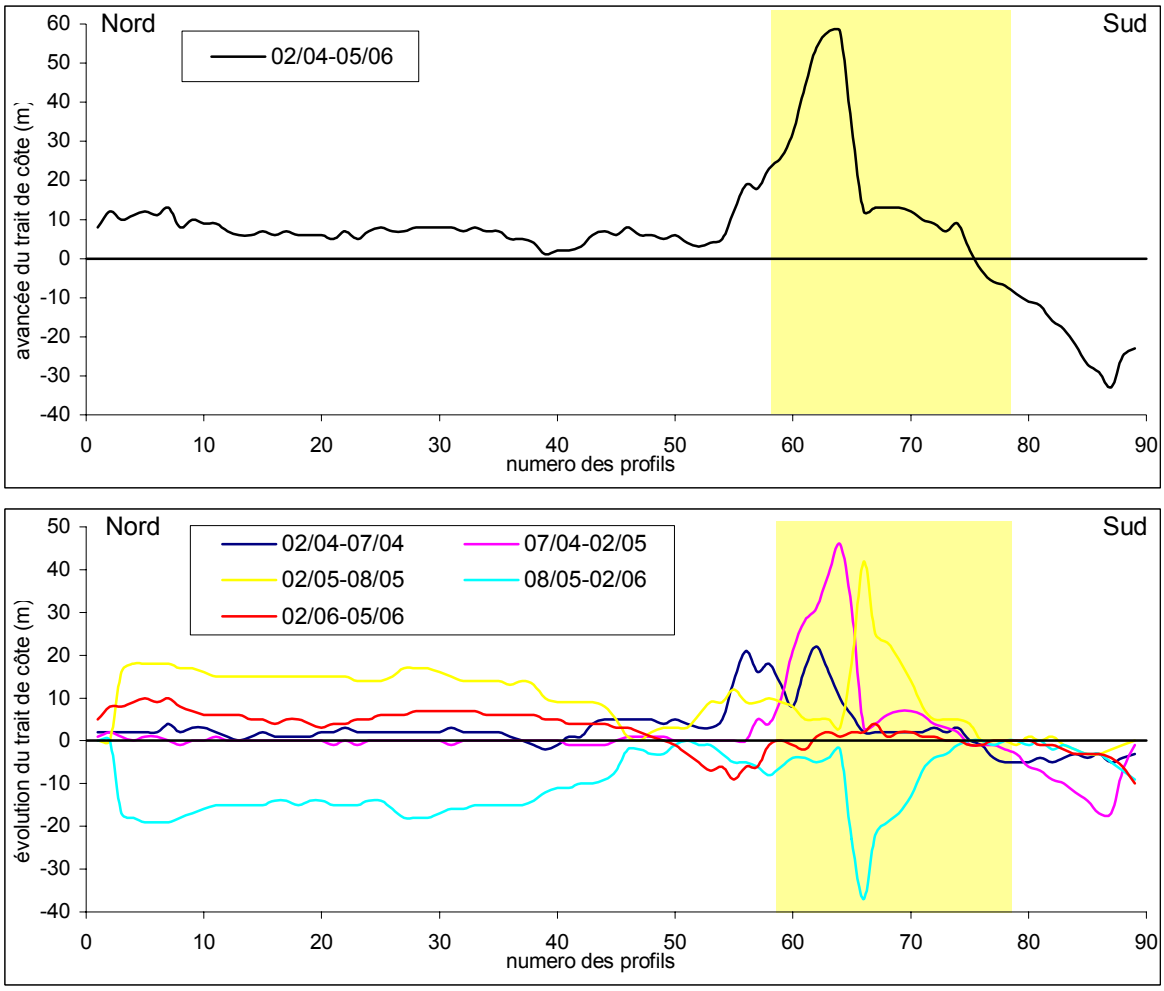


Figure 58: Evolution du trait de côte entre février 2004 et mai 2006 (la zone en couleur correspond au trait de côte au droit de la barre).

III.2.2 Evolution des profils de plage

III.2.2.1 Profil 1 (au Nord de la cale des Moulières)

La partie supratidale du profil est toujours en accrétion (pouvant atteindre 1 m entre février 2006 et mai 2006) (Figure.59). Sur deux ans, cette évolution se traduit par une élevation de 1.2 m au maximum (Figure.69). La haute plage subit une érosion continue (de l'ordre de –0.45 m, mais pouvant atteindre –0.75 m entre février et juillet 2004) lors des trois premiers levés. Ensuite, un exhaussement de cette partie du profil est observé (0.45 m au maximum). Sur deux ans de mesures, cette zone présente toutefois une érosion de –0.36 m. La partie haute de la moyenne plage est en accrétion depuis le début des mesures (0.57 m). Cependant, cette zone, est soumise à des alternances de périodes d'accrétion, d'érosion ou de stabilité. Sur sa partie inférieure, une érosion de –0.6m est observée. A une distance de 250 m du début du transect, l'évolution du profil est stable sur l'ensemble des levés.

Les variations de volumes sont essentiellement influencées par les changements concernant la partie haute du profil (zone supratidale en accrétion, haut de plage et l'ensemble de la moyenne plage en érosion) (Tableau.6). Les variations de chaque zone sont toujours significatives. Cependant, elles sont souvent comprises dans la marge d'erreur lorsqu'elles sont intégrées sur l'ensemble du profil. Seule la période entre février et août 2005 présente une érosion significative, notamment observée sur la moyenne plage.

date	supratidal	haut de plage	moyenne plage	ensemble
18/02/04-12/07/04	12.48 $^{+}/_{-}$ 1.02	12.48 $^{+}/_{-}$ 1.31	12.48 $^{+}/_{-}$ 2.47	12.48 $^{+}/_{-}$ 4.81
12/07/04-13/02/05	3.07 +/- 0.93	-3.23 +/- 1.41	-9.84 +/- 2.47	-10 +/- 4.81
13/02/05-15/08/05	0.43 +/- 0.93	-5.67 +/- 1.22	-20.8 +/- 9.41	-26.05 +/- 11.55
15/08/05-15/02/06	5.45 +/- 0.95	5.80 +/- 1.32	-16.16 +/- 9.27	-4.91 +/- 11.55
15/02/06-16/05/06	1.74 +/- 1.11	5.42 +/- 1.07	-9.97 +/- 9.36	-2.8 +/- 11.55
18/02/04-16/05/06	29.05 +/- 1.11	-11.98 +/- 1.31	-48.35 +/- 9.36	-31.28 +/- 11.78

Tableau 6: Variation volumétrique des différentes zones tidales sur le profil 1 ($^{+}/_{-}$ X est l'incertitude sur la mesure topographique). Les valeurs sont exprimées en m^3/m.linéaire.

III.2.2.2 Profil 2 (au Sud de la cale des Moulières)

La partie supratidale du profil est toujours en accrétion (0.6 m au maximum) ou stable (Figure.60). Sur deux ans de mesures cette zone connaît un exhaussement pouvant atteindre 1.1 m (Figure.69). En revanche, la haute plage a été soumise à des alternances d'accrétion ou de stabilité (en hiver) et d'érosion (en été). Il en résulte une érosion maximale de –0.32 m depuis le début des levés. La partie supérieure de la moyenne plage est toujours en accrétion ou stable, alors que la partie inférieure est toujours en érosion ou stable. Sur deux ans, l'accrétion de la partie haute atteint 0.55 m, alors que l'érosion de la partie basse est au maximum de –0.24 m. A une distance de 220 m du trait de côte, le profil est stable sur l'ensemble des levés.

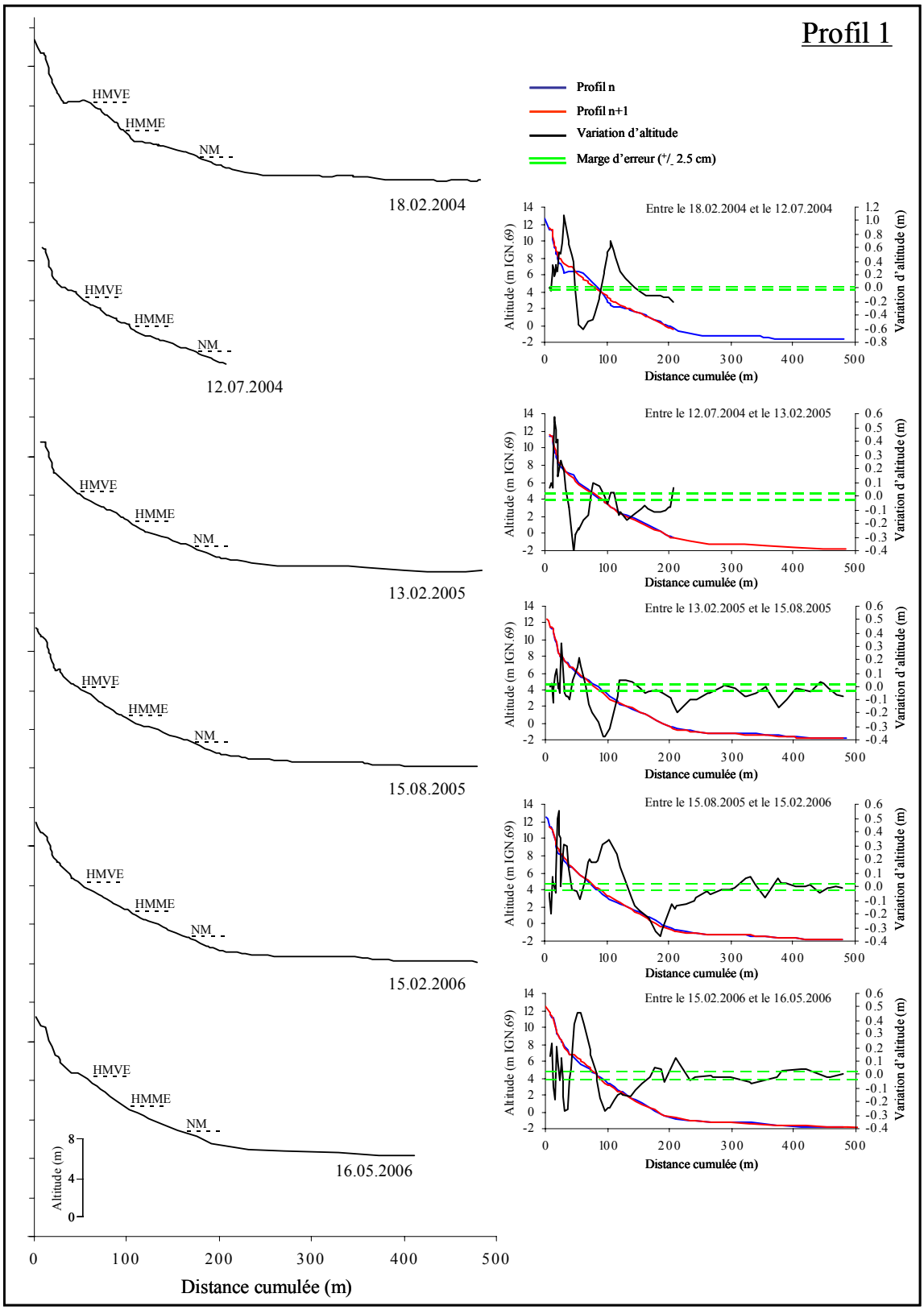


Figure 59: Evolution et variation d'altitude du profil 1 entre février 2004 et mai 2006.

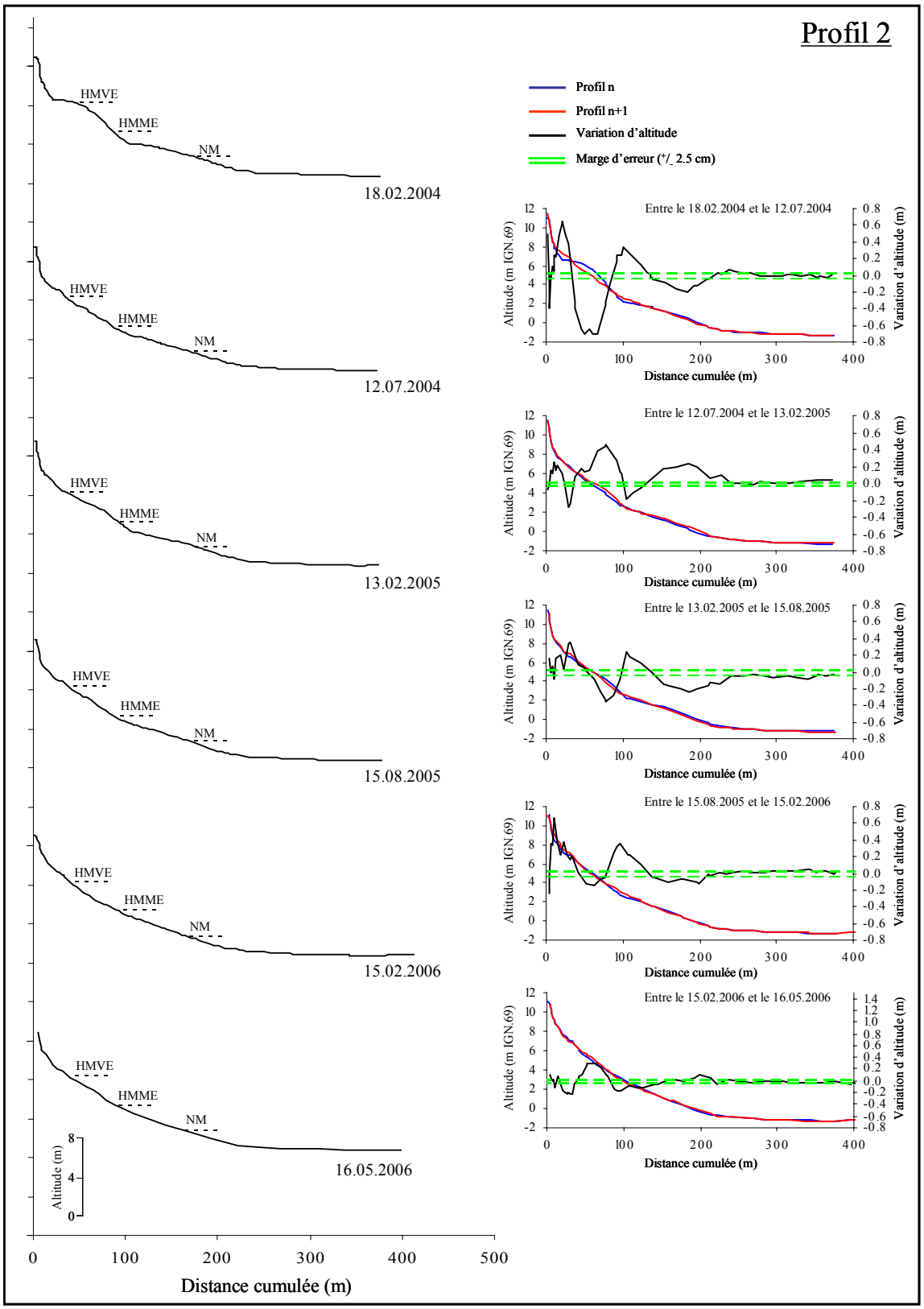


Figure 60: Evolution et variation d'altitude du profil 2 entre février 2004 et mai 2006.

Les variations de volume du profil 2 sont généralement différentes de ceux du profil 1. De plus, elles sont toujours supérieures à la marge d'erreur, sauf pour la moyenne plage qui est stable sur l'ensemble des levés (Tableau.7). Intégrées sur l'ensemble du profil, les changements morphologiques se manifestent par des alternances de périodes d'érosion et de dépôts obéissant à un rythme saisonnier (déficit sédimentaire en été et un gain en hiver). Sur deux ans, le bilan sédimentaire de ce profil est stable.

date	supratidal	haut de plage	moyenne plage	ensemble
18/02/04-12/07/04	9.04 +/- 0.75	-26.03 +/- 1.25	1.06 +/- 6.87	-15.93 +/- 8.88
12/07/04-13/02/05	0.60 +/- 0.71	13.73 +/- 1.41	15.38 +/- 6.78	29.72 +/- 8.88
13/02/05-15/08/05	5.13 +/- 0.81	-5.11 +/- 1.21	-18.02 +/- 6.87	-18 +/- 8.88
15/08/05-15/02/06	9.67 +/- 0.82	-1.89 +/- 1.31	5.58 +/- 6.75	13.37 +/- 8.88
15/02/06-16/05/06	-3.27 +/- 0.82	7.85 +/- 1.22	-6.98 +/- 6.82	-2.4 +/- 8.88
18/02/04-16/05/06	21.17 +/- 0.82	-11.45 +/- 1.25	-2.96 +/- 6.87	6.76 +/- 8.94

Tableau 7: Variation volumétrique des différentes zones tidales sur le profil 2 ($^{+}/_{-}$ X est l'incertitude sur la mesure topographique). Les valeurs sont exprimées en m^3/m.linéaire.

III.2.2.3 Profil 3

La partie supratidale du profil est toujours en accrétion. Ainsi, depuis le début des mesures, cette partie connaît un exhaussement pouvant atteindre 1.45 m (Figure.61). La partie supérieure de la haute plage est toujours en érosion (de l'ordre –0.3 m), excepté lors du dernier levé. En revanche, la partie inférieure connaît un comportement opposé lors de nombreux levés. Néanmoins, sur deux ans de mesures, l'ensemble de cette zone présente une accrétion. La moyenne plage connaît une évolution saisonnière. En été, la partie haute est en accrétion (0.12 m), alors que la partie basse est en érosion (-0.15 m). En hiver, la partie haute est en érosion (-0.21 m) et la partie basse en accrétion (0.33). Ainsi, l'évolution du profil depuis deux ans indique une accrétion de la partie haute de la moyenne plage (0.31 m) et une érosion de la partie basse (-0.13 m).

Les variations de volumes du profil 3 sont différentes de ceux du profil 1 et 2. Ces derniers sont caractérisés par des alternances de pertes et de gains de sédiments. Le profil 3 est en accrétion continue de façon significative sur l'ensemble des levés (Tableau.8). Cette évolution s'explique par l'accrétion de la haute et moyenne plage, en érosion sur les deux profils précédents. Sur deux ans, le bilan sédimentaire de ce profil présente une forte accrétion (8 fois supérieure à la marge d'erreur).

date	supratidal	haut de plage	moyenne plage	ensemble
18/02/04-12/07/04	15.23 +/- 0.98	-4.30 +/- 1.02	-3.73 +/- 2.66	7.2 +/- 4.68
12/07/04-13/02/05	1.06 +/- 0.93	1.28 +/- 1.18	5.76 +/- 2.58	8.12 +/- 4.68
13/02/05-15/08/05	5.17 +/- 1.02	-0.67 +/- 1.05	3.53 +/- 2.62	8.04 +/- 4.68
15/08/05-15/02/06	3.09 +/- 0.93	1.10 +/- 1.37	7.84 +/- 2.37	12.04 +/- 4.68
15/02/06-16/05/06	-0.27 +/- 1.06	7.89 +/- 1.09	-5.82 +/- 2.52	1.81 +/- 4.68
18/02/04-16/05/06	24.31 +/- 1.06	5.31 +/- 1.09	7.58 +/- 2.66	37.2 +/- 4.81

Tableau 8: Variation volumétrique des différentes zones tidales sur le profil 3 ($^{+}/_{-}$ X est l'incertitude sur la mesure topographique). Les valeurs sont exprimées en m^3/m.linéaire.

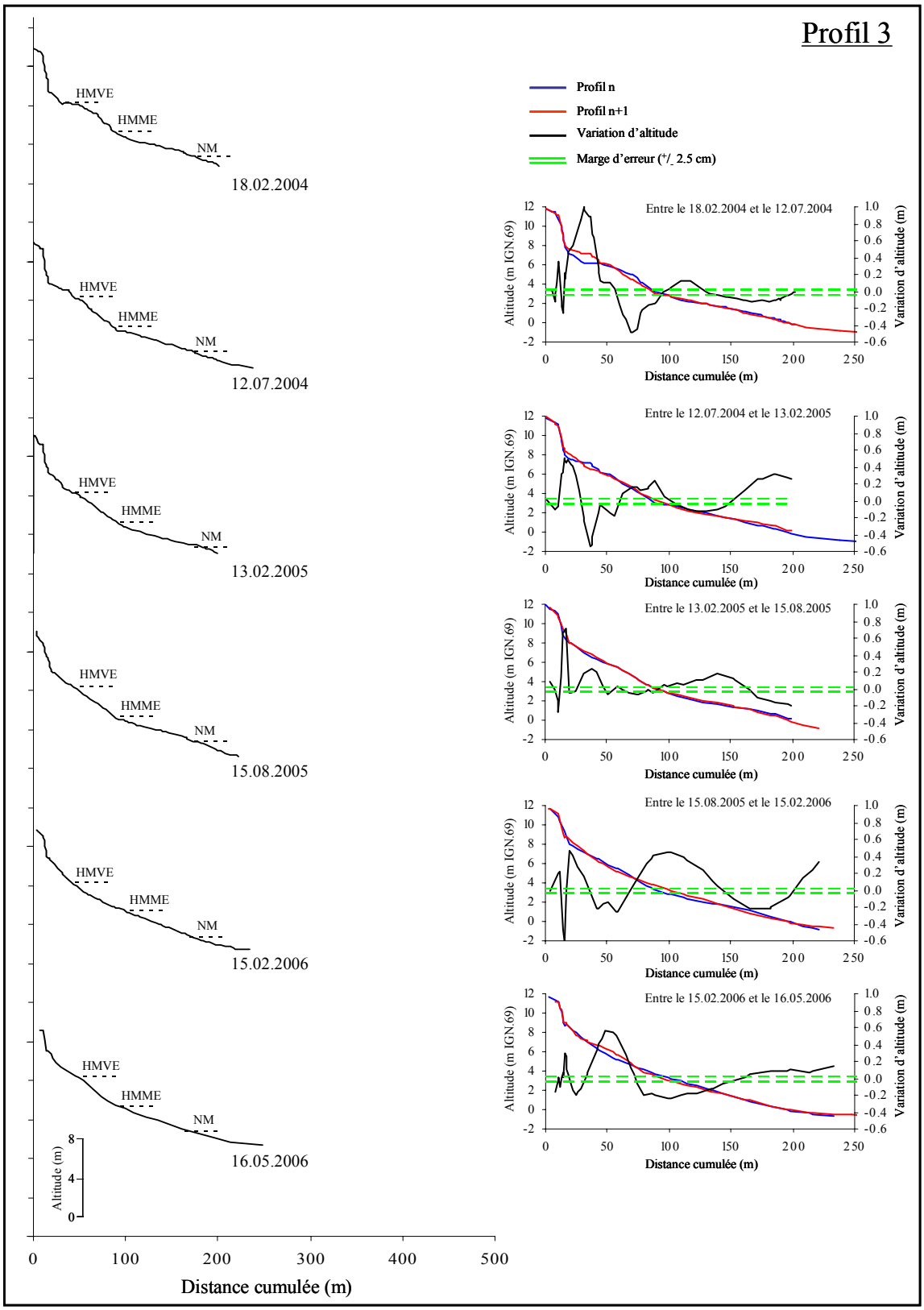


Figure 61: Evolution et variation d'altitude du profil 3 entre février 2004 et mai 2006

III.2.2.4 Profil 4 (en amont de la barre de swash)

Compte tenu de la méthodologie appliquée pour obtenir ce profil (extraction d'un MNT), et de la morphologie de la plage, la partie supratidale ne peut être étudiée. La haute plage est en légère érosion (-0.5 m au maximum) entre mars 2004 et février 2005 (Figure.62). Elle devient stable entre février 2005 et novembre 2005 (-0.16 m au maximum). Puis, lors du dernier levé, une accrétion est observée (0.6 m). Cependant, ce changement de comportement n'est pas visible si l'on considère l'évolution sur deux ans, car une érosion de –0.36 m est globalement enregistrée (Figure.69). La partie supérieure de la moyenne plage est toujours en accrétion. L'exhaussement est de plus en plus fort depuis le premier levé (0.25 m entre mars 2004 et août 2004 ; 0.35 m entre février 2005 et novembre 2005 ; 0.8 m entre novembre 2005 et mai 2006). Sur deux ans de mesures, cette zone est en accrétion maximum de 1 m. De plus, cette évolution affecte une distance de plus en plus grande. Entre mars et août 2004, les fluctuations positives représentent 120 m du profil pour 200 m entre novembre 2005 et mai 2006. A une distance en moyenne de 350 m du trait de côte, le profil est stable sur l'ensemble des levés. Seule l'apparition de la barre de swash étudiée sur le bas du profil provoque une élévation significative.

Le budget sédimentaire du profil 4 est stable de mars 2004 à février 2005 (Tableau.9). Par la suite, un gain important de sédiments est enregistré essentiellement du à l'accrétion de la haute plage et de la partie supérieure de la moyenne plage. Sur deux ans, ce profil s'est beaucoup plus engraissé que les précédents (9 fois supérieur à la marge d'erreur).

date	supratidal	haut de plage	moyenne plage	ensemble
08/03/04-30/08/04	+	-16.64 +/- 1.25	30.87 +/- 16.05	14.23 +/- 17.31
30/08/04-12/02/05	+	-14.55 +/- 1.16	8.30 +/- 16.14	-6.25 +/- 17.31
12/02/05-15/11/05	+	0.22 +/- 1.35	69.20 +/- 15.95	69.43 +/- 17.31
15/11/05-15/05/06	+	24.51+/- 1.42	54.92 +/- 15.87	79.44 +/- 17.31
08/03/04-15/05/06	+	-6.46 +/- 1.42	163.31 +/- 16.05	156.85 +/- 17.47

Tableau 9: Variation volumétrique des différentes zones tidales sur le profil 4 ($^{+}/_{-}$ X est l'incertitude sur la mesure topographique). Les valeurs sont exprimées en m^3/m.linéaire.

III.2.2.5 Profil 5 (à l'abri de la barre de swash)

La partie supratidale du profil est en accrétion continue (de l'ordre de 0.35 m) sur l'ensemble des données (Figure.63). Une barre de haute plage est présente sur le levé de mars 2004. Une deuxième se crée et se développe à partir du mois d'août 2004 (Figure.64). Leur croissance entraîne une extension de cette zone et le comblement des bâches situées immédiatement devant. La largeur de cette partie du profil est de 85 m en mars 2004, puis elle s'étend sur 135 m en novembre 2005 et devient plane en mai 2006 (140 m). L'altitude de cette terrasse atteint la cote 6.84 m IGN 69 lors du dernier levé. La haute plage et la partie supérieur de la moyenne plage est influencée par la migration de la barre de swash étudiée à partir de février 2005. En se déplaçant vers la côte, elle entraîne une augmentation de la pente de haute plage (Figure.66). Néanmoins, sur deux ans de mesures, la haute plage est en accrétion et la moyenne plage est stable (Figure.69). La bâche située devant la barre de swash présente une légère accrétion.

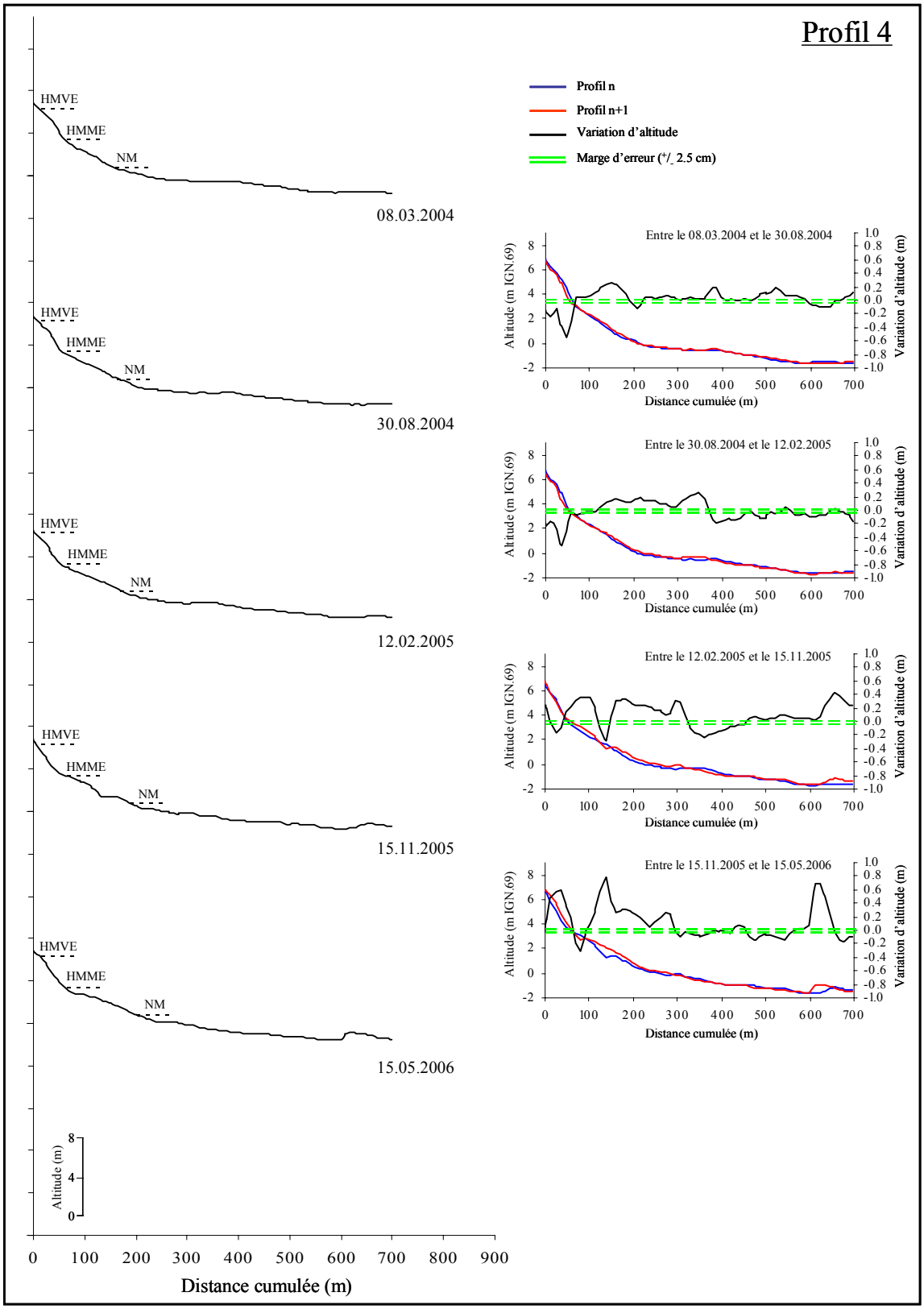


Figure 62: Evolution et variation d'altitude du profil 4 entre mars 2004 et mai 2006.

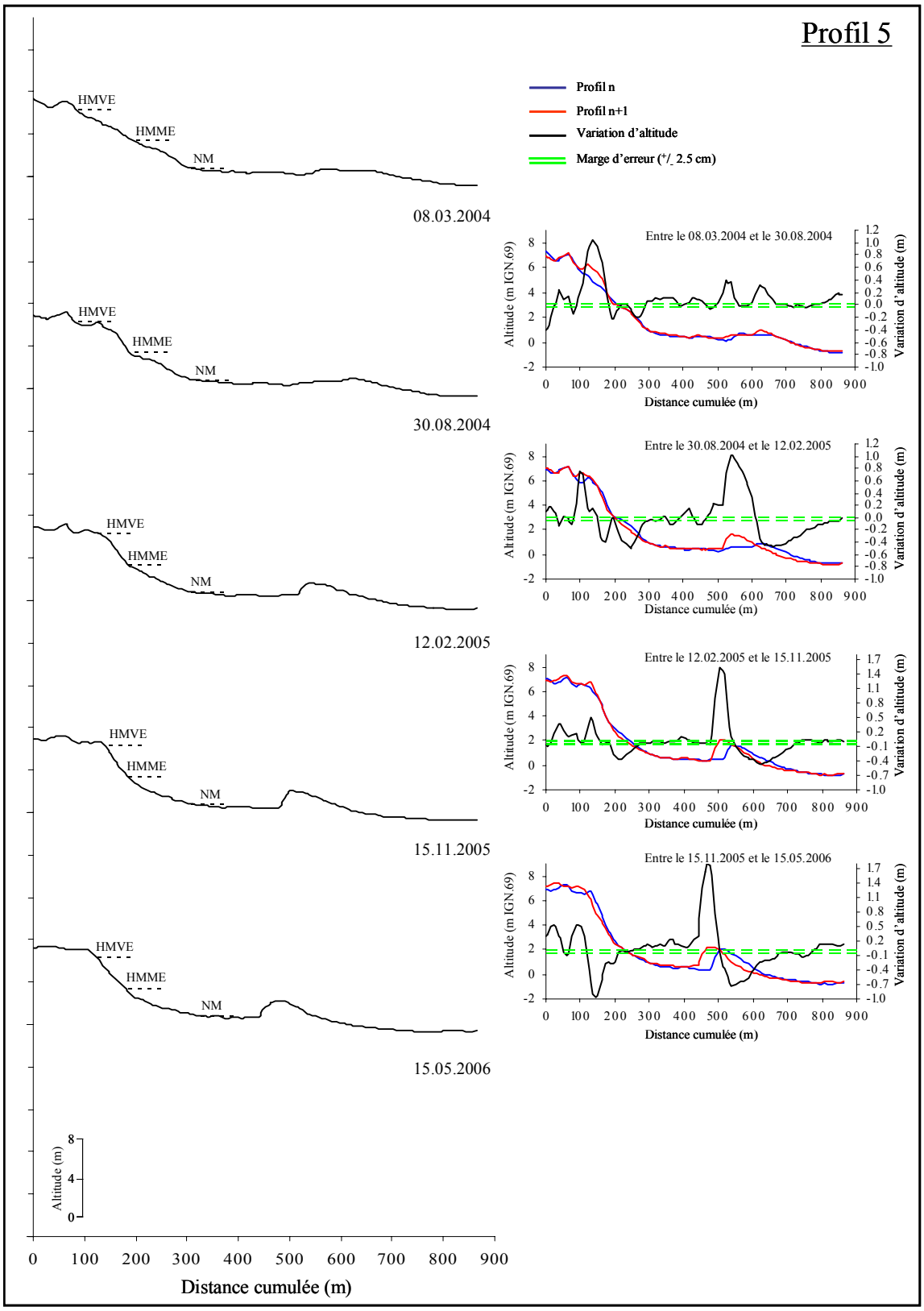


Figure 63: Evolution et variation d'altitude du profil 5 entre février 2004 et mai 2006.

Le budget sédimentaire du profil 5 par période présente deux évolutions distinctes (Tableau.10). Un fort engraissement entre mars et août 2004 lié à la formation de la deuxième barre de haut de plage. Puis, une stabilité est observée. Sur deux ans, ce profil présente un gain significatif. Cependant, l'accrétion de plus en plus forte constatée depuis le profil 2 n'est pas effective ici. Le ratio entre l'accrétion totale et l'incertitude de mesure est de 4.5, inférieur à celui du profil 3 (8.2). Elle reste toutefois importante.

date	supratidal	haut de plage	moyenne plage	ensemble
08/03/04-30/08/04	-1.25 +/- 1.99	56.31 +/- 2.67	29.16 +/- 16.91	84.23 +/- 21.58
30/08/04-12/02/05	7.09 +/- 3.03	6.64 +/- 1.61	-24.26 +/- 16.95	-10.53 +/- 21.58
12/02/05-15/11/05	19.01 +/- 3.42	5.28 +/- 1.15	-16.62 +/- 17.02	7.67 +/- 21.58
15/11/05-15/05/06	31.46 +/- 3.05	-33.13 +/- 1.41	21.72 +/- 17.12	20.06 +/- 21.58
08/03/04-15/05/06	56.31 +/- 3.05	35.11 +/- 2.67	10.02 +/- 17.12	101.43 +/- 22.84

Tableau 10: Variation volumétrique des différentes zones tidales sur le profil 5 ($^{+}/_{-}$ X est l'incertitude sur la mesure topographique). Les valeurs sont exprimées en m^3/m.linéaire.

Figure 64: Barre de haut de plage vue côté terre en décembre 2004 au droit du profil 5.

III.2.2.6 Profil 6 (en aval de la barre de swash)

Depuis deux ans, la partie supratidale est en érosion (-2.29 m au maximum) (Figure.69). Cependant, cette évolution est induite par le fort recul observé lors des deux premiers levés. Depuis février 2005, cette partie est relativement stable et connaît des fluctuations mineures (Figure.62). La haute plage est toujours en accrétion. Cela se traduit par la formation d'une barre de haute plage en février 2005 qui se développe régulièrement aussi bien altimétriquement (de l'ordre de 0.6 m entre chaque levé) que planimétriquement (elle avance vers la terre en comblant la bâche située devant elle). En mai 2006, son altitude est de 6.41 m IGN.69 permettant son franchissement uniquement lors des marées exceptionnelles.

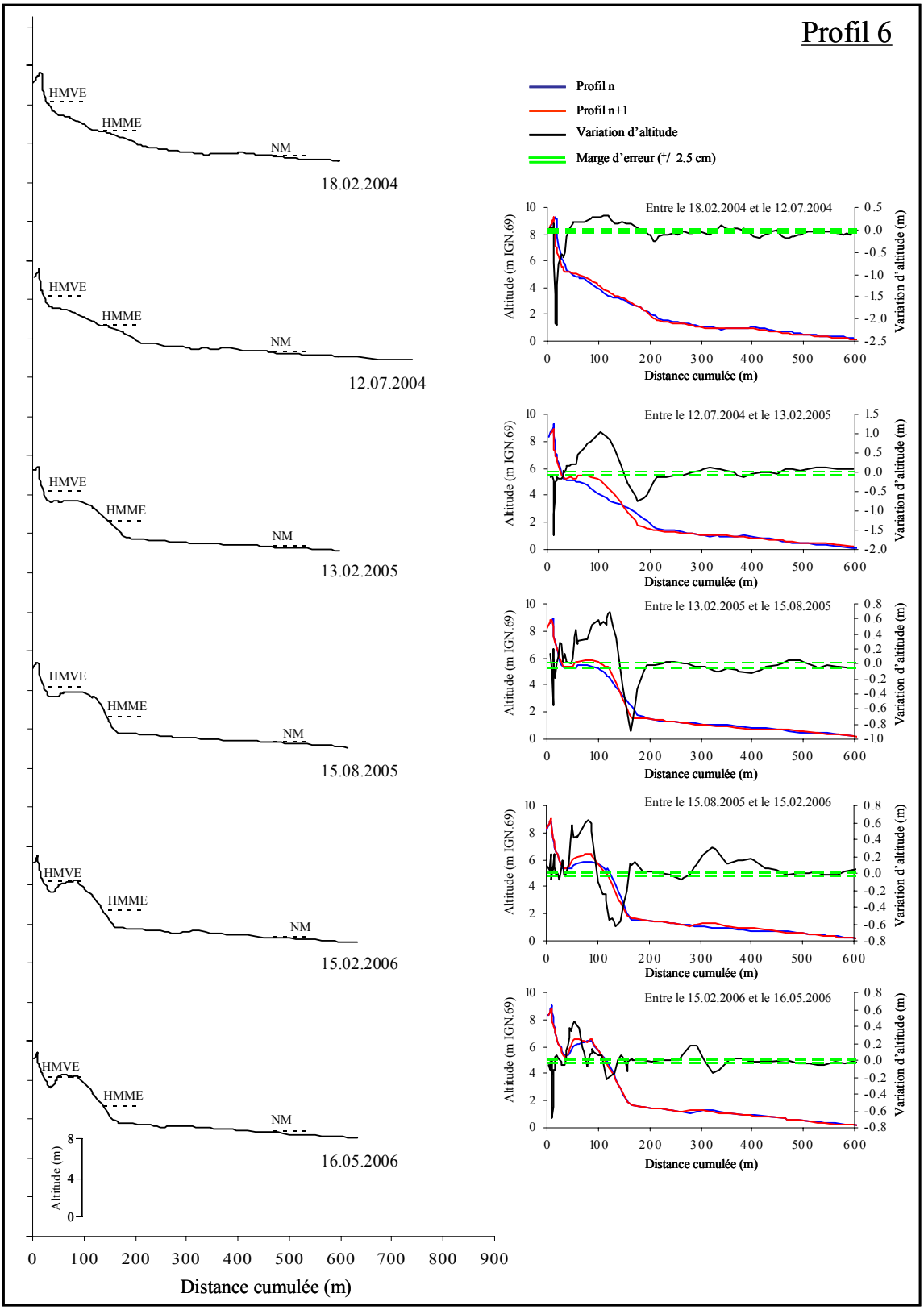


Figure 65: Evolution et variation d'altitude du profil 6 entre février 2004 et mai 2006.

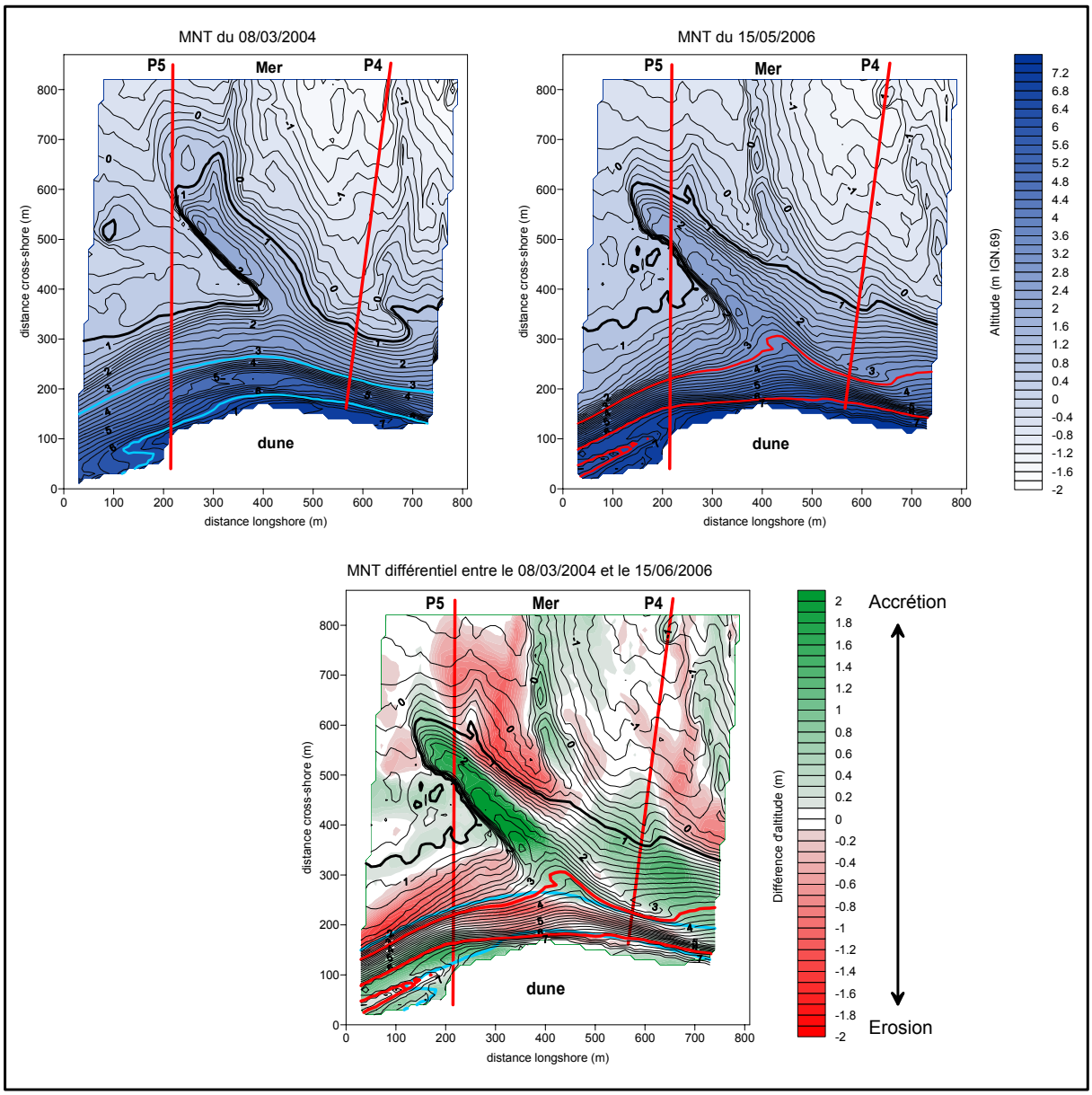


Figure 66: MNT du 08/03/2004 (en bleu, la limite inférieure et supérieure de la haute plage) et MNT du 15/05/06 (en rouge la limite inférieure et supérieure de la haute plage) et représentation des évolutions résiduelles entre les deux levés (superposé à la topographie du 15/05/06). La ligne noire représente le niveau moyen.

Cette barre est le prolongement de celle observée en mars 2004 sur le profil 5. La partie haute de la moyenne plage est en érosion (-1 m). Le point d'inversion de l'évolution se situe exactement à la frontière entre la haute et la moyenne plage sur l'ensemble des levés. Depuis août 2005, cette dernière zone est stable ou en accrétion. Au-delà d'une distance de 200 m par rapport au trait de côte, les évolutions ne sont plus significatives.

L'étude des variations volumétriques du profil 6 indique que celui-ci est toujours stable ou en accrétion, excepté lors du premier levé (Tableau.11). Cette exception est due au recul important de la zone supratidale. Par la suite, la relative stabilité de cette zone associée à la formation et au développement de la barre de haut de plage genère un gain de volume

sédimentaire. Sur deux ans, l'engraissement de ce profil est net. Cependant, il est inférieur à celui du profil précèdent (3.7 fois supérieur à l'incertitude de mesure).

date	supratidal	haut de plage	moyenne plage	ensemble
18/02/04-12/07/04	-14.63 +/- 0.37	11.88 +/- 2.68	-22.11 +/-11.52	-24.87 +/-14.58
12/07/04-13/02/05	-5.83 +/- 0.33	65.28 +/- 3.13	-21.85 +/-11.13	37.59 +/-14.58
13/02/05-15/08/05	-0.33 +/- 0.35	42.99 +/- 3.07	-33.06 +/-11.15	9.6 +/-14.58
15/08/05-15/02/06	1.05 +/- 0.35	7.64 +/- 1.25	17.78 +/-11.32	26.49 +/-12.92
15/02/06-16/05/06	-1.26 +/- 0.35	8.46 +/- 1.17	-3.79 +/-11.35	3.39 +/-12.87
18/02/04-16/05/06	-21.01 +/- 0.37	136.27 +/- 2.68	-63.04 +/-11.52	52.21 +/-14.57

Tableau 11: Variation volumétrique des différentes zones tidales sur le profil 6 ($^{+}/_{-}$ X est l'incertitude sur la mesure topographique). Les valeurs sont exprimées en m^3/m.linéaire.

III.2.2.7 Profil 7

La partie supratidale connaît depuis deux ans une forte érosion (-3 m depuis le début des mesures) qui traduit un recul du cordon dunaire (Figure.69). Cette évolution semble s'atténuer depuis août 2005 (Figure.66). La haute plage subit un changement similaire avec une érosion importante (recul de 38 m de l'ensemble de sa surface) avant cette date, puis une forte accrétion. Cette accrétion est provoquée par la formation d'une barre de haute plage (en février 2006) dans le prolongement de celle observée sur le profil 5 et 6. Sa formation est très rapide puisque entre août 2005 et février 2006, elle atteint 1.9 m de haut pour une largeur de 70 m. Elle atteint la cote 6.1 m IGN 69. La moyenne plage connaît des évolutions plus aléatoires. Une stabilité est généralement observée, mais des fluctuations négatives peuvent exister.

Le profil 7 connaît des évolutions volumétriques importantes (Tableau.12). Entre février 2004 et novembre 2005, le profil présente un fort déficit sédimentaire conformément à l'évolution de la zone supratidale et de la haute plage. Depuis février 2006, le profil est en nette accrétion à cause de la formation de la berme de haute plage et au ralentissement du recul de la zone supratidale. Néanmoins, le profil présente dans son ensemble une forte érosion sur deux ans.

date	supratidal	haut de plage	moyenne plage	ensemble
18/02/04-12/07/04	-16.48 +/- 0.81	-46.12 +/- 1.12	-27.86 +/- 10.95	-90.47 +/-12.87
12/07/04-13/02/05	-28.61 +/- 0.38	-42.31 +/- 2.05	-13.45 +/- 10.45	-84.38 +/-12.87
13/02/05-15/08/05	-8.38 +/- 0.25	-8.46 +/- 2.42	2.98 +/- 10.17	-13.86 +/-12.87
15/08/05-15/02/06	-4.97 +/- 0.21	140.31 +/- 3.27	-39.76 +/- 9.41	95.56 +/-12.87
15/02/06-16/05/06	-1.86 +/- 0.22	28.61 +/- 3.31	-6.33 +/- 9.35	20.4 +/-12.87
18/02/04-16/05/06	-60.31 +/- 0.81	71.99 +/- 3.31	-84.43 +/- 10.95	-72.75 +/- 15.07

Tableau 12: Variation volumétrique des différentes zones tidales sur le profil 7 ($^{+}/_{-}$ X est l'incertitude sur la mesure topographique). Les valeurs sont exprimées en m^3/m.linéaire.

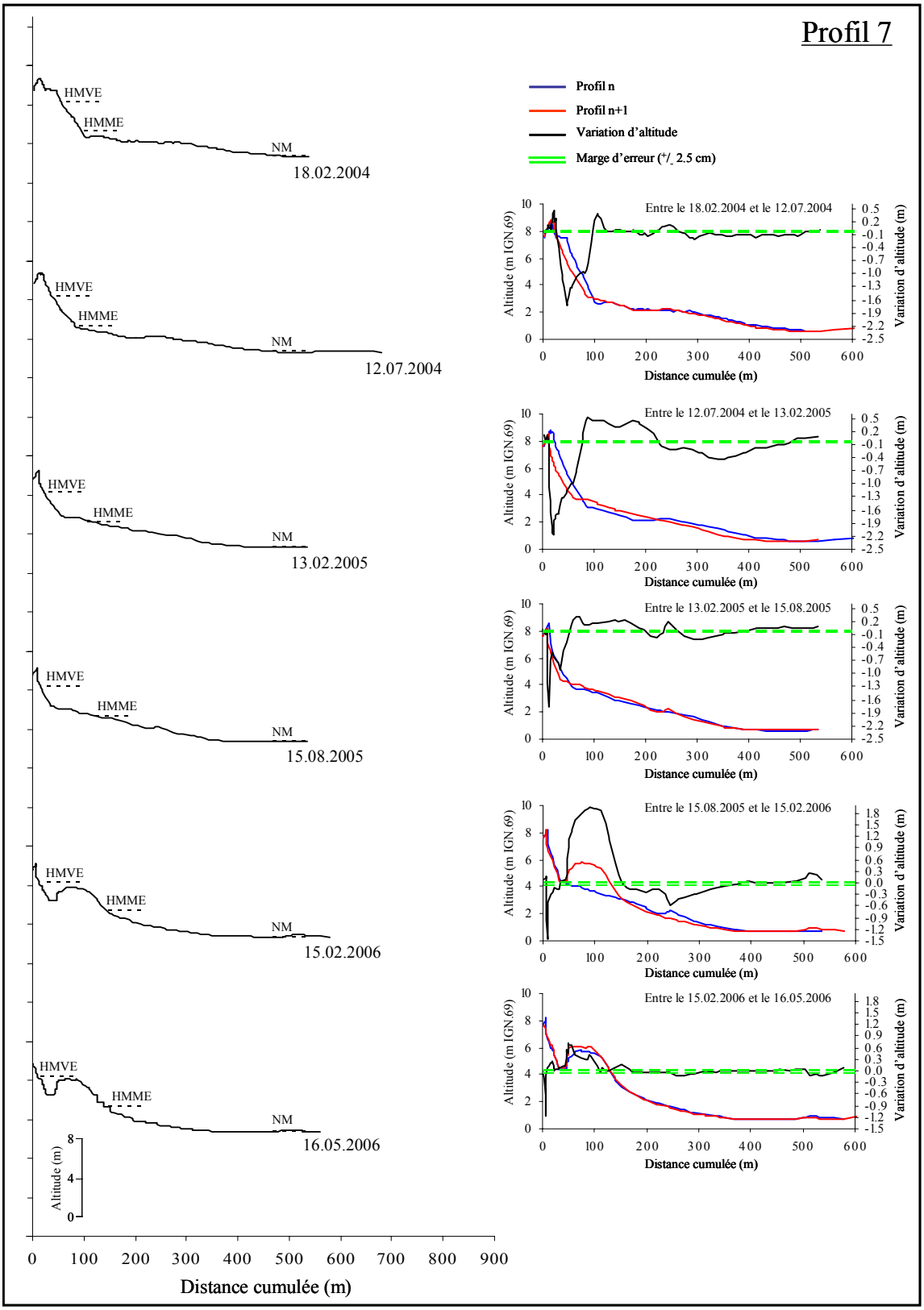


Figure 67: Evolution et variation d'altitude du profil 7 entre février 2004 et mai 2006.

III.2.2.8 Profil 8 (extrémité de la flèche)

Le profil situé à l'extrémité de la Pointe d'Agon connaît des évolutions morphologiques importantes avec notamment un fort recul de la haute plage (-65 m) et la formation en février 2006 d'une barre de haut estran dans le prolongement de celle formée sur le profil 5 (mars 2004), 6 (février 2005) et 7 (février 2006) (Figure.68). La moyenne plage connaît des variations saisonnières avec une érosion en été et une accrétion en hiver. Cependant, sur deux ans de mesures, cette zone est en accrétion significative (Figure.69).

Comme le profil 7, les variations volumétriques du profil 8 sont fortement liées à l'érosion que subit la partie supratidale et le haut de plage (Tableau.13). L'apparition de la berme de haut de plage en février 2006 rééquilibre le budget sédimentaire qui devient positif à partir de cette date. Néanmoins, ce profil présente depuis deux ans un déficit sédimentaire important, supérieur à celui du profil 7.

date	supratidal	haut de plage	moyenne plage	ensemble
18/02/04-12/07/04	-3.18 +/- 1.41	-48.25 +/- 1.02	-4.26 +/- 6.52	-55.71 +/-8.91
12/07/04-13/02/05	-18.96 +/- 0.73	-85.47 +/- 1.05	20.89 +/- 7.13	-83.54 +/-8.91
13/02/05-15/08/05	-3.71 +/- 0.61	-16.52 +/- 1.47	-6.96 +/- 6.82	-27.21 +/-8.91
15/08/05-15/02/06	-18.84 +/- 0.32	3.25 +/- 2.22	29.55 +/- 6.35	13.97 +/-8.91
15/02/06-16/05/06	-13.83 +/- 0.25	62.47 +/- 2.35	-8.63 +/- 6.29	40 +/-8.91
18/02/04-16/05/06	-58.54 +/- 1.41	-84.52 +/- 2.35	30.58 +/- 6.52	-112.48 +/- 10.48

Tableau 13: Variation volumétrique des différentes zones tidales sur le profil 8 ($^{+}/_{-}$ X est l'incertitude sur la mesure topographique). Les valeurs sont exprimées en m3/m.linéaire.

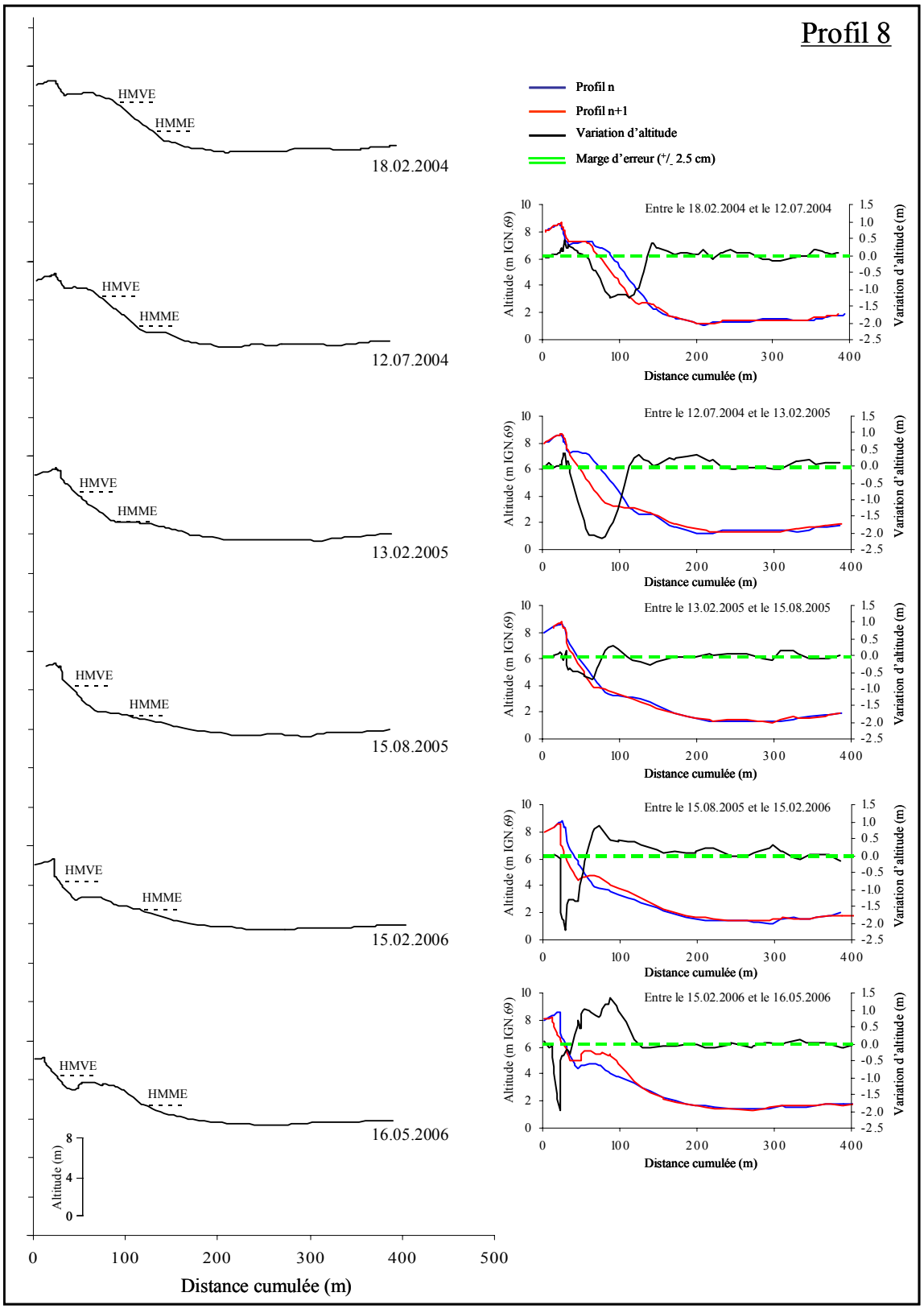


Figure 68: Evolution et variation d'altitude du profil 8 entre février 2004 et mai 2006.

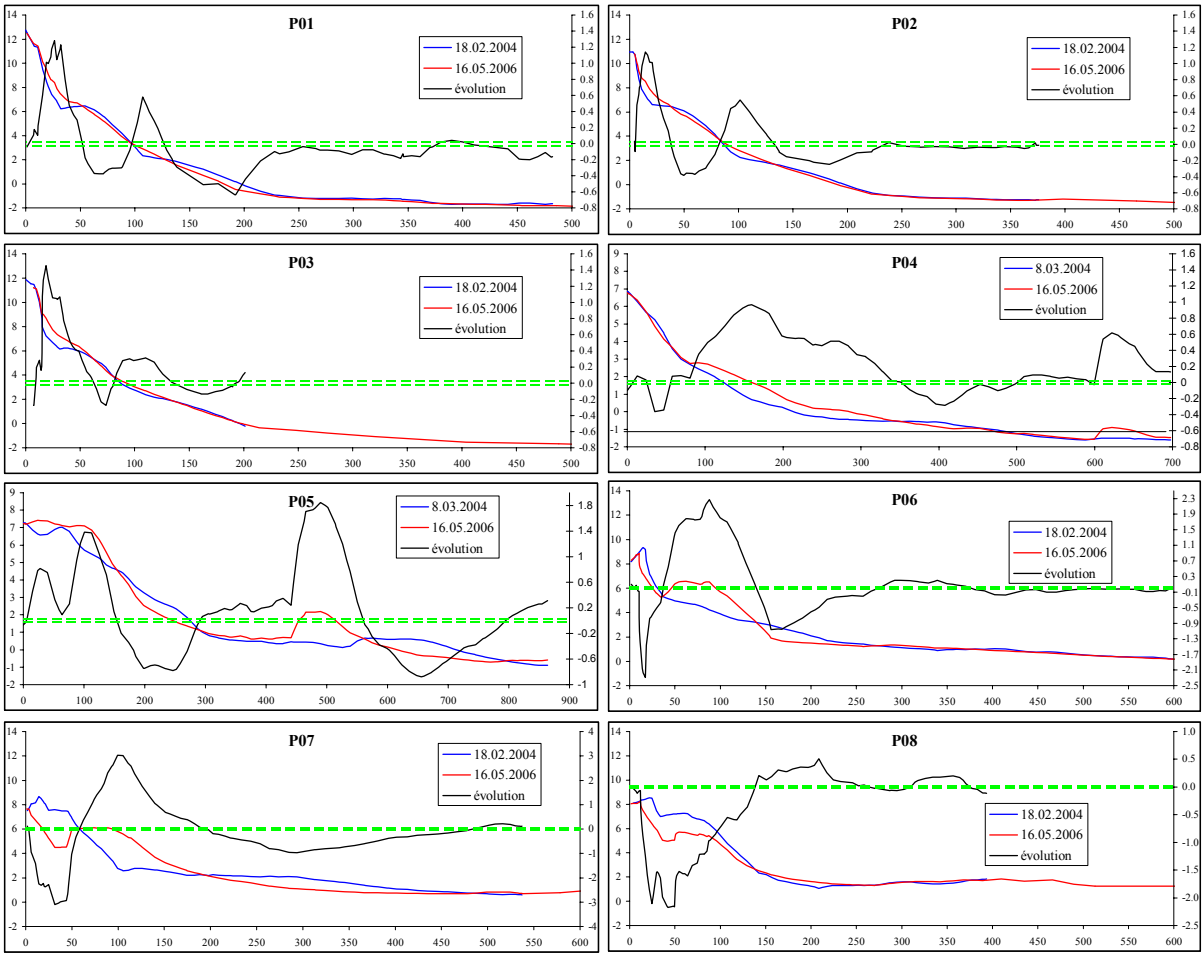


Figure 69: Variation altimétrique des 8 profils entre février ou mars 2004 et mai 2006.

III.3 Interprétation de l'évolution générale récente du trait de côte et de la plage le long de la Pointe d'Agon

L'analyse conjointe de l'évolution de la ligne de végétation et des profils transversaux au trait de côte entre février 2004 et mai 2006 permet d'analyser la morphodynamique actuelle de la flèche. Deux secteurs de côte peuvent être dissociés avec un comportement morphologique singulièrement différent :

Entre les profils 1 et 4 : La partie supratidale de ce secteur est en accrétion significative et de façon homogène sur l'ensemble de son linéaire côtier. Cette dynamique permet une avancée constante du trait de côte. La haute plage et la moyenne plage suivent une évolution différente. Un gradient positif vers le Sud du taux d'accrétion est constaté. Ce gradient touche dans un premier temps la moyenne plage à partir du profil 1, puis la haute plage au profil 2. Ainsi, l'accrétion croissante (seul le profil 1 est en érosion) de l'ensemble des profils vers le Sud atteint un maximum sur le profil 4, situé à quelques dizaines de mètres seulement en amont dérive de la barre de swash étudiée. L'évolution récente (depuis février 2006) de ce profil et de façon moindre celle du profil 3 indique que l'accrétion constatée est de plus en plus forte. Cette accélération de l'engraissement est en relation avec la proximité croissante de la barre avec le haut de plage. Un début d'attachement sous la forme d'un tombolo est clairement visible en mai 2006 entre la haute plage et celle-ci (Figure.66).

Entre les profils 5 et 8 : Les observations réalisées sur ce secteur sont en rupture avec les tendances constatées précédemment. Le profil 5 situé à l'aval-dérive de la barre de swash étudiée marque le début d'un ralentissement de l'accrétion. Le bilan sédimentaire devient négatif à partir du profil 7 et cette tendance s'accentue de plus en plus fortement vers l'extrémité de la flèche. Notons que l'accrétion du profil 4 liée essentiellement à la formation d'une berme de haute plage et l'apparition sur le profil de la barre de swash étudiée masquent une évolution secondaire. Lors des derniers levés la partie basse de la haute plage et celle supérieure de la moyenne plage sont en forte érosion. Le trait de côte est cependant en forte avancée au droit de la barre de swash (profil 5). Ce constat a déjà été mis en évidence dans la partie II de ce chapitre, lors de la formation du crochet actuel par une barre similaire.

Ce secteur situé à l'aval-dérive de la barre de swash étudiée, connaît des évolutions morphologiques importantes avec notamment la formation d'une petite barre de haute plage. Cette dernière se forme au niveau du profil 5, suite à la création entre mars et août 2004 d'une barre de swash de haute plage à la cote 6.2 m IGN.69 (Figure.64). Son lieu de formation est lié à la dynamique longitudinale du transport sédimentaire qui tente de régulariser le trait de côte à cet endroit de la flèche (existence d'un rentrant lié à la création du crochet précèdent). Une fois cette morphologie mise en place, le transport sédimentaire longitudinal Nord-Sud entraîne son extension vers l'extrémité de flèche. Le développement de cette barre piège une zone basse entre elle et le pied de dune qui est progressivement comblée par le dépôt de sédiments éoliens ou à la faveur d'apports marins à l'occasion de marées exceptionnelles (Figures.70 et 71). A terme, une plate-forme plus vaste que la barre se créée. L'évolution du trait de côte est en fort recul sur ce secteur depuis deux ans. Cependant, la formation progressive de cette plate-forme joue un rôle protecteur de plus en plus marqué, limitant l'érosion du pied de dune lors des conditions de tempêtes et favorisant la stabilité du trait de côte.

Figure 70: Extension de la barre de haute plage vers le Sud au niveau du profil 7 en mai 2006.

Figure 71: Photographie aérienne oblique de la Pointe d'Agon en juin 2005 montrant l'extension vers le Sud de la barre de haute plage en aval de la barre étudiée.

En résumé, l'étude topographique réalisée sur deux ans à la Pointe d'Agon souligne le rôle essentiel de la barre de swash sur les changements morphologiques de la flèche (Figure.66). Au Nord de celle-ci, le trait de côte avance et le bilan sédimentaire est croissant vers le Sud. Un maximum est atteint au voisinage amont de la barre. Bien qu'une érosion importante se soit produite à l'extrémité de la flèche, la tendance récente est à la création d'une plate-forme sédimentaire induisant une stabilité de plus en plus prononcée du trait de côte. Un début d'érosion de la partie basse de la haute plage et de la partie supérieure de la moyenne plage se fait ressentir en aval de la barre lié probablement à son rôle d'épis naturel mis en lumière précédemment (Figure.66).

III.4 Discussion

Les observations et l'analyse comparative des profils de plages sur deux ans indiquent que les fluctuations topographiques concernent essentiellement la partie supérieure de la moyenne plage et de la haute plage. La partie inférieure de la moyenne plage est relativement stable à l'échelle des mesures. Seule la migration de la barre de swash engendre des différences d'altitude significatives. Ces observations sont conformes aux observations de Levoy *et al* (2000) sur les plages mégatidales de la côte ouest du Cotentin. Ces auteurs ont mis en évidence en période de tempête que l'enveloppe des fluctuations des profils peut atteindre plus de 1 mètre sur le haut estran, mais ne dépasse pas quelques centimètres sur le bas estran. La littérature sur l'évolution des plages en environnement de fortes marées indique des résultats similaires (Wright *et al*., 1982). L'ensemble de ces constatations sont à mettre en relation avec les conditions hydrodynamiques de ces plages et le transport sédimentaire qui en résulte. En effet, sur les parties supérieures des moyennes plages, les débits solides sont induits principalement par l'action du déferlement et du swash alors que l'action des courants de marée est mineure. Sur la partie inférieure des moyennes plages mégatidales, les transports

sont faibles et liés uniquement à l'action des courants de marée autour de la pleine mer, au moment des vitesses les plus fortes (Levoy *et al*., 1997). La vitesse verticale élevée de l'élévation du plan d'eau propre à ces environnements à fortes marées entraîne sur cette partie de la plage un déplacement rapide des processus hydrodynamiques liés à la houle et par conséquent un temps d'action réduit comparativement à ceux des hauts estrans.

Par ailleurs, il convient de souligner que l'évolution des profils ne semble pas être influencée par une composante saisonnière comme il est souvent mentionné pour des plages éloignées de l'influence d'une embouchure (Stive *et al*., 2002). Généralement, il est admis que pendant l'été, le sable à tendance à remonter vers le haut de la plage. Pendant les tempêtes hivernales, la tendance est à l'érosion sur la partie supérieure de la plage et le cordon dunaire. Le sable migre alors de façon transverse vers le bas de la plage (Niedoroda *et al*., 1984 ; Larson & Kraus, 1994 ; Komar, 1998). Les mesures effectuées ne permettent pas de constater cette évolution morphologique. Seul le profil 2 possède une évolution cyclique de son bilan sédimentaire en accord avec un rythme saisonnier (Schwarzer *et al*., 2003), bien que ces changements altimétriques du profil soient inverses à ceux généralement observés (négatif en été, positif en hiver).

L'évolution du trait de côte le long de la flèche souligne une dynamique nettement longitudinale. Sur la partie amont, la ligne de végétation avance de façon homogène. Au droit de la barre de swash, une augmentation de sa vitesse de migration est observée. Il apparaît clairement une étroite relation entre l'évolution du trait de côte et la position de la barre de swash étudiée. La barre joue le rôle d'un brise-lame naturel dissipant l'énergie des houles incidentes et favorisant la stabilité, puis l'accrétion du trait de côte situé immédiatement à sa perpendiculaire. Ce phénomène a été souligné lors d'essais en laboratoire (Sunamura & Takeda, 1993) et observé dans la nature, à la fois sur des plages ouvertes (Sunamura & Takeda, 1984 ; Stive *et al*., 1997 ; Guillén *et al*., 1999) ou dans le cas d'embouchures (FitzGerald, 1984 ; Kana *et al*., 1999).

La partie distale de la flèche présente un fort recul du trait de côte. Plusieurs hypothèses peuvent être avancées pour expliquer cette évolution :

1) Les modifications des caractéristiques de l'agitation liées à des phénomènes de réfraction/diffraction lors de sa propagation sur le delta sont souvent observées à l'extrémité des flèches. Bien que ce phénomène ne soit pas étudié dans le cas présent, il semble peu probable qu'il soit à l'origine de l'érosion observée en raison de l'environnement dissipatif de l'avant-côte et du delta. Un changement des caractéristiques de l'agitation entre la partie amont et l'extrémité de la flèche sont probablement de faible ampleur et ne peuvent expliquer à elles seules la variabilité longitudinale du comportement du trait de côte.

2) Une divagation du chenal principal ou la formation d'un chenal secondaire longeant cette partie de la flèche sont des causes possibles envisagées dans la littérature. Cependant, ce phénomène n'a pas été observé sur le site.

3) Une diminution du transit sédimentaire Nord-Sud liée au rôle d'épis que peut jouer la barre en amont est une autre hypothèse possible. Bien que ce phénomène ait été mis en lumière lors de la formation du crochet actuel (Robin & Levoy, 2006 et 2007 ; Robin *et al*., 2007b), la proximité de cette barre n'est pas encore suffisante pour influencer de façon

déterminante la dynamique sédimentaire sur la haute plage. Seul le profil 4, lors du dernier levé semble souligner cette influence.

4) La pente de la partie supérieure de l'estran est singulièrement différente entre l'amont et l'extrémité de la flèche. En amont, la pente plus douce aura un caractère plus dissipatif que celle de la partie distale de la flèche en période de tempête. Cette caractéristique topographique semble pouvoir expliquer, pour partie, l'évolution longitudinale différentielle du trait de côte à court terme. La diminution de l'érosion ou la stabilité de certains profils associés dans le même temps à la formation et au développement de la plate-forme de la flèche renforce cette hypothèse.

III.5 Conclusions

L'étude de l'évolution de la flèche d'Agon sur le court terme permet d'apporter des informations complémentaires pour comprendre la dynamique sur le long terme. Ainsi, plusieurs points méritent d'être soulignés :

- Le suivi morphologique entreprit le long de la Pointe d'Agon sur deux ans montre un bilan sédimentaire positif des profils 2 à 6. L'extrémité de la flèche se comporte de manière similaire depuis février 2006. Bien que les résultats reposent uniquement sur l'étude de profils situés sur la partie haute de la côte amont, ils confirment sur une échelle de temps courte que les deltas de jusant jouent le rôle de réservoir sédimentaire. La direction des flux sédimentaires nord-sud dirigée vers l'extrémité de la flèche sur la partie supérieure de l'estran explique ce fait. Par ailleurs, cette étude confirme le caractère dynamique des hauts estrans mégatidaux influencés principalement par l'action de l'agitation. Les bas estrans sont moins sujets aux variations morphologiques. Leur morphologie plane couplée à une remontée rapide de la mer pendant le flot induit des temps d'action courts des différents processus hydrodynamiques responsables de la remise en mouvement des sédiments.

- Les résultats mettent également en évidence que les changements morphologiques ont lieu sur la partie distale de la flèche. Ils montrent une forte érosion de la partie supérieure de l'estran entraînant un fort recul de la côte. La vulnérabilité de l'extrémité de la flèche est conforme au comportement général de ces entités. Cependant, l'érosion constatée ne semble pas être totalement la conséquence directe d'un manque d'apport sédimentaire provenant de l'amont comme c'est souvent le cas dans la littérature (Van Rijn, 1998), mais plutôt induit par la morphologie du haut estran. En effet, la pente croissante de la haute plage vers le Sud associée à la disparition de la rupture de pente entre la partie supérieure et inférieure de la moyenne plage donne à l'extrémité de la flèche un caractère nettement moins dissipatif, expliquant sa vulnérabilité. Cependant, la présence de barres ou la formation d'une plate-forme sédimentaire sur la partie haute de l'estran sont autant de formes morphologiques limitant à terme l'instabilité de l'extrémité de la flèche.

- Le suivi topographique réalisé a également pour objectif de caractériser l'état morphologique actuel de la Pointe d'Agon. L'interprétation des résultats met en lumière plusieurs évolutions générales le long de la flèche. Ainsi, se dégagent les tendances suivantes :

  ∗ La partie amont de la flèche est en accrétion croissante vers le Sud. Le trait de côte avance de façon homogène.

∗ L'existence d'une barre de swash située à proximité de la haute plage sur la partie médiane de la flèche perturbe l'évolution observée en amont. Sa présence confère une protection au littoral contre l'action des vagues incidentes. Ainsi, une avancée spectaculaire du trait de côte au droit de cette morphologie est observée. Sa proximité croissante avec le haut de plage et son rôle d'épis naturel qui se dessine entraînent un début de perturbation du transit sédimentaire. Cette perturbation induit une augmentation de l'accrétion en amont de la barre et une érosion de plus en plus perceptible juste à l'aval dérive.

∗ L'extrémité de la flèche est la partie la plus fragile avec un fort recul du trait de côte. Cependant, la formation actuelle d'une plate-forme sédimentaire sur la partie haute de l'estran et son développement dans les trois dimensions lui confère une protection croissante contre l'action des événements de fortes énergies.

IV. Schématisation de l'évolution future de la Pointe d'Agon

L'apparition d'un crochet sédimentaire a été mise en évidence à l'extrémité de la Pointe d'Agon grâce à l'étude des photographies aériennes verticales. Le mécanisme aboutissant à l'apparition de cette morphologie a pu être détaillé et les éléments de forçage identifiés (Robin & Levoy, 2006 et 2007 ; Robin *et al*., 2007b). Il s'avère que le rôle joué par une barre de swash lors de sa phase terminale de rattachement avec le littoral en est la cause principale. Le rôle d'épi naturel joué par cette barre engendre des modifications morphologiques importantes de l'extrémité de la flèche à l'origine de la création d'un nouveau crochet terminal. Sur la base des premiers résultats de l'évolution du trait de côte à court terme, Robin & Levoy (2007) émettent l'hypothèse que la Pointe d'Agon est actuellement à un stade clef de son évolution au sein d'un nouveau cycle de formation d'un crochet sédimentaire.

Une analyse plus approfondie de l'évolution actuelle de la Pointe d'Agon permet de valider cette hypothèse. En effet, actuellement une barre de swash ayant des caractéristiques morphodynamiques similaires à celles observées en 1972 est observée. Les impacts morphologiques sur le haut estran liés à son déplacement vers le littoral sont identiques : à savoir, une avancée du trait de côte au droit de la barre et une érosion de la partie distale de la flèche (observée entre 1972 et 1977) ; la création d'un tombolo submersible à marée haute entre la barre et le haut de plage entraînant depuis peu une perturbation du transit sédimentaire (observée entre 1977 et 1979). En parallèle, la création d'une plate-forme sédimentaire susceptible d'être la base du nouveau crochet (observée entre 1977 et 1979) est mise en évidence.

Aux vues des résultats multi-échelles de l'évolution de la Pointe d'Agon, il est possible de proposer un schéma conceptuel de l'évolution future de la flèche en s'appuyant sur les informations suivantes (Figure.72) :

- Une vitesse moyenne de déplacement de la barre constatée sur un pas de temps pluriannuel (35 m/an) et une augmentation de sa vitesse lors de sa phase terminale de rattachement avec la haute plage (Robin & Levoy, 2007) ;

- La distance séparant la barre et la limite entre la haute et moyenne plage (210 m en mai 2006) ;

- La position du dernier levé de la ligne de végétation (mai 2006) ;

- Le mécanisme de formation d'un nouveau crochet mis en évidence par Robin & Levoy (2007)

Le schéma conceptuel proposé indique qu'un nouveau crochet devrait se former autour de 2010 à l'extrémité de la Pointe d'Agon suite à l'érosion provoquée par la proximité de la barre avec le trait de côte (Figure.72). Cependant deux réserves doivent être soulevées pouvant entraver le mécanisme de formation de ce nouveau crochet. Premièrement, la section d'ouverture de l'embouchure n'a jamais été aussi étroite dans l'histoire du havre. Deuxièmement, la largeur du cordon dunaire à l'extrémité de la flèche est faible (40 m) et nettement inférieure au recul de la ligne de végétation observé lors de la formation du crochet précèdent (n°8). Il pourrait du coup être rompue entrainant la formation d'une brèche. Ces deux constats sont susceptibles de perturber le schéma conceptuel d'évolution future de la Pointe d'Agon. Enfin, le fait que la côte aval ne se présente plus comme une zone évolutive naturelle à cause de la présence de la digue basse de Montmartin, peut avoir une influence non négligeable. Ainsi, la réduction de la section d'embouchure constatée peut également favoriser la formation d'une brèche dans le crochet n°8 par la divagation du chenal principal.

La formation d'un nouveau crochet, 26 ans après le précèdent est à replacer dans la dynamique générale de la Pointe d'Agon. Robin & Levoy (2007) ont mis en évidence sur ce site une cyclicité moyenne d'environ 25 ans dans la construction de ces formes sédimentaires. Ce rythme moyen serait donc respecté. Le ralentissement de la formation des crochets observé entre 1850 et les années 1970 (rythme de 75 ans) semble achevé. L'arrêt des extractions sur la zone d'étude (1974) et de façon moindre celles réalisées sur le littoral d'Agon-Coutainville (au vu de l'évolution constante du trait de côte de la partie amont de la flèche depuis 1888) ont permis au site de fonctionner de nouveau naturellement depuis quelques dizaines d'années. Il se rapproche ainsi du rythme historique de la formation des crochets de la Pointe d'Agon (16 ans entre 1750 et 1850).

La formation des crochets apparaît clairement forcée par la migration et l'attachement des barres de swash avec le littoral. Le lieu de formation de ces barres est très localisés à une frange côtière située à moins de 400 m du trait de côte. Le rythme de 12 ans entre leur apparition et leur accolement à la côte est également respecté. Les autres types de barres se formant plus au large sur le delta ne semblent pas pouvoir participer à ce mécanisme. Bien qu'elles puissent être nombreuses par moment et migrer vers la côte, elles sont détruites avant leur arrivé à proximité du haut estran.

Cette analyse souligne le rôle des extractions de sédiments réalisées sur le site d'étude au cours du XX^{ème} siècle, limitant le développement de barres de haut estran et par conséquent celle de crochets. Dans le futur, l'identification de telles barres pourrait être interprétée comme un signe fort du début d'un nouveau cycle d'édification d'un crochet sédimentaire à l'extrémité de la Pointe d'Agon.

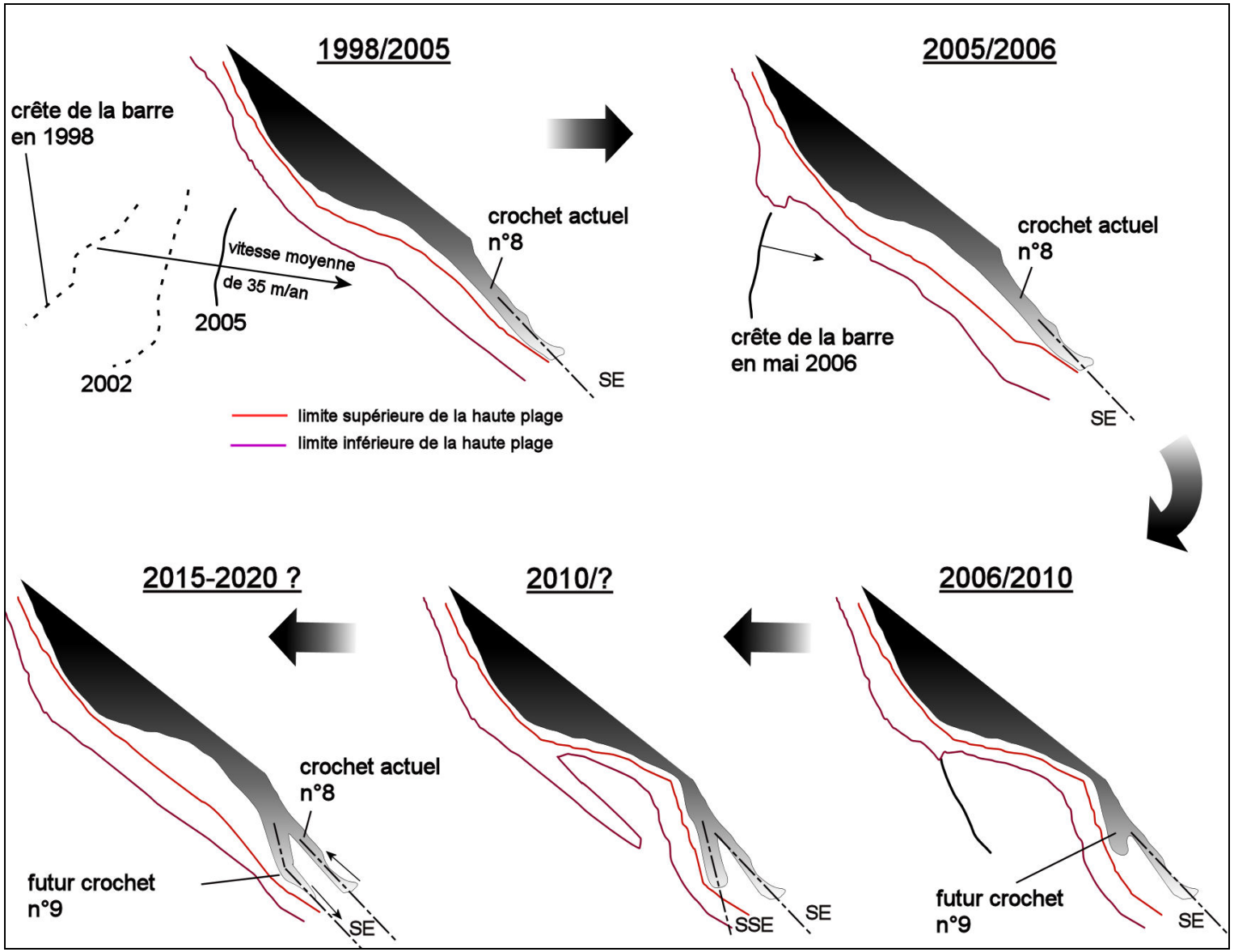


Figure 72: Modèle conceptuel de l'évolution future de la Pointe d'Agon.

V. Conclusions générales sur l'évolution d'une flèche d'embouchure en contexte mégatidal

V.1 Caractéristiques de la dynamique de la flèche

L'étude multi-échelle de l'évolution de la Pointe d'Agon confirme que les havres du Cotentin sont des zones propices à la sédimentation sableuse. Cela a été démontré sur le long terme avec la formation de crochets sédimentaires et une avancée du trait de côte atteignant 560 m depuis 1756 à l'extrémité de la flèche. Cela a été également mis en évidence sur le court terme avec l'engraissement de la partie supérieure de l'estran et la stabilité de la partie basse sous la cote –1 m IGN.69. Bien qu'aucune donnée sur l'évolution altimétrique du delta de jusant ne soit disponible, il semble, aux vues de la dynamique hydrosédimentaire de la cote ouest du Cotentin (Levoy & Monfort, 2003) et des résultats obtenus, que les variations volumétriques de la partie basse du delta soient mineures sur des pas de temps courts. Ainsi, en milieu de fortes marées, les flèches se révèlent être un lieu privilégié du stockage actuel des sédiments circulant sur le delta. Elles le sont également à une échelle régionale du fait de leur position au niveau des zones de convergence des flux sédimentaires définissant les cellules hydrosédimentaires de la côte ouest du Cotentin (Levoy,1994).

La partie distale des flèches est le lieu où se produit les évolutions morphologiques les plus importantes. Ces changements peuvent affecter la dynamique globale de la flèche de façon positive. C'est le cas lors de la formation d'un nouveau crochet sédimentaire induisant une avancée significative du trait de côte ou lors de la présence d'une barre de swash sur le moyen estran entraînant une forte avancée du littoral à sa perpendiculaire. Cependant, il a été montré également que des variations négatives de grande amplitude peuvent se produire. C'est le cas lors de l'attachement des barres de swash avec le littoral ou lors de la divagation du chenal principal dans l'embouchure.

La croissance de la Pointe d'Agon ne s'effectue pas de façon linéaire mais par des avancées importantes ponctuelles dans le temps, rendant la prévision de son évolution difficile à appréhender. Cette difficulté réside par la relation étroite entre la migration d'une barre de swash à la côte et la mise en place d'un crochet facteur d'allongement de la flèche.

V.2 Bilan sur la mise en place des crochets sédimentaires à l'extrémité de la flèche

La formation d'un crochet sédimentaire liée à l'attachement d'une barre de swash de delta avec le littoral est signalée dans plusieurs études traitant de l'évolution morphologique des embouchures tidales (FitzGerald, 1988 ; Kana *et al*., 1999). Cependant, le mécanisme mise en évidence à la Pointe d'Agon est original et apparaît différent sur plusieurs points, de ceux observés sur d'autres sites dans le monde :

- La barre de swash présente sur le delta constitue un élément de forçage de la morphodynamique du système notamment du trait de côte. Leur faible vitesse de migration vers la côte liée au contexte hydrodynamique particulier de la région induit de fortes perturbations sur le transit sédimentaire à l'origine de la formation d'un nouveau crochet. Le sédiment constituant la barre ne devient pas le corps principal du crochet sédimentaire comme

constaté dans les mers micro et mesotidales. C'est la barre qui est l'élément déclencheur d'une morphogenèse à l'origine de la mise en place du nouveau crochet. Il n'y a pas de transfert direct des masses sédimentaires de la barre vers le crochet.

- La barre de swash impliquée dans ce mécanisme se forme à une distance de l'ordre de 400 mètres du trait de côte. Ces barres ne proviennent donc pas de l'extrémité du delta comme constaté dans les mers micro et mesotidales (Brunn & Gerritsen, 1959). La distance à parcourir jusqu'à la côte est trop faible pour qu'elles puissent se regrouper et former une barre beaucoup plus importante.

- L'étude révèle que l'apparition des crochets s'effectue actuellement sur un pas de temps long, d'environ 25 ans (voir de 75 ans et 16 ans pour des périodes antérieures). Là encore des disparités existent avec les environnements micro et mesotidaux où le rythme de formation de ces entités est plus court.

L'ensemble des résultats obtenus sur la construction de la Pointe d'Agon par une approche multi-échelle montre le rôle essentiel joué par les barres de swash sur la morphodynamique de la flèche. Néanmoins, les modalités de déplacement et l'évolution morphologique de ces barres n'ont pu être mises en évidence à l'échelle de cette analyse. L'étude morphodynamique sur le moyen terme à travers un suivi topographique mensuel et à court terme lors de campagnes de terrain doit permettre d'examiner en détail leur fonctionnement dans le but d'acquérir des informations plus fines sur l'évolution future de la Pointe d'Agon.

Chapitre V : Evolution morphodynamique à moyen terme d'une barre de swash de delta et de son environnement

Chapitre V

Evolution morphodynamique à moyen terme d'une barre de swash de delta et de son environnement

Les études sur les barres de swash de delta sont relativement rares comparées à celles entreprises sur d'autres types de barres comme en particulier les systèmes de barres et bâches de plage. Ces dernières ont reçu une grande attention lors de ces dernières décennies grâce a la mise en place de nombreux programmes de recherches nationaux et internationaux. Dans le cas des barres de swash de delta, les principales études reposent, sauf exception (programme INDIA, Williams *et al*., 1998, 1999) sur des observations ou des levés de la position de leur crête (FitzGerald *et al*., 1984 ; Smith & FitzGerald, 1994 ; Gaudiano & Kana, 2001). Pourtant il est reconnu que leur déplacement sur le delta induit des changements majeurs et irréversibles sur la dynamique de la côte adjacente. Cela a été démontré à la Pointe d'Agon lors de l'étude de la formation des crochets sédimentaires (cf. Chapitre.IV).

Il subsiste ainsi de nombreuses interrogations concernant l'évolution morphodynamique à moyen terme (mensuelle à annuelle) de leur morphologie. Un certain nombre d'entre elles peuvent être abordées dans ce chapitre :

- La migration de ces barres vers la côte se déroule-t-elle à une vitesse constante sur un pas de temps mensuel à pluri-mensuelle ?

- Existe-t-il une relation entre leur déplacement et le climat d'agitation au large ?

- La migration de ces barres s'effectue-t-elle uniquement vers la côte ?

- Les paramètres morphométriques de la barre de swash de delta (hauteur, largeur) évoluent-ils avec son déplacement ?

- Le volume de cette barre subit-il des variations significatives au cours de sa migration ?

- Existe-t-il une relation ou des échanges entre le volume sableux intertidal au voisinage de la barre et celle-ci ?

Afin de répondre à ces interrogations, une démarche empirique basée sur un suivi morphologique régulier est mis en oeuvre. La réalisation de levés topographiques à un pas de temps mensuel permet d'appréhender l'évolution de la barre pendant trois ans. Sa dynamique et l'évolution de ses paramètres morphométriques sont étudiées en essayant de les corréler avec l'agitation enregistrée au large de la zone d'expérimentation.

Les deux premières parties de ce chapitre présentent succinctement les données acquises afin de mener cette analyse. La troisième partie traite de la dynamique de la barre et de son évolution morphologique à partir de l'étude de paramètres morphométriques. Une quatrième partie détaille l'évolution de la granulométrie présente à la fois en surface et à l'intérieur de la barre et enfin une dernière partie s'attardent aux changements morphologiques de son environnement adjacent.

I. Méthodologie

I.1 Acquisition des données topographiques

Vingt-neuf levés topographiques ont été réalisés entre le 10 novembre 2003 et le 17 mai 2005 selon un pas de temps mensuel, avec parfois quelques levés intermédiaires (Figure.73). Quatre autres levés ont été effectués entre le 17 mai 2005 et le 06 septembre 2006 avec un pas de temps oscillant entre trois et six mois. L'ensemble des levés consiste à enregistrer la topographie de la barre le long de dix radiales (250 mètres de long et transverses à sa crête) à l'aide d'un DGPS RTK (acquisition en mode point par point) monté sur une canne de 2 mètres (cf. Chapitre.III).

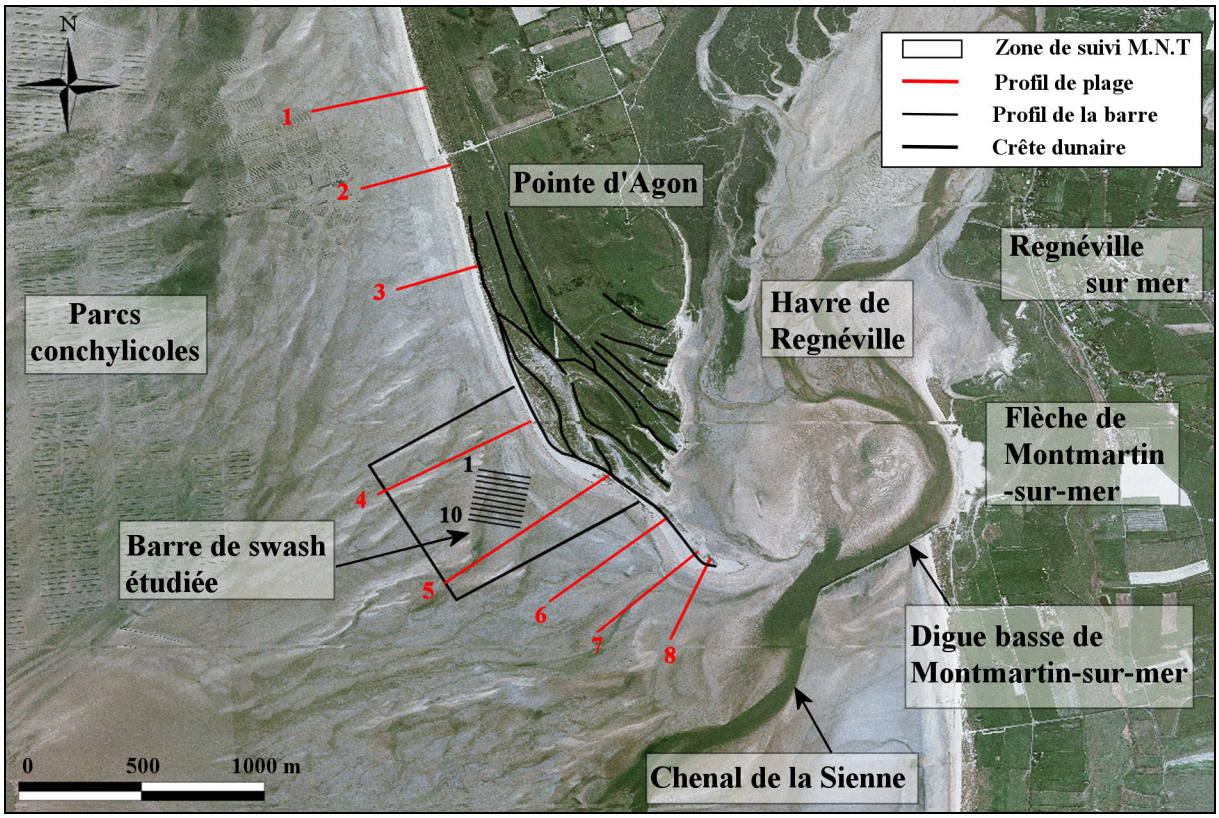


Figure 73: Site d'étude et méthodologie.

Vingt-deux Modèles Numériques de Terrain tridimensionnels (MNT) ont également été effectués sur une plus large zone (800 * 800 mètres) englobant la barre à l'aide d'un DGPS RTK monté sur un quad (acquisition en mode continu) (cf. Chapitre.III) (Figure.73). La fréquence de ces levés est variable, entre un et six mois (vers la fin des levés).

I.2 Analyse morphométrique des radiales

L'analyse morphométrique a pour objectif de déterminer des paramètres morphologiques permettant une analyse quantitative des évolutions topographiques (Stépanian, 2002). De nombreux auteurs ont utilisé cette méthodologie pour étudier l'évolution des plages à barres dans différents environnements de marée (Larson & Kraus, 1992 ; Ruessink & Kroon, 1994 ; Kroon, 1994 ; Pruzsak *et al*., 1997 ; Sabatier & Provansal, 2000 ; Stépanian, 2002).

Généralement, cette technique consiste à comparer les radiales topographiques par rapport à une radiale de référence (Larson & Krauss, 1992). Les barres sont alors des anomalies positives et leurs paramètres morphométriques sont déterminés à partir des évolutions résiduelles. Dans le cas étudié, le choix a été fait de représenter cette radiale de référence comme une droite horizontale ayant pour intersection le pied du talus de la barre. La réalisation d'une radiale de référence comme défini par Larson & Kraus (1992) n'est pas réalisable sur le site d'Agon du fait de l'existence d'une zone relativement plane et en accrétion continue immédiatement au devant de la barre.

Plusieurs paramètres sont extraits des radiales réalisées (Figure.74) :

- x_i :position initiale du milieu du talus de la barre le 10/11/2003 ; x_f :position finale le 05/09/2006
- z_i :altitude initiale de la crête de la barre ; z_f : altitude finale
- hc_i : hauteur initiale de la barre de la bâche à la crête ; hc_f : hauteur finale
- V_{on} : vitesse de déplacement de la barre
- Δz_c : différence d'altitude de la crête de la barre
- Δhc : différence de la hauteur de la barre
- ΔV : différence du volume de la barre
- l_i : largeur initiale de la barre ; l_f : largeur finale

Il est généralement admis que la position de la crête de la barre sert de référence pour calculer son déplacement. Ceci est appliqué en général aux plages à « barres et bâches » qui présentent un profil relativement symétrique. A la Pointe d'Agon, la morphologie des barres est fortement asymétrique et la position de la crête est souvent influencée par celle du talus. De plus, le crête n'est pas facilement identifiable car ne correspondant pas toujours à une rupture de pente franche. Ceci est également vrai pour le pied du talus. Ainsi, il ne semble pas que ces deux indices soient de bons indicateurs pour quantifier le déplacement de la barre. Il parait plus judicieux d'identifier le milieu du talus (x_i) comme point de référence pour le calcul du déplacement de la barre.

Entre chaque date de levés, les variations de volumes sont calculées. Elles sont obtenues par l'intégration des écarts altimétriques entre le profil initial et le profil final consideré, ramené à un mètre de linéaire côtier ($m^3.m^{-1}$). La valeur de l'incertitude est déterminée par le produit de la distance cross-shore de comparaison des radiales avec la valeur de la précision des mesures topographiques ($^{+}/_{-}$ 0.025 m).

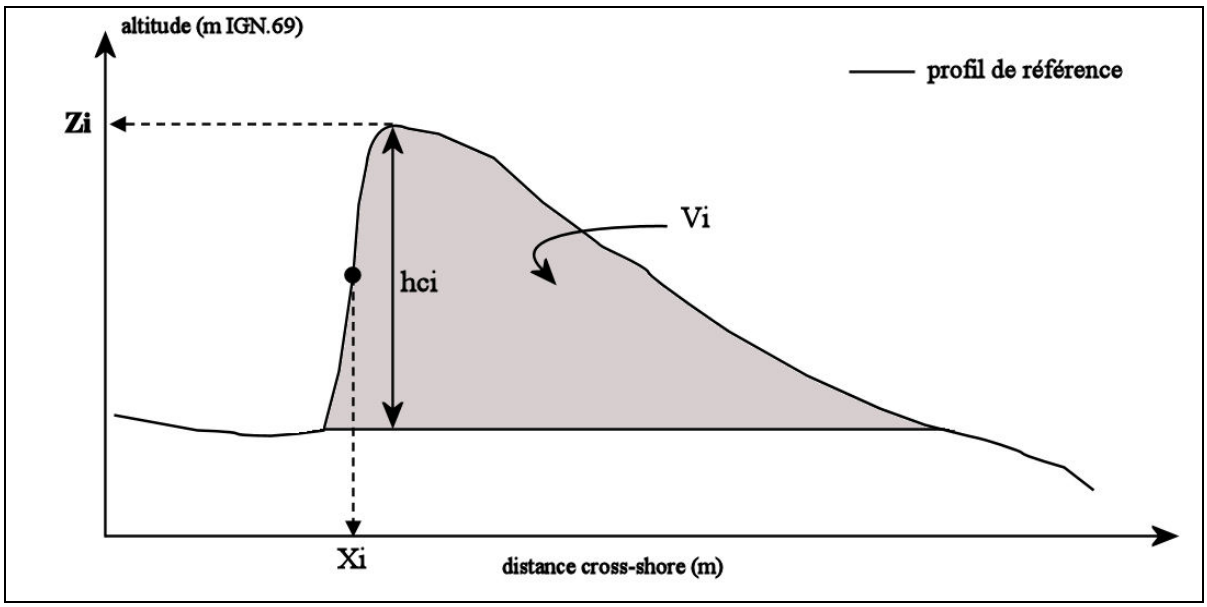


Figure 74: Définition des paramètres morphométriques sur une barre de swash de delta.

I.3 Granulométrie de la barre

Huit à dix échantillons sédimentaires superficiels ont été prélevés à la fois sur la bâche, sur le talus et sur le revers de la barre chaque année. Les sédiments recueillis ont été analysés à l'aide d'une colonne à tamis AFNOR. La fraction supérieure à 2.5 mm a été extraite des échantillons afin d'obtenir un diamètre moyen (D_{50}) représentatif de la partie sableuse.

Des prélèvements à l'intérieur de la barre ont été effectués à trois endroits différents de son revers à l'aide d'une tarière à main. Les échantillons ont été analysés de la même façon que ceux prélevés à la surface.

I.4 Acquisition des données hydrodynamiques et météorologiques

Une bouée datawell directionnelle faisant partie du réseau Candhis du C.E.T.M.E.F est en fonctionnement sur le site des Minquiers, au large du site d'étude (Figure.30). Cette bouée enregistre les caractéristiques physiques de la houle (hauteur significative, période de pic et direction) à une fréquence d'une donnée moyenne horaire. L'acquisition de ces données s'étend du 10 novembre 2003 jusqu'au 06 septembre 2006. Cette bouée a été hors service pour cause de réparation entre le 17 novembre 2004 et le 30 novembre 2005. Parallèlement, les conditions météorologiques, vitesse et direction du vent ont été collectées toutes les trois heures à la station de Gouville-sur-mer située à 10 km au Nord du site étudié (données, METEOFRANCE).

II. Conditions dynamiques générales

II.1 L'agitation et le vent

L'ensemble des données receuillies pendant trois ans est synthétisé sur la figure 75. Les hauteurs significatives mesurées indiquent des conditions de faible agitation (H_s < 1 m) pendant 53 % des observations. Les hauteurs significatives supérieures à 2.4 m représentent 4.1 % des observations réalisées et par trois fois sont supérieures à 3.8 m. La période de pic (T_p) varie de 4 à 15 secondes avec une augmentation associée aux houles de plus forte hauteur. L'incidence est en moyenne de 290°. L'ensemble de ces données est représentatif de l'agitation moyenne observée sur 10 ans (chapitre II).

Les caractéristiques des vents sont très variables. Leur vitesse peut atteindre 20 $m.s^{-1}$, mais en générale est inférieure à 12 $m.s^{-1}$.

II.2 Définition et répartition des périodes de tempêtes

Les épisodes de tempêtes sont définis comme des événements pendant lesquels l'agitation (H_s) est supérieure à une valeur seuil (Lee *et al*., 1995, 1998). La détermination de cette dernière est variable d'un site à un autre et ne peut être déduite que de séries chronologiques de longue durée. Dans la littérature, la valeur de ce paramètre varie de 1 (Lee *et al*., 1995 ; Stépanian, 2002) à 2 m (Lee *et al*., 1998). Stépanian (2002) précise que les conditions de tempêtes représentent 10% du temps.

Les mesures réalisées au large de la Pointe d'Agon montrent que les conditions d'agitation supérieures à 2 mètres représentent 8.2 % du temps (Figure.75). Il sera considéré, en première approximation, que cette valeur est représentative des conditions de tempêtes au large à l'échelle du suivi topographique.

La distribution mensuelle des tempêtes sur les trois années de mesures montre une plus forte fréquence des événements de haute énergie durant les mois de septembre à avril (Figure.76). Cependant, la durée cumulée sur un mois de ces événements est plus importante de décembre à mars et en septembre. Toutefois, la validité de ces conclusions est discutable du fait d'un trou important dans les données.

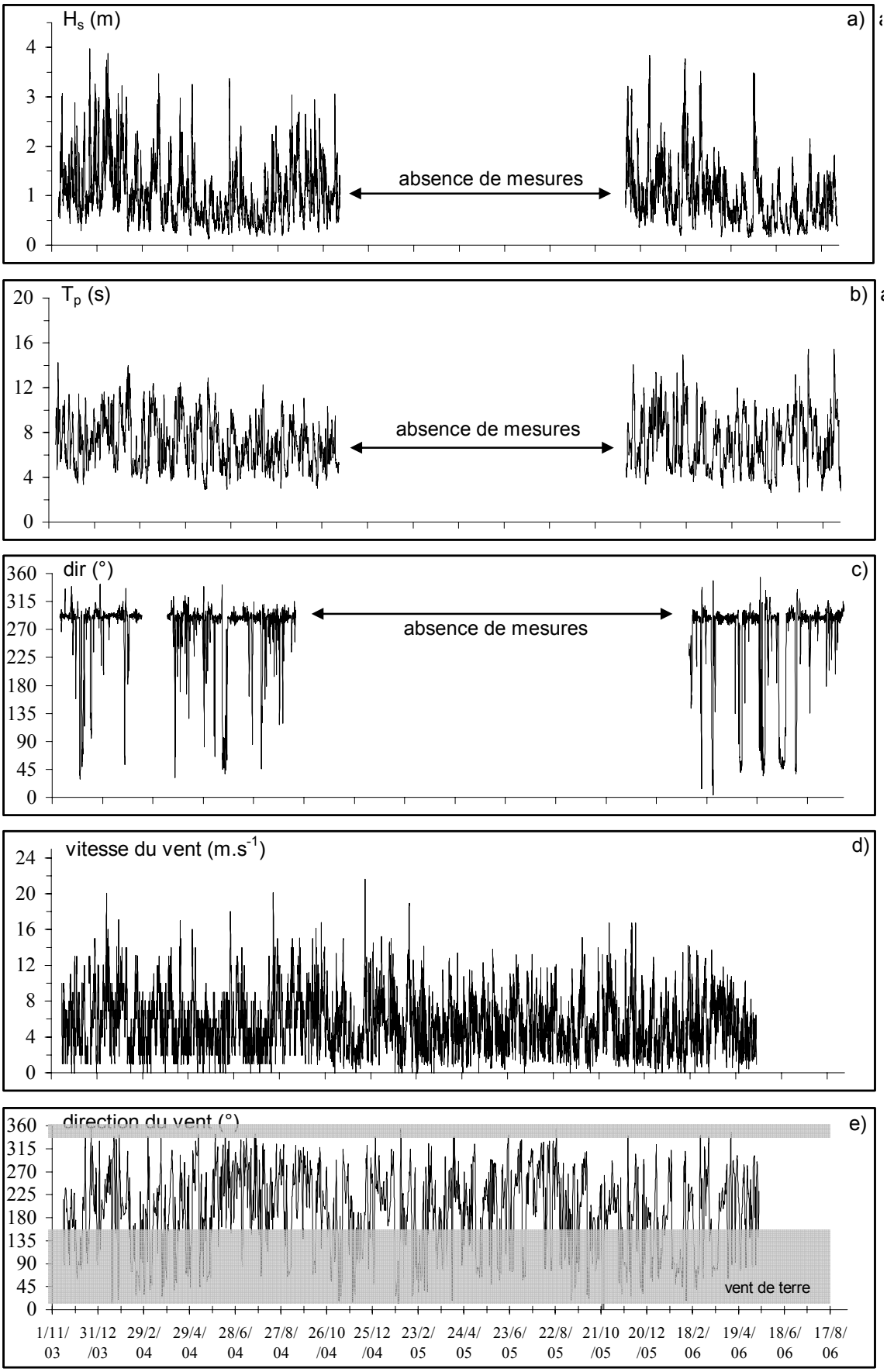


Figure 75: Conditions d'agitation au large (site des Minquiers, CETMEF) et caractéristiques des vents (Gouville-sur-mer).

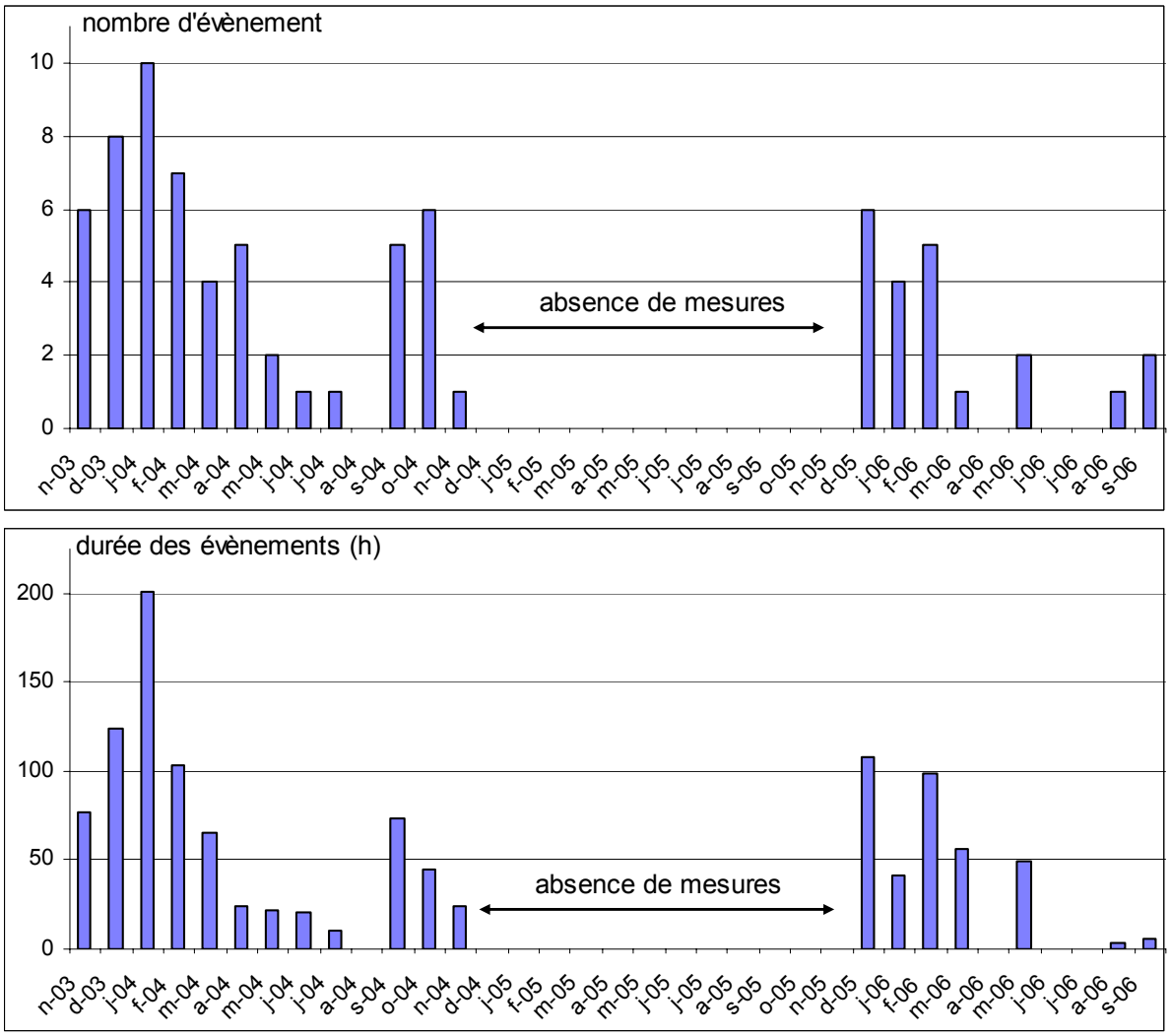


Figure 76: Distribution mensuelle et durée des tempêtes (Hs supérieure à 2 m) à partir des données d'agitation acquises au large (site des Minquiers, CETMEF) de novembre 2003 à septembre 2006.

III. Evolution morphologique de la barre

III.1 Résultats

III.1.1 Evolution résiduelle des radiales topographiques

Les paramètres morphométriques calculés sont synthétisés dans le tableau 14 pour chaque radiale. Du fait du rattachement de la radiale 1 avec la moyenne plage, l'évolution de celle-ci ne sera pas présentée. Quelques caractéristiques peuvent être mises en avant.

• La barre migre vers la côte avec une vitesse moyenne de 35.7 m/an. Cela se traduit par une avancée moyenne de 100 mètres depuis le début des levés (deux ans et dix mois). Les radiales à proximité de l'enracinement, à terre (R2 et R3) se déplacent plus vite que celles situées à son extrémité (R9 et R10).

• La migration vers le haut de plage s'accompagne d'une légère diminution de la hauteur de la barre (hc). Les deux radiales situées à son extrémité présentent une plus forte diminution avec un abaissement de 30 % de sa hauteur. Seules les radiales 2 et 3 sont en augmentation.

	X_i (m)	X_f (m)	Z_i (m IGN.69)	Z_f (m IGN.69)	hc_i (m)	hc_f (m)	V_{on} (m/an)	ΔZ_c (m)	Δh_c (m)	ΔV (m3/m)
R2	149	40	1.50	3.21	1.01	1.18	38.5	1.72	0.17	-11.59 +/- 2.72
R3	154	49	1.64	3.26	1.25	1.73	37.3	1.62	0.48	7.09 +/- 2.9
R4	155	55	1.83	2.94	1.53	1.56	35.4	1.10	0.04	-14.73+/- 2.7
R5	156	55	1.98	2.53	1.59	1.49	35.8	0.55	-0.10	5.78 +/- 2.67
R6	156	53	2.18	2.64	1.83	1.68	36.4	0.47	-0.15	-1.29 +/- 2.62
R7	157	51	2.36	2.73	2.08	1.94	37.4	0.36	-0.14	8.02 +/- 2.65
R8	156	52	2.45	2.69	2.30	1.96	36.5	0.24	-0.34	-13.41 +/- 2.5
R9	154	61	2.49	2.61	2.41	1.67	32.9	0.12	-0.75	-63.82 +/- 2.5
R10	151	62	2.41	2.57	2.41	1.71	31.4	0.16	-0.70	-79.96 +/- 2.7

Tableau 14: Caractéristiques de l'évolution résiduelle des paramètres morphométriques de la barre.

• La diminution générale de la hauteur de la barre est due à l'élévation d'altitude de la bâche. Cette élévation est le résultat d'une accrétion par des apports sédimentaires, mais aussi de la migration de la barre vers le haut de plage, ce qui entraîne une augmentation de la cote altimétrique moyenne de la bâche. L'évolution de la crête n'est pas responsable de la décroissance de la hauteur de la barre puisqu'elle est en nette élévation sur l'ensemble des radiales.

• Bien que la hauteur de la barre diminue, une légère augmentation de sa largeur lui permet de conserver un volume sensiblement identique sur trois années. En effet, l'évolution résiduelle du volume de la barre entre la radiale 2 et 8 présente une faible érosion proche de la marge d'erreur (-2.87 m^3/m +/- 2.68). Seules les radiales 9 et 10 présentent une érosion significative de grande ampleur. Ainsi, le déplacement de la barre vers le haut de plage s'effectue à volume constant avec néanmoins des évolutions longitudinales variées d'une radiale à l'autre laissant supposer une redistribution longitudinale des sédiments sur la barre.

III.1.2 Caractérisation du comportement morphodynamique de la barre

III.1.2.1 Vitesse de migration

III.1.2.1.1 Echelle annuelle

L'étude de la migration de la barre pendant trois années de suivi indique qu'elle se déplace à une vitesse moyenne proche de 34 m/an. Cependant, ce comportement ne semble pas linéaire (Tableau.15). Sur une échelle annuelle d'observation, deux périodes se distinguent. Entre le 10/11/2003 et le 30/10/2004, la barre se déplace rapidement avec des vitesses supérieures à 54.1 m/an. Les vitesses sont relativement constantes sur chaque radiale (écart maximum de 9 mètres). Du 30/10/2004 au 06/09/2006, la vitesse de déplacement de la barre a diminué. Elle ne dépasse pas 32.6 m/an. Lors de la deuxième année, elle est même inférieure à 12 m/an pour les deux profils situés à l'extrémité de la barre. Une plus grande hétérogénéité des vitesses est observée le long de la barre.

(m/an)	R2	R3	R4	R5	R6	R7	R8	R9	R10	moy
10/11/2003 - 30/10/2004	54.1	56.2	57.5	57.5	57.7	57.6	60.1	63.7	58.7	58.1
30/10/2004 - 15/11/2005	30.5	23.2	19.4	19.4	19.1	26.5	23.4	11.7	4.5	19.7
15/11/2005 - 06/09/2006	20.1	23.5	26.1	26.1	26.9	20.0	17.9	22.2	32.6	24.0
moyenne	34.9	34.3	34.4	34.4	34.6	34.7	33.8	32.5	32.0	33.9

Tableau 15: Caractéristiques des vitesses annuelles de migration pour chaque radiale.

III.1.2.1.2 Echelle mensuelle

Une analyse plus fine du déplacement de la barre à une échelle mensuelle permet d'observer des périodes de forte avancée et des périodes de stabilité (Figure.77). Ces périodes sont identiques sur l'ensemble des radiales. Le déplacement le plus important est observé entre le 12/01/2004 et le 29/01/2004 où la vitesse est supérieure à 0.5 m/jour (avancée de 8.5 mètres entre les levés). Il faut noter que les phases de mise en mouvement de la barre correspondent uniquement à un déplacement vers la côte. Aucun recul de sa position n'est observé.

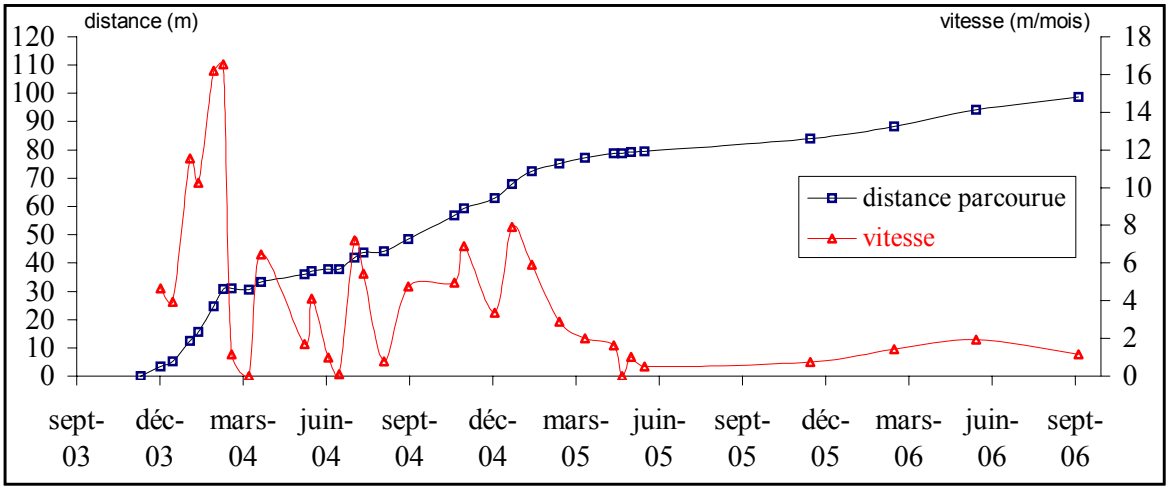


Figure 77: Vitesse et distance parcourue par la barre au niveau de la radiale 8.

A ce pas de temps, il est possible de préciser le moment où la barre ralentie sa progression vers le haut de plage. Il s'avère qu'à partir du 09 février 2004 un premier ralentissement est constaté sur l'ensemble des radiales (Figure.77). Une seconde diminution est identifiée sur certaines radiales de la barre à partir du 12 mars 2005. A noter que cela est contraire aux observations sur le long terme, qui indiquent une accéllération de la mobilité de la barre à l'approche du trait de côte.

III.1.2.1.3 Relation vitesse de migration-hydrodynamisme

La campagne de levés sur trois ans a montré que le déplacement de la barre était très hétérogène dans le temps. Au regard de l'agitation enregistrée au large, il est probable que les phases de migration se produisent pendant les périodes d'intensification des houles. Aucune destruction de celle-ci, ni même un recul n'est constaté. Par conséquent, sur l'ensemble des données d'agitation, le nombre d'heures pour lequel le seuil de tempête (Hs supérieure à 2 m)

est dépassé entre chaque levé a été calculé. Ce paramètre a ensuite été corrélé avec le déplacement moyen de la barre (Figure.78).

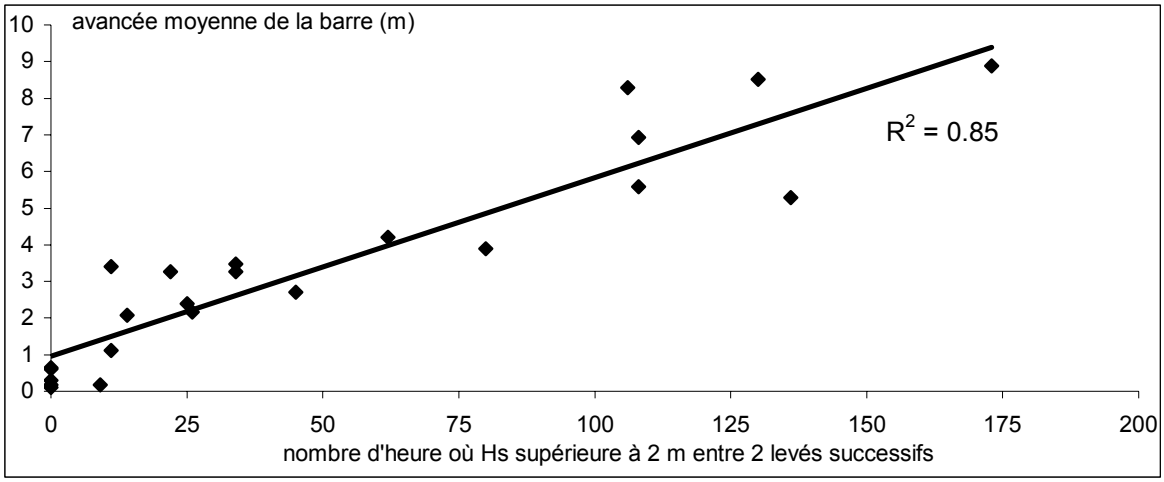


Figure 78: Relation entre l'avancée moyenne de la barre et le nombre d'heure de tempête au large entre deux levés successifs (site des Minquiers).

Une corrélation significative existe entre le déplacement de la barre et le temps d'action des tempêtes enregistré au large. En période de beau temps (5 événements sur des périodes de 8 à 22 jours), la distance parcourue est faible, inférieur à 0.5 m. L'action des courants de marée semble donc jouer un rôle secondaire dans le mécanisme responsable de la mise en mouvement de la barre vers le trait de côte. En tempête, la migration de la barre peut atteindre

III.1.2.2 Caractéristiques morphologiques

La variabilité morphologique de la barre est décrite d'un point de vue morphométrique. Une première approche consiste à analyser l'ensemble des paramètres (hauteur, largeur et volume) et leur évolution en fonction du temps. Dans un second temps, le comportement morphodynamique de la barre pendant la totalité du suivi sera présenté à l'aide d'un schéma conceptuel.

III.1.2.2.1 Analyse des paramètres morphométriques

- Hauteur de la barre

Le 10 novembre 2003 la hauteur de la barre est comprise entre 0.65 m (radiale 1) et 2.41 m (radiale 10). Elle augmente de façon continue entre l'enracinement et son extrémité et devient supérieure à 2 m à partir de la radiale 7.

L'évolution de la hauteur au cours du suivi est relativement homogène sur l'ensemble de la barre (Figure.79). Elle se caractérise par une diminution entre l'état initial et le 22

décembre 2004. Sa diminution est régulière au cours du temps, mais s'opère de façon différente suivant la position sur la barre.

- Au niveau des deux premières radiales, la barre ne présente plus de rupture de pente entre le talus et le revers. Elle fusionne avec la partie supérieure de la moyenne plage. La radiale 3 subit la même évolution. A cet endroit, la barre a perdu 62 % de sa hauteur et mesure seulement 0.47 m de haut (1.24 m le 10 novembre 2003) (Figure.79a).

- Les radiales 4 et 5 présentent une légère diminution de leur hauteur avec une perte équivalente à 25 % de leur taille d'origine (1.55 m le 10 novembre 2003 et 1.2 m le 22 décembre 2004) (Figure.79b).

- La partie de la barre comprise entre les radiales 6 et 10 connaît une diminution croissante de sa hauteur vers son extrémité (Figure 79c). Elle atteint 63 % sur la radiale 10 (2.41 m le 10 novembre 2003 et 0.9 m le 22 décembre 2004).

Entre le 22 décembre 2004 et le 13 janvier 2005, un changement significatif de l'évolution de la hauteur de la barre apparaît. Une forte augmentation de cette dernière est observée sur l'ensemble des radiales excepté pour les trois plus proches de l'enracinement. Cela lui permet de retrouver le 15 novembre 2006 une taille identique à celle observée lors du premier levé. Seules les radiales 8 à 10 présentent une hauteur légèrement inférieure à celle du 10 novembre 2003 (Figure.79c). Pendant cette période, la radiale 2 possède à nouveau une rupture de pente entre le revers et son talus.

Depuis le 15 février 2006, la barre subit des variations hétérogènes de sa hauteur. Une diminution est observée sur les radiales situées au delà de la numéro 3, alors que celles proches de l'enracinement continuent leur croissance. Lors du dernier levé (6 septembre 2006), l'ensemble de la barre présentait une augmentation de sa hauteur, excepté la radiale 5.

- Cote de la crête

La cote de la partie sommitale de la barre est en augmentation continue sur les radiales proches de l'enracinement (1 à 3) (Figure.79). La partie centrale de la barre (radiales 4 et 5) migre vers la haute plage jusqu'au 22 décembre 2004 avec une cote de sa crête constante (Figure.79b). Puis, à partir du 13 janvier 2005, une augmentation est constatée. Pour les radiales 6 à 10, les variations d'altitude de la crête sont similaires à celles observées sur les variations de la hauteur de cette partie de la barre (Figure.79c).

- Largeur de la barre

Lors du premier levé, la largeur de la barre est de l'ordre de 105 m sur l'ensemble des radiales (Figure.79). De manière générale, une première phase d'augmentation est observée jusqu'au 8 mai 2004 (Figure.79b). Elle continue jusqu'en janvier 2005 pour les radiales situées à l'extrémité de la barre (8, 9 et 10) (Figure.79c). Puis, une forte diminution est constatée jusqu'à une nouvelle phase d'augmentation à partir du 15 février 2006.

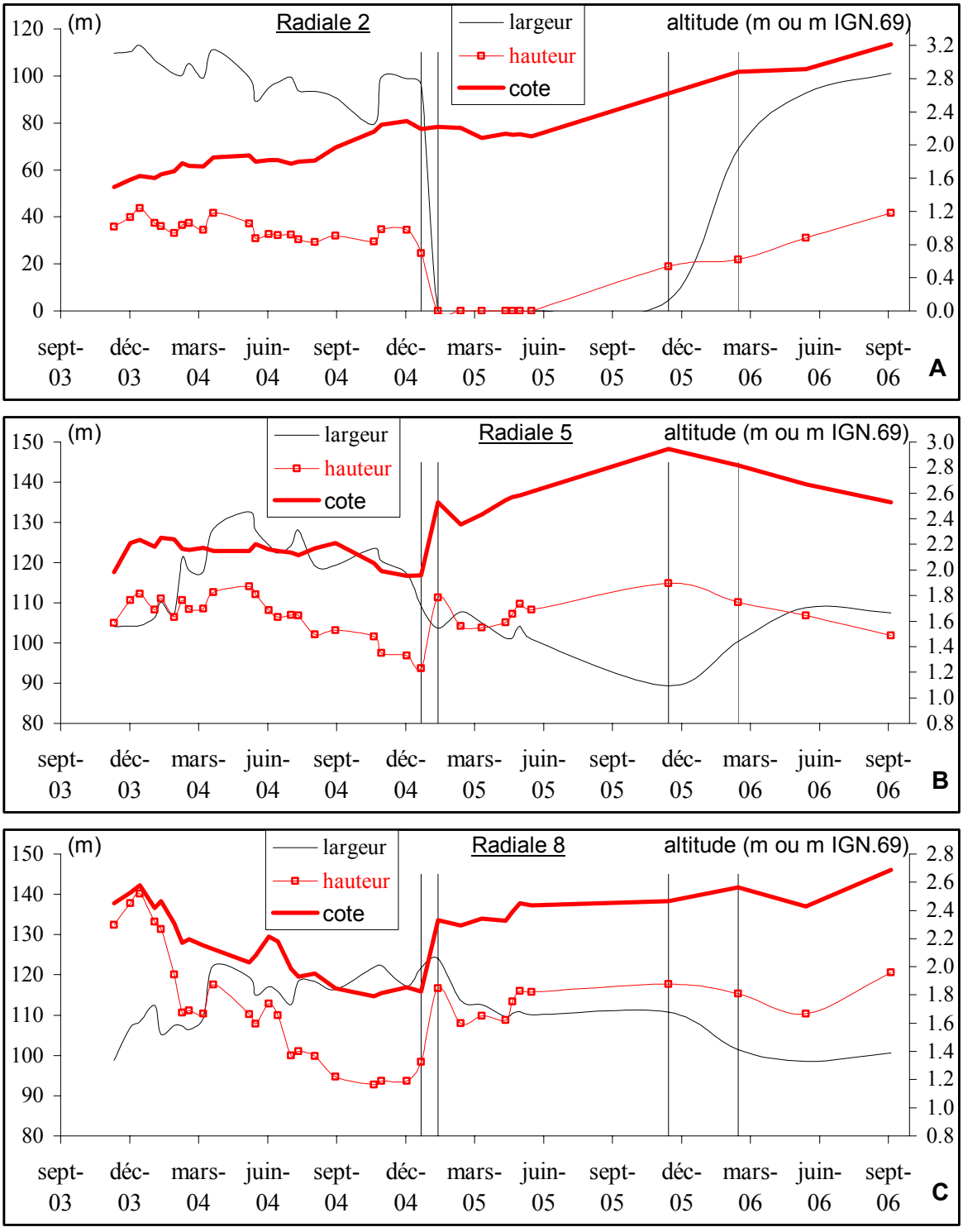


Figure 79: Evolution de la largeur, la hauteur et la cote altimétrique de la barre sur la radiale 2 (A), 5 (B) et 8 (C). Les traits verticaux correspondent aux références des dates dans le texte.

- Volume de la barre

L'évolution du volume de l'ensemble des radiales subit des variations dans l'ensemble homogène qui sont généralement comprises dans la marge d'erreur d'un levé à l'autre (Figure.79). Seules les radiales 9 et 10 présentent une diminution significative et continue au

cours du suivi. Cependant, le volume de la barre suit des tendances évolutives relativement longues se faisant plus ou moins ressentir d'une radiale à une autre. En effet, lors des deux premières années, une accrétion est constatée pendant les périodes de novembre à janvier et mars à mai, alors que pendant les périodes de janvier à mars et mai à novembre une érosion est observée (Figure.80). Ce comportement n'est pas mis en évidence la troisième année. Cependant, l'espacement des levés topographiques supérieur aux années précédentes ne permet pas d'apprécier les fluctuations de plus courtes périodes.

Les évolutions volumétriques constatées sont à la fois indépendantes des phases de migration et de l'évolution des paramètres morphométriques. De plus, aucune corrélation n'est trouvée avec le climat d'agitation au large à l'échelle du suivi. Bien qu'il semble exister une rythmicité du volume de la barre à une échelle saisonnière, les écarts maximums calculés sur trois ans restent faibles au regard du volume moyen de la barre (accrétion maximum de 9 m^3/m et érosion de 18 m^3/m). Ainsi, la barre étudiée peut être caractérisée comme une morphologie volumétriquement stable à l'échelle du suivi.

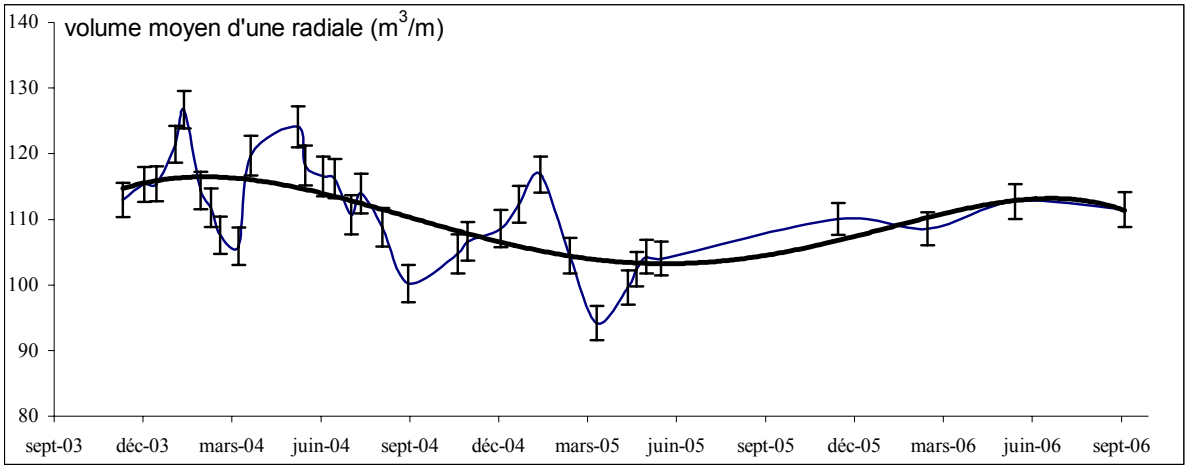


Figure 80: Evolution volumétrique par mètre linéaire de la barre entre novembre 2003 et septembre 2006.

III.1.2.2.2 Comportement morphologique de la barre

L'étude des paramètres morphométriques caractérisant la morphologie de la barre associée à l'observation des profils topographiques permet d'isoler plusieurs périodes singulières dans l'évolution de la barre sur trois ans. Ces périodes sont présentées sur la figure 81 en prenant l'exemple de la radiale 8.

Durant une période nommée I (10/11/2003-30/10/2004), la barre migre vers la haute plage et s'accompagne d'une diminution de sa hauteur (liée essentiellement à l'érosion de la crête et de façon secondaire au comblement de la bâche). Dans le même temps, son élargissement permet de maintenir son volume relativement stable. La partie supérieure de la barre présente alors une large zone plane (60 m). Cette période est définie comme une période d'abaissement de la barre.

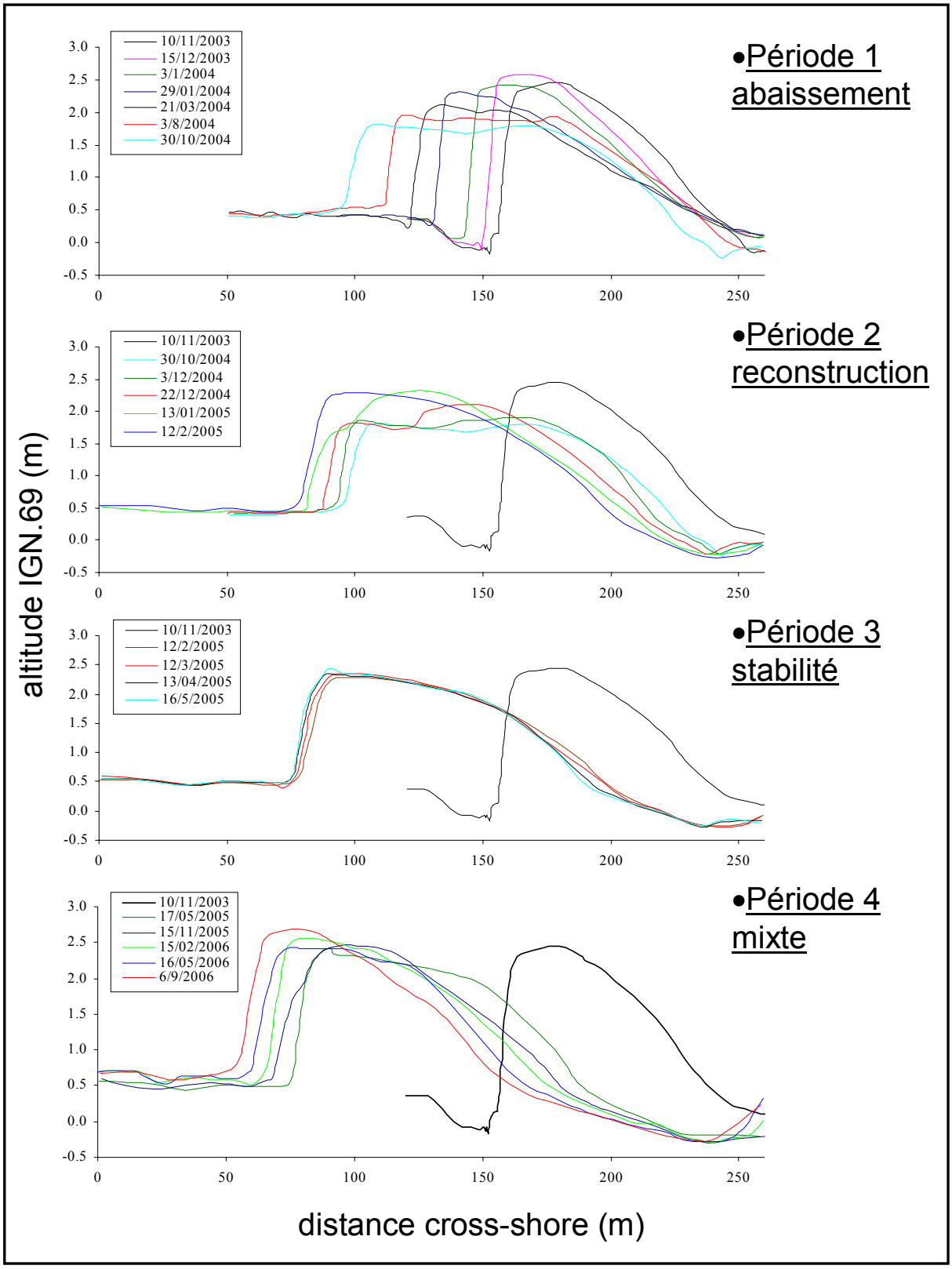


Figure 81: Evolution morphologique de la barre entre novembre 2003 et septembre 2006 (exemple de la radiale 8).

Durant la période II (30/10/2004-12/02/2005), un important transfert de sédiments s'effectue entre la partie basse et la partie haute du revers de la barre. Ce transfert se traduit par le grossissement d'un bourrelet qui progresse vers la rupture de pente du talus. Cet apport de sédiment provient d'un remaniement interne de la barre et plus particulièrement de la partie inférieure du revers. A terme, le profil devient proche de celui observé lors du premier levé et la large zone plane présente sur son revers disparaît. Ce mécanisme n'empêche pas la migration de la barre vers la haute plage. Cette période peut être caractérisée comme une phase de reconstruction, associée à sa mobilité.

Durant la période III (12/02/2005-16/05/2005), la barre présente une grande stabilité de ces paramètres morphométriques, malgré une légère migration vers la partie haute de l'estran.

Durant la période IV (16/05/2005-06/09/2006), deux comportements peuvent être observés. Une phase de décroissance de la hauteur de la barre associée à une augmentation de sa largeur précède une période où l'évolution inverse est observée.

III.2 Discussion-conclusions

III.2.1 Concernant la dynamique de la barre

- **Le sens de migration**

Le sens de déplacement observé est conforme aux précédentes études effectuées sur les deltas de jusant (FitzGerald, 1984 ; Smith & FitzGerald, 1994 ; Fenster & FitzGerald, 1996 ; Kana *et al*., 1999). La barre de swash d'Agon, en régime mégatidal, migre uniquement vers la haute plage. Aucune destruction, ni recul de l'édifice n'est constatée.

- **La vitesse de migration**

La vitesse de migration présente des différences significatives entre la première année de suivi (novembre 2003 à novembre 2004) et les deux années suivantes (novembre 2004 à septembre 2006). Pendant la première année, la barre se déplace à une vitesse moyenne de l'ordre de 58.1 m/an, nettement supérieure à celle observée par la suite (19.7 m/an la deuxième année et 24 m/an la dernière année (vitesse moyenne calculée entre la radiale 3 et 9). La comparaison de ces résultats avec la vitesse moyenne observée depuis l'apparition de la barre sur les photographies aériennes en 1998 (29.7 m/an entre août 1998 et septembre 2006 ; 26.7 m/an entre août 1998 et novembre 2003, cf chapitre précèdent), permet de constater qu'elle se déplace beaucoup plus rapidement lors de la première année du suivi.

- **L'agent dynamique responsable de la migration**

La corrélation des données topographiques avec celles de l'agitation disponible a permis de mettre en évidence que les différences de vitesse du déplacement de la barre traduisent les variations de l'amplitude de la houle au large. Le taux de déplacement augmente lors d'une exposition croissante aux conditions de tempête (Hs supérieur à 2 m au large). Pendant les périodes intermédiaires ou de calme, aucune migration significative n'est observée.

- **Les différences de vitesse enregistrées**

La première année (novembre 2003 – novembre 2004)

L'augmentation considérable de la vitesse moyenne de la barre lors de la première année du levé doit être la conséquence directe d'un accroissement des périodes de tempêtes à l'échelle annuelle. L'étude détaillée des conditions hydrodynamiques au large pendant la première année indique que la hauteur significative de la houle est supérieure à 2 m pendant 10.2 % du temps (sur 8760 données). Cette fréquence des événements de forte énergie est au-dessus de celle enregistrée sur le long à terme (8.2 %) (1992-2001, cf chapitre II). Cependant, la différence ne peut, à elle seule, expliquer l'augmentation de la vitesse de migration observée. En effet une augmentation de 2 % de la durée des tempêtes serait responsable, d'après la figure 78, d'un accroissement de 9 m/an de la distance parcourue par la barre.

Il apparaît que ce n'est pas une tempête isolée, mais plutôt une succession d'épisodes énergétiques qui sont à même d'induire les évolutions les plus importantes sur le profil d'une plage (Morton *et al*., 1995 ; Birkemeir *et al*., 1999 ; Cox & Pirrello, 2001 ; Ferreira, 2002, 2006) ou sur le revers des barres et donc d'augmenter indirectement leur déplacement (Stépanian, 2002). C'est notamment le cas pendant l'hiver 2003 durant lequel les périodes de tempêtes sont longues et très rapprochées. De plus, l'intensité des tempêtes (lorsque Hs est supérieure à 3 m) est légèrement plus forte pendant cette première année de suivi. Cependant, il faut noter que dans certaines études (Russell, 1993 ; Aagaard *et al*., 1998, 2005 ; Lee *et al*., 1998 ; Osborne & Rooker, 1999) il est observé que la forme du profil de plage peut être mise à l'équilibre par une première tempête et rester stable lors du passage des suivantes. Ce cas peut être envisagé également sur le revers de la barre étudiée.

Il faut signaler aussi que le niveau de marée et la position de l'événement par rapport à la cyclicité tidale lunaire peuvent expliquer l'augmentation de la vitesse de mobilité de la barre lors de cette première année. Cependant, à l'échelle des mesures, il n'est pas possible de vérifier cette hypothèse.

La deuxième année (novembre 2004 – novembre 2005)

La deuxième année est marquée par un fort ralentissement de la progression de la barre sur l'estran (19.7 m/an), déjà observée depuis les mois de février-mars 2004. Malheureusement, il n'est pas possible de corréler ce comportement avec les conditions d'agitation au large (bouée hors service). Cependant, au vu de la différence qui existe avec la vitesse moyenne observée sur le long terme (26.7 m/an), il est probable que la cause ne soit pas seulement hydrodynamique, mais que l'aspect morphologique influence de façon secondaire la dynamique de la barre. En effet, il est fréquemment évoqué le rôle de la morphologie antécédente aux évenements de tempêtes comme régulateur de l'impact morphodynamique (Lee *et al*., 1998 ; Ruessink & Terwindt, 2000). Cette période de ralentissement correspond au développement d'une large zone plane (65 m) sur le revers de la barre. L'impact de la houle est plus faible sur un plan horizontal que sur une pente forte. La dissipation de l'énergie des vagues est alors plus importante. Dans le cas étudié, il semble probable que cette caractéristique ait pu avoir une influence significative sur la dynamique de la barre et le transport sédimentaire s'effectuant sur son revers.

La troisième année (novembre 2005 – septembre 2006)

Durant cette dernière année de suivi, la morphologie de la barre a retrouvé un profil très asymétrique similaire à celui de la première année. L'étude détaillée des conditions hydrodynamiques au large pendant cette période indique une occurence de 7.2 % (6244 données) des hauteurs significatives de la houle au-dessus de 2 m. Cette fréquence est inférieure à celle enregistrée sur le long à terme (8.2 %), mais se situe dans l'ordre de grandeur permettant d'expliquer à elle seule la légère diminution de la vitesse de la barre.

- **Evolution future de la vitesse de déplacement**

Le déplacement vers le haut de plage de la barre entraîne une augmentation de sa cote altimétrique générale bien que celle-ci reste réduite à l'échelle du suivi (entre 0.12 et 1.72 m pour les radiales proches de l'enracinement). Le profil de forme concave de l'estran entraîne une dissipation énergétique plus importante de la houle sur la partie basse par rapport à la partie supérieure de l'estran (Wright *et al*., 1982 ; Masselink, 1993 ; Masselink & Hegge, 1995 ; Levoy *et al*., 2001). Ainsi, une augmentation de la vitesse de déplacement de la barre devrait être observée lors de son rapprochement avec la haute plage. Cette accélération a pu être mise en évidence sur une barre similaire sur le site d'étude (Robin & Levoy, 2007). Aucune augmentation significative et stable de sa vitesse de déplacement n'est observée pour le moment.

III.2.2 Concernant la morphologie de la barre

- **Evolution lors des phases de migration**

L'évolution de l'ensemble des profils montre que lors des phases de migration, un transfert de sédiments s'oopère entre le revers (en érosion) et le talus de la barre (en accrétion). Ce mécanisme est communément décrit sur les barres de swash sensu stricto (Van der Berg, 1977 ; Dabrio & Polo, 1981 ; Degryse-Kulkarni, 2003), les barres associées à des bâches (Stépanian, 2002) ou les barres internes subtidales des plages microtidales (Sunamura & Takeda, 1984). Cependant, pour l'ensemble de ces études, leur déplacement vers le haut de plage s'effectue lors de conditions de beau temps sous l'action des processus de swash et de déferlement. En période de tempête, l'augmentation de l'intensité du courant de retour (undertow) est responsable d'une destruction partielle de la barre et de leur déplacement vers le large (Davidson-Arnott & McDonald, 1989 ; Russell & Huntley, 1999 ; Masselink *et al*., 2005). Dans l'exemple d'Agon, le fonctionnement est différent de ces types de barre puisque c'est uniquement en période de tempête que la barre migre vers la partie supérieure de l'estran. L'étude des processus hydrodynamiques sur le revers de la barre sera abordée dans le chapitre VII afin d'expliquer ce comportement original qui semble commun à l'ensemble des barres de swash de delta (Davis, 1978 ; Davis & FitzGerald, 2004).

- **Evolution morphologique à moyen terme**

L'évolution morphologique de la barre est indépendante des phases de migration. Elle évolue avec une dynamique interne sur le moyen terme tout en conservant un volume relativement constant. Ainsi, quatre périodes ont pu être mises en lumière :

1) l'abaissement de la barre suite à une augmentation de sa largeur et une diminution de sa hauteur. Lors des phases de migration, la partie supérieure du revers est principalement érodée et le matériel déposé sur le talus ;

2) une phase de reconstruction suite à la migration vers le talus d'un bourrelet sédimentaire hérité du matériel érodé de la partie inférieure du revers de la barre. Du fait de la création d'une large zone plane sur le dessus de la barre, c'est la partie inférieure du revers qui est principalement érodée. La rupture de pente avec le talus étant trop loin, le sédiment se dépose sur la partie supérieure du revers formant un bourrelet ;

3) une période de stabilité suite à des conditions de faible agitation ;

4) un comportement mixte avec la succession d'une phase d'abaissement et de reconstruction soulignant peut être un nouveau cycle, mais de durée moins longue que le premier.

- **Evolution longitudinale**

L'étude longitudinale des paramètres morphométriques de la barre montre un comportement distinct entre l'enracinement et son extrémité. Sur la partie proximale, la hauteur de barre est en forte diminution dans la première partie du suivi (10 novembre 2003 – 22 décembre 2004). Cette diminution n'est pas due à une érosion de la crête (l'altitude de cette dernière est continuellement en hausse), mais à un comblement de la bâche qui génére, pour les deux premières radiales, la disparition du talus et la fusion de la barre avec la moyenne plage. Ce rattachement avec la partie supérieure de la moyenne plage induit une perturbation du transit sédimentaire nord-sud (Robin & Levoy, 2007). Le sédiment a alors tendance à se déposer à proximité de « l'obstacle » favorisant l'exhaussement de la bâche (Figure.66). Ainsi, la diminution volumétrique de cette partie de la barre ne reflète pas une action érosive de l'environnement, mais plutôt une accrétion de la bâche. De plus, ce phénomène est probablement à l'origine du déplacement sensiblement plus rapide de cette partie de la barre.

La partie distale de la barre présente, elle aussi, une diminution de sa hauteur dans la première partie du suivi (10 novembre 2003 – 22 décembre 2004). Cependant, il est clairement identifié que cette réduction est liée à une forte érosion de la crête comparée à l'exhaussement de la bâche qui reste limité malgré l'élévation du fond du fait de son rapprochement avec le trait de côte. Ainsi, il s'avère que la partie distale de la barre est plus sensible aux conditions de houles et à l'action des courants de marée à l'inverse de la partie proximale plus stable. De plus, l'hypothèse peut être avancée que cette partie présentant un bilan sédimentaire significativement négatif sur trois ans, soit une source secondaire d'alimentation en sédiments pour le reste de la barre. Cette dernière hypothèse sera vérifiée dans la suite du mémoire.

IV. Evolution granulométrique de la barre

IV.1.1 Evolution du sédiment superficiel

En janvier 2004, le sédiment superficiel de la bâche est constitué de sable fin (Tableau.16). A partir de la rupture de pente avec le talus, un changement granulométrique s'opère (Figure.82). Le sédiment superficiel est alors composé d'un sable grossier très hétérogène associé à des débris coquillés (des coquilles entières sont également présentes, mais de façon dispersées) et des graviers (large d'environ 3 cm pour les plus gros). Le sédiment présent sur le revers de la barre présente des caractéristiques similaires (Figure.84). Cependant, une diminution du diamètre moyen (D_{50}) est observable lorsque l'on s'éloigne de la crête. Le sable devient plus fin et la présence de coquilles et de graviers est de plus en plus rare (Tableau.16). Au pied de la barre côté mer, le sédiment est composé d'un sable moyen bien classé où les coquilles et les graviers sont absents.

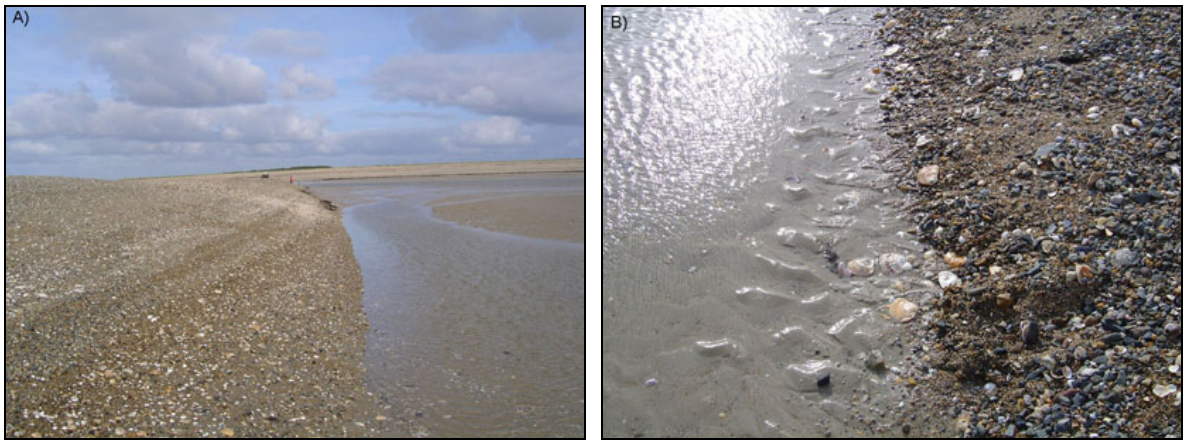


Figure 82: Limite granulométrique entre le talus de la barre et la bâche.

Bâche		Talus		Revers	
code	granulométrie (D_{50})	code	granulométrie (D_{50})	code	granulométrie (D_{50})
B4a	0.19	T4a	0.87 + coquilles + graviers	Rh4a	1.03 + coquilles + graviers
B4b	0.23			Rh4b	0.87 + coquilles + graviers
				Rh4c	0.89 + coquilles + graviers
				Rb4a	0.48 + graviers
				Rb4b	0.27

Tableau 16: Caractéristiques granulométriques du sédiment superficiel en différents points de la barre le 08 janvier 2004. Localisation des prélevement sur la figure 83.

Les prélèvements effectués en mai 2005 et mai 2006 (Figure.83) présentent des résultats similaires à ceux exposés précédemment (Tableaux.17 et 18). La bâche est composée de sable fin. Le talus et le revers de la barre sont constitués d'un sable moyen à grossier associé à des coquilles et des graviers. La partie basse du revers se caractérise par un sédiment sableux plus fin que sur la partie supérieure de la barre et une diminution de la teneur en graviers et en débris coquillers est observée. Au pied marin de la barre, le sédiment est sensiblement identique à celui qui constitue la moyenne plage de la Pointe d'Agon.

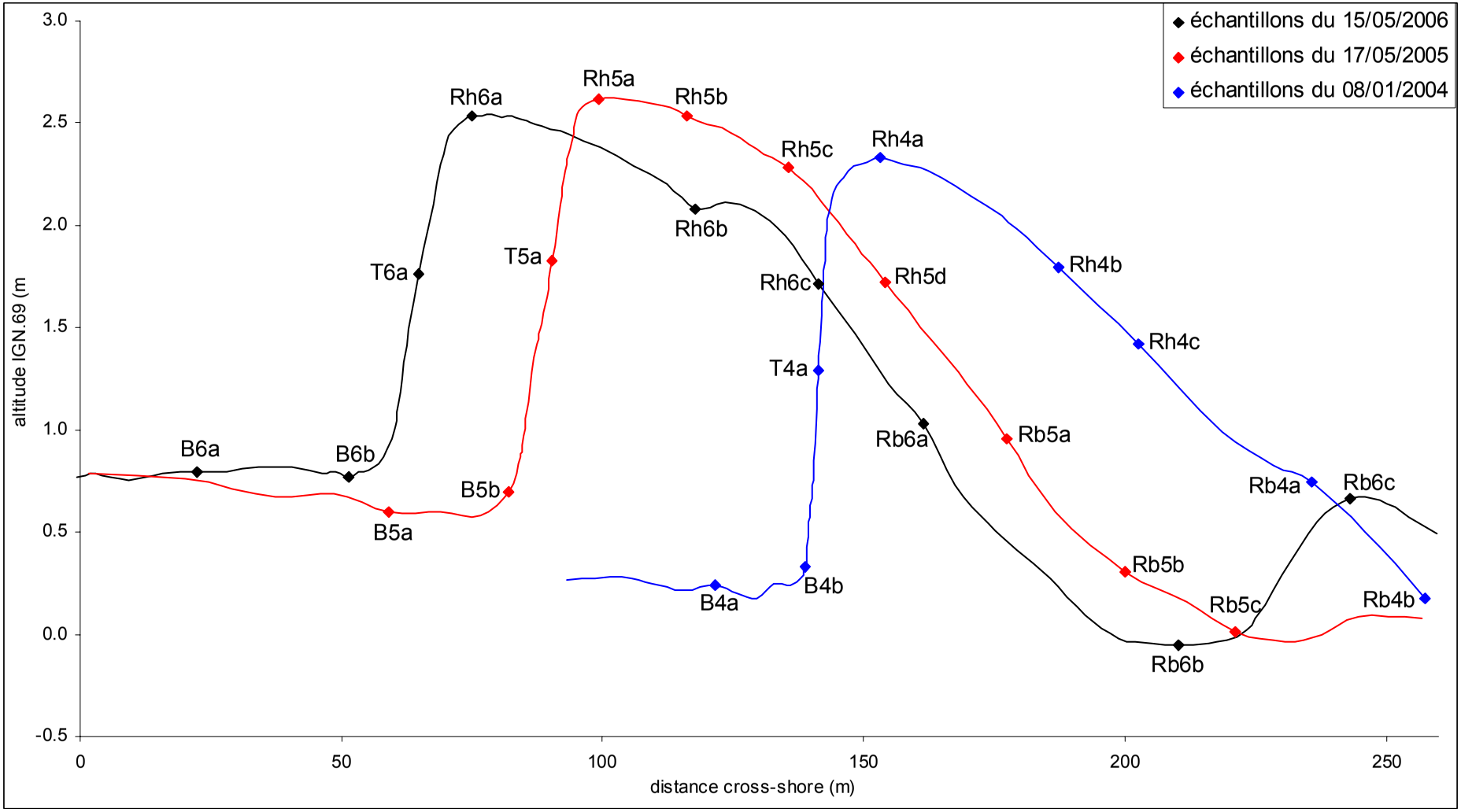


Figure 83: Localisation des échantillons superficiels en janvier 2004, mai 2005 et 2006.

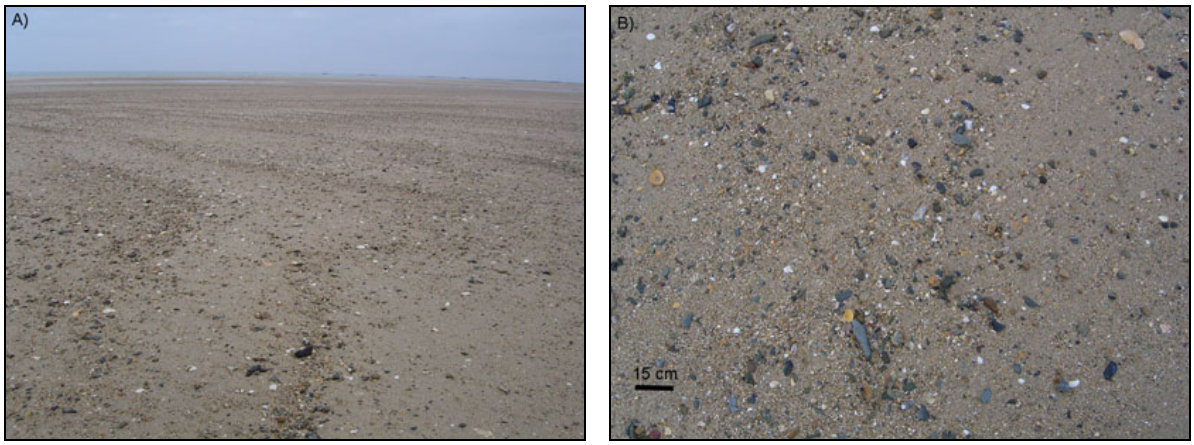


Figure 84: Le revers de la barre constitué de sable moyen, de graviers et de coquilles.

Bâche		Talus		Revers	
code	granulométrie (D_{50})	code	granulométrie (D_{50})	code	granulométrie (D_{50})
B5a	0.23	T5a	0.73 + coquilles + graviers	Rh5a	1.01 + coquilles + graviers
B5b	0.22			Rh5b	0.99 + coquilles + graviers
				Rh5c	1.12 + coquilles + graviers
				Rh5d	0.72 + coquilles + peu de graviers
				Rb5a	0.25 + coquilles
				Rb5b	0.55 + coquilles
				Rb5c	0.43

Tableau 17: Caractéristiques granulométriques du sédiment superficiel en différents points de la barre le 17 mai 2005.

Bâche		Talus		Revers	
code	granulométrie (D_{50})	code	granulométrie (D_{50})	code	granulométrie (D_{50})
B6a	0.19	T6a	1.18 + coquilles + graviers	Rh6a	1.44 + coquilles + graviers
B46b	0.22			Rh6b	1.39 + coquilles + graviers
				Rh6c	0.43 + coquilles + graviers
				Rb6a	0.42 + peu de graviers
				Rb6b	0.23
				Rb6c	0.23

Tableau 18: Caractéristiques granulométriques du sédiment superficiel en différents points de la barre le 09 mai 2006.

IV.2 Granulométrie des matériaux de l'intérieur de la barre

L'ensemble des échantillons prélevés à différentes profondeurs sur le revers de la barre (Figure.85) présente des similitudes granulométriques avec ceux présents à la surface. Le sédiment est constitué de sable moyen à grossier associé à une forte quantité de débris coquillés et de graviers (long de 2 à 5 cm) (Tableau.19). Aucune différence notable des caractéristiques n'est observée sur la profondeur d'échantillonnage.

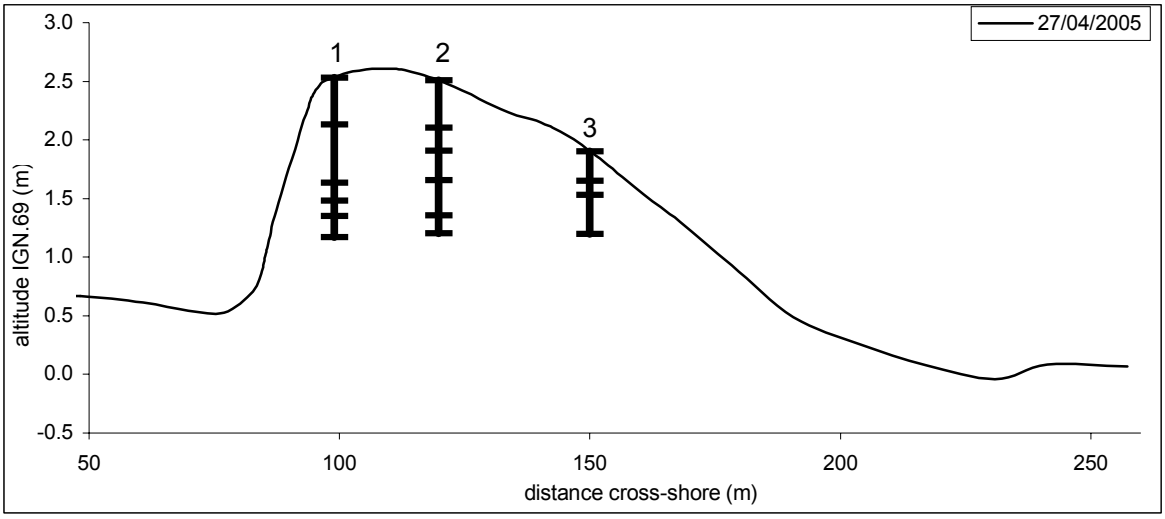


Figure 85: Localisation des points de prélèvements à l'intérieur de la barre.

point 1		point 2	
profondeur	granulométrie (D_{50})	profondeur	granulométrie (D_{50})
-0.4	0.82 + coquilles + graviers	-0.4	0.87 + coquilles + graviers
-0.9	0.79 + coquilles + graviers	-0.6	0.96 + coquilles + graviers
-1.05	0.65 + coquilles + graviers	-0.85	0.64 + coquilles + graviers
-1.18	0.29 + coquilles + graviers	-1.15	0.73 + coquilles + graviers
-1.36	0.43 + coquilles + graviers	-1.3	1.08 + coquilles + graviers

point 3	
profondeur	granulométrie (D_{50})
-0.25	1.44 + coquilles + graviers
-0.37	0.96 + coquilles + graviers
-0.7	0.79 + coquilles + graviers

Tableau 19: Caractéristiques granulométriques des échantillons prélevés à l'intérieur de la barre le 27 avril 2005.

IV.3 Discussion-Conclusion

Cette partie apporte de précieux renseignements sur la nature sédimentologique de la barre. Il s'avère que celle-ci est constituée d'un sable plus grossier comparé à son environnement proche (sable fin à moyen, cf chapitre II). De plus, le sédiment est associé à une forte proportion de coquilles, débris coquilliers et de graviers hétérogènes absents au voisinage de la barre. La frontière granulométrique entre la barre et son environnement est franche, facilement identifiable côté terre et un peu moins sur le revers. Malheureusement, il n'a pas été possible d'extraire des échantillons à une profondeur supérieure à 1.4 m de la surface. Cependant, il est probable que la barre repose sur du sable fin similaire à celui situé dans la bâche et que le changement de faciès granulométrique se situe au niveau de sa base définie lors de l'étude des paramètres morphométriques (Figure.74).

Ces résultats caractérisant la nature sédimentologique du corps de la barre sont essentiels. En effet, le rôle de la perméabilité du sédiment sur la dynamique du swash est largement démontré dans la littérature (Horn, 2002, 2006). La nature grossière du sédiment a tendance à faciliter l'infiltration lorsque le niveau d'eau commence à atteindre le revers de la barre. Elle a donc une grande importance sur les variations du toit de la nappe, paramètre essentiel dans l'action du swash sur la dynamique sédimentaire. Ces aspects est étudiés dans le chapitre VII traitant de l'influence respective des différents processus hydrodynamiques sur la mobilité de la barre.

V. Evolution morphologique de l'environnement autour de la barre

L'objectif de ce paragraphe est de préciser la mobilité sédimentaire se produisant sur la moyenne et haute plage autour de la barre de swash à l'aide du traitement des Modèles Numériques de Terrain réalisés lors des trois années de suivi. Des informations complémentaires sont apportées par rapport à celles exposées lors de l'étude des profils sur cette zone (chapitre IV). Il s'agit plus particulièrement de s'intéresser aux variations morphologiques en 3D de l'estran avec une attention toute particulière portée au voisinage proche de la barre.

V.1 Morphologie générale

Le 25 novembre 2003, date du premier levé topographique, l'estran est marqué par la présence de trois barres (Figure.86). Celle étudiée (B1) est la plus volumineuse. Elle est positionnée de façon oblique par rapport à la haute plage. Les deux autres (b2 et b3) sont de tailles plus réduites (50 cm de hauteur) et placées de façon perpendiculaire par rapport au trait de côte. La barre b2 présente tout de même une légère jonction oblique avec la haute plage. De part et d'autre de ces barres, l'estran se présente sous la forme de zones relativement planes perturbées par des chenaux de vidanges de faible profondeur. La pente de la haute plage est régulière en amont dérive de B1, mais présente quelques discontinuités à l'aval.

Le 15 mai 2006, la distribution des barres sur l'estran est différente de celle précédemment décrite (Figure.86). La barre B1 a migré vers la côte. Les barres b2 et b3 ont été détruites et remplacées cent mètres plus au Nord par deux barres (b4 et b5) aux caractéristiques morphologiques similaires. Cependant, b4 n'est pas reliée à la haute plage à l'inverse de b2 et b5 est beaucoup plus longue que b3. Une barre de haute plage (bht) est présente au Sud de la zone isolant une bâche.

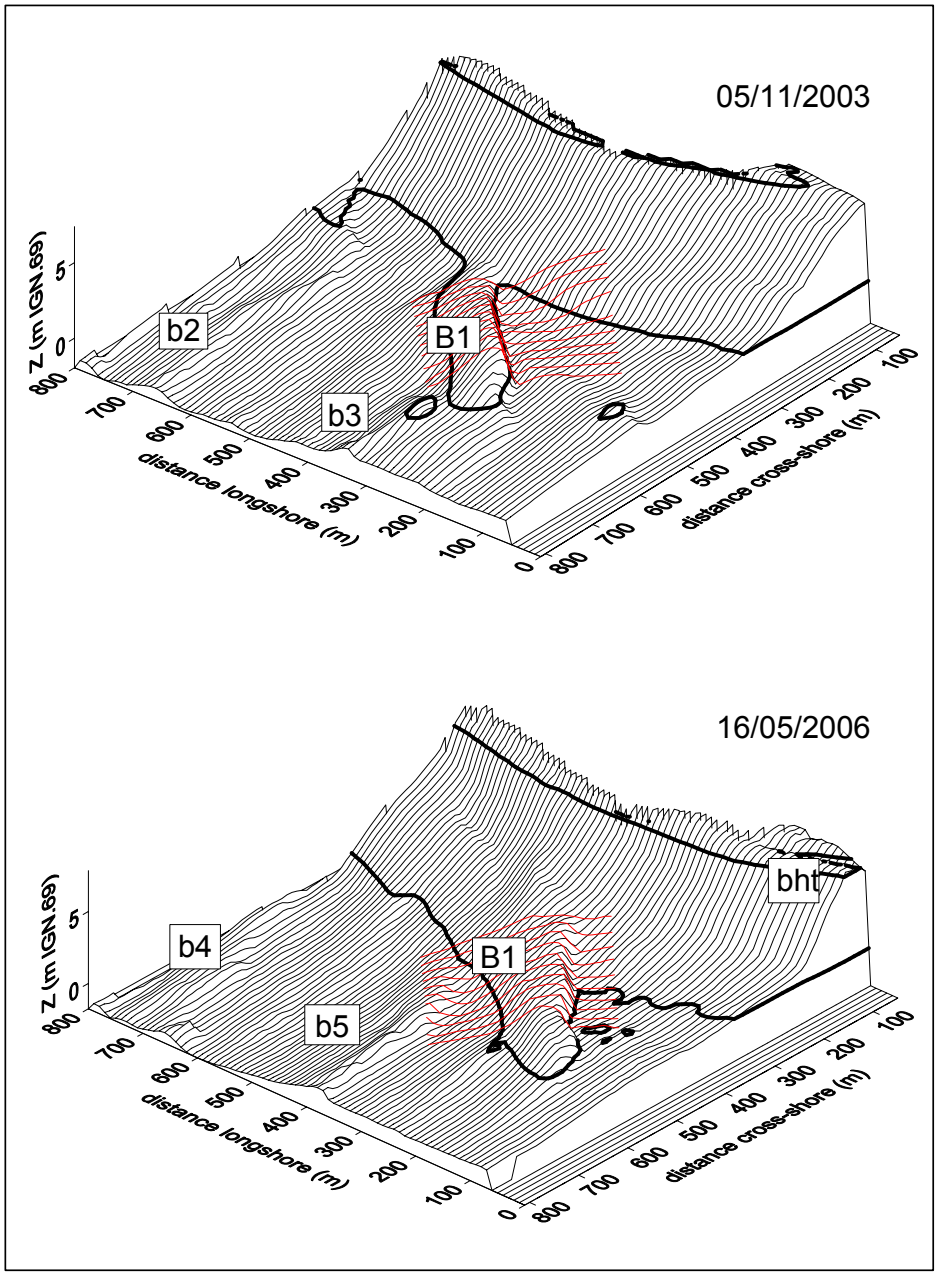


Figure 86: MNT initial et final de l'environnement de la barre. Le niveau moyen et celui d'une pleine mer de vive-eau moyenne sont représentés.

V.2 Relation morphologie – évolution topographie

Les évolutions topographiques résiduelles par rapport à la topographie initiale sont présentées sur la figure 87. Sur la moyenne plage, les zones en érosion sont uniquement réparties au niveau des barres. Comme cela a été constaté dans le chapitre précèdent, la haute plage en aval de B1 est en fort érosion. Les zones en accrétion correspondent sur la moyenne plage à la formation de nouvelles barres (b4 et b5) ou au déplacement de B1. En amont de celle-ci, une large zone d'accrétion est constatée. La formation d'une berme de haut plage au Sud de la zone induit un exhaussement de la topographie qui sera atteinte par les agents hydrodynamiques uniquement pendant de grands coefficients de marée. Les zones planes entre les barres sur le bas estran (p1, p2 et p3) présentent peu d'évolution altimétrique.

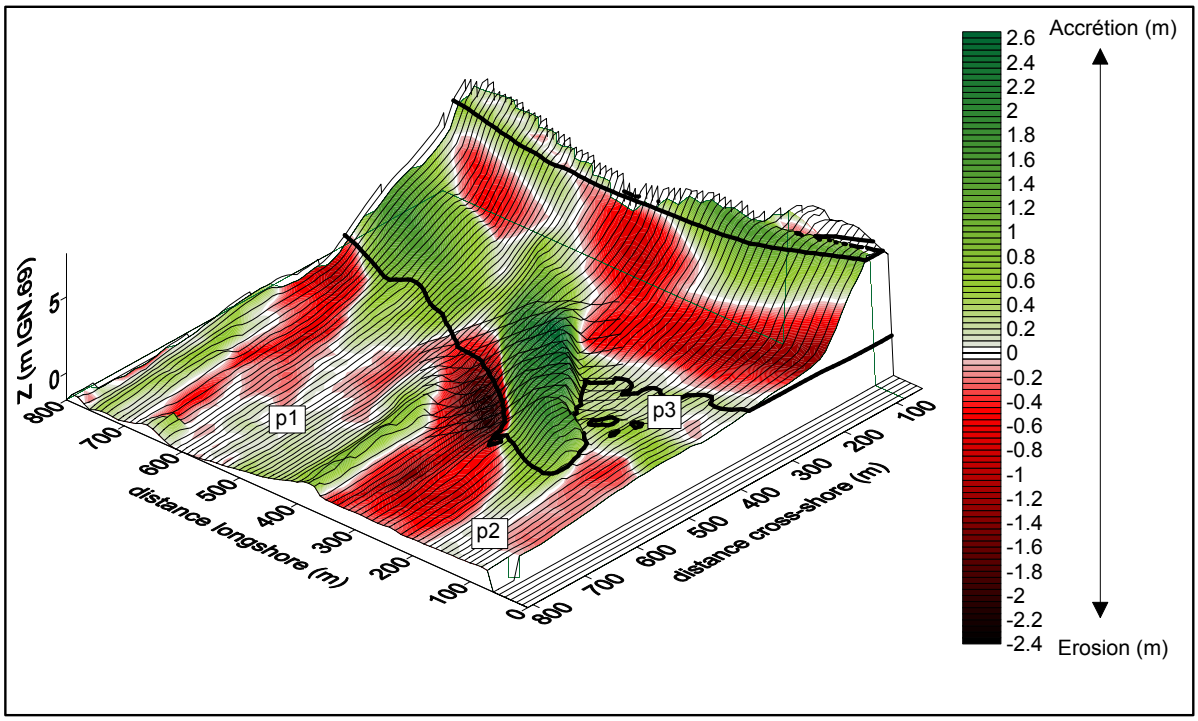


Figure 87: Evolution altimétrique résiduelle par rapport à la morphologie initiale novembre 2003-mai 2006). Le niveau moyen et celui d'une pleine mer de vive-eau moyenne sont représentés.

V.3 Relation évolution morphologique – budget sédimentaire

Le volume sédimentaire impliqué dans l'évolution morphologique est calculé à l'aide des données topographiques par différence de cubatures à partir des MNT. La zone de mesures s'étend sur une surface de 500 000 m^2. L'incertitude liée à la méthode de mesure topographique ($^{+}$/.0.025 m) est estimée à $^{+}$/.12500 m^3.

Au cours du suivi, le budget sédimentaire intertidal de cette zone subit une accrétion de 7920 m^3 (Figure.88). Cette valeur se situe dans l'incertitude des mesures topographiques. L'évolution maximale est atteinte le 03 août 2004 où une accrétion de 27300 m^3 est enregistrée par rapport à l'état initial. Les variations du budget sédimentaire d'un levé à l'autre sont faibles et très régulièrement comprises dans l'incertitude de mesure. Par conséquent, il semble que l'évolution morphologique de la zone s'effectue à volume quasi-constant.

Par ailleurs, l'évolution du budget sédimentaire de la partie haute de l'estran (au dessus de la cote 0.84 m, niveau moyen) représente 87 % du volume sédimentaire en accrétion. Par conséquent, il semble que l'évolution morphologique observée sur le bas estran résulte bien principalement d'une redistribution du stock sédimentaire intertidal. Sur le haut estran, l'érosion observée en aval dérive de la barre est compensée à volume équivalent par l'accrétion constatée à l'amont.

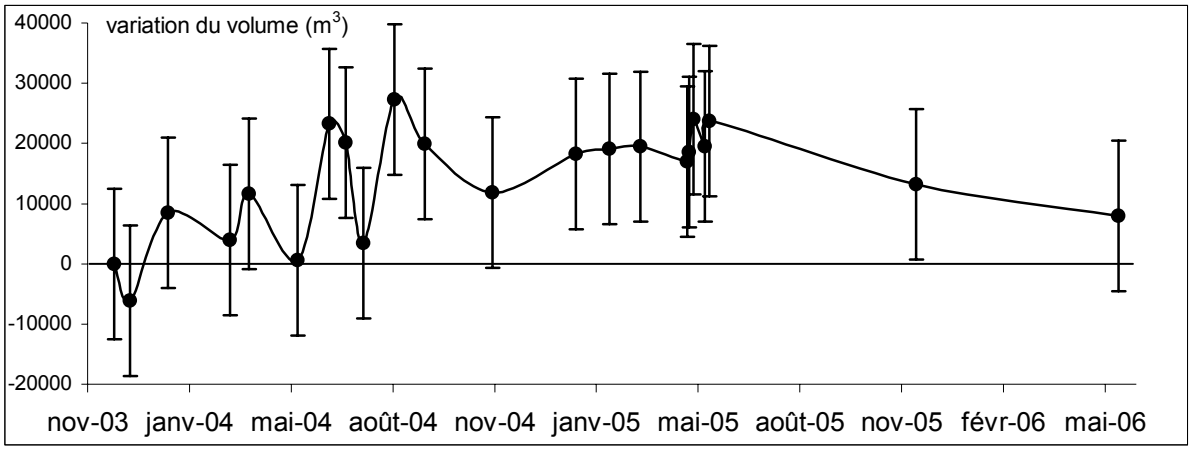


Figure 88: Variation volumétrique de la zone de suivie pendant 3 ans.

Les relations entre les variations du budget sédimentaire et les forçages hydrodynamiques sont difficiles à mettre en évidence en raison du décalage temporel entre l'acquisition des levés topographiques à un pas de temps mensuel et les rapides variations de l'agitation. Aucune relation significative n'est observée entre le nombre ou le temps d'action des tempêtes et l'évolution du budget sédimentaire. Cependant, il est possible d'identifier qualitativement l'impact des périodes de faible agitation et des tempêtes sur l'évolution morphologique de la zone.

V.4 Evolution morphologique en fonction des variations des caractéristiques de l'agitation

V.4.1 Relation évolution morphologique - période de beau temps

Trois périodes ont été isolées afin de pouvoir étudier les changements morphologiques se déroulant en période de beau temps relatif (Figure.89). Ces périodes comprennent plusieurs cycles de marée de vives-eaux / mortes-eaux durant lesquelles l'agitation au large est toujours inférieure à 2 mètres.

D'un point de vue morphologique, aucun changement significatif ne se produit malgré de forts courants moyens à pleine mer de vive-eau (Figure.85). La barre est stable et les changements volumétriques sont quasi nuls.

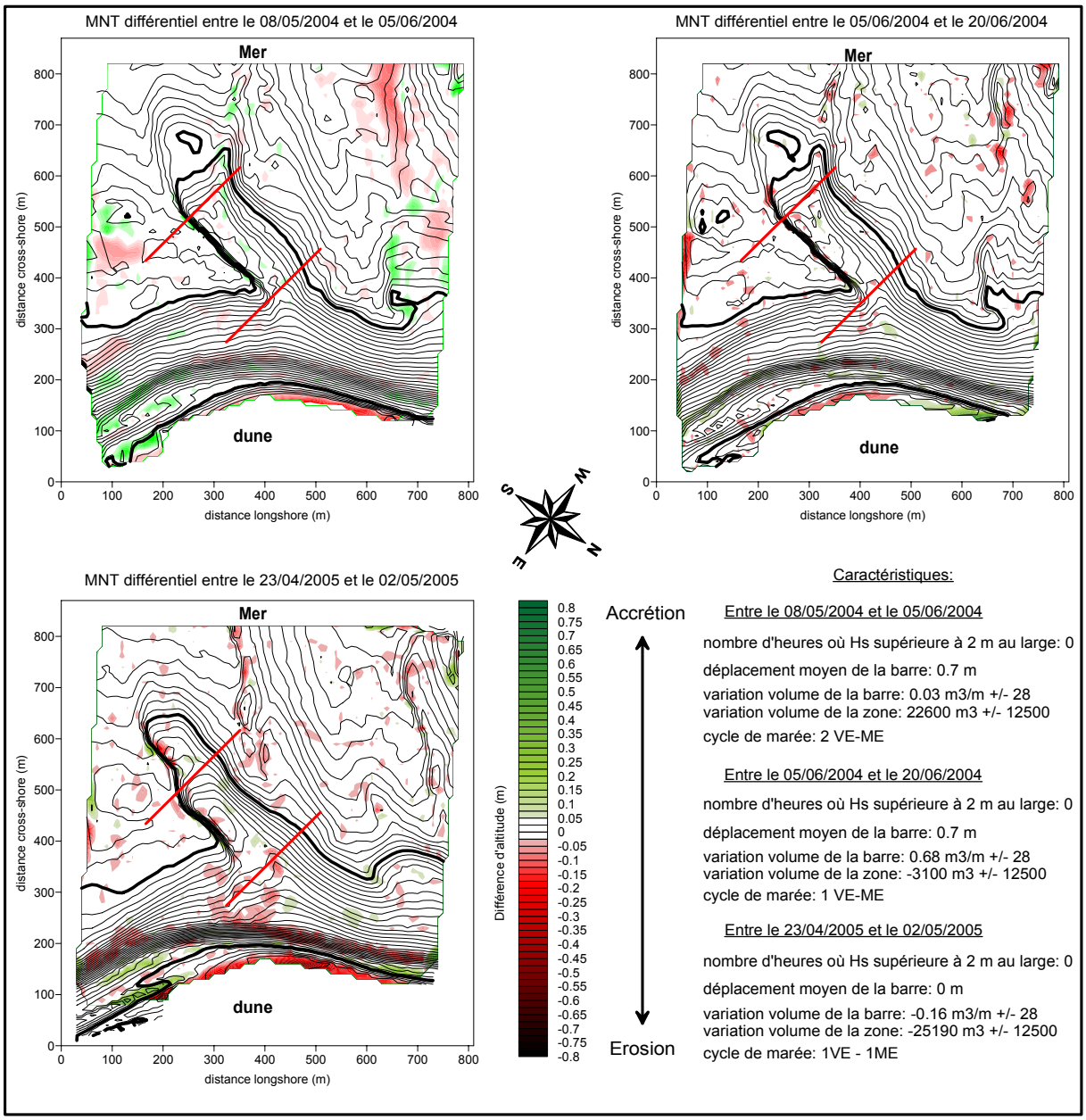


Figure 89: Représentation des évolutions résiduelles pendant trois périodes de beau-temps. Les parties blanches représentent les zones où l'évolution topographique n'est pas considérée comme significative par rapport à l'incertitude des mesures topographiques (+/- 0.025 m). Les radiales 1 et 10 sont représentées sur chaque période (ligne rouge). Le niveau moyen et celui d'une pleine mer de vive-eau moyenne sont représentés.

V.4.2 Relation évolution morphologique - période de tempête

Comme précédemment trois périodes ont été isolées afin de pouvoir étudier les changements morphologiques se déroulant en période de tempête (Figure.90). Ces périodes comprennent également plusieurs cycles de marée de vives-eaux / mortes-eaux, mais la hauteur de la houle au large est supérieure à deux mètres pendant un grand nombre d'heures.

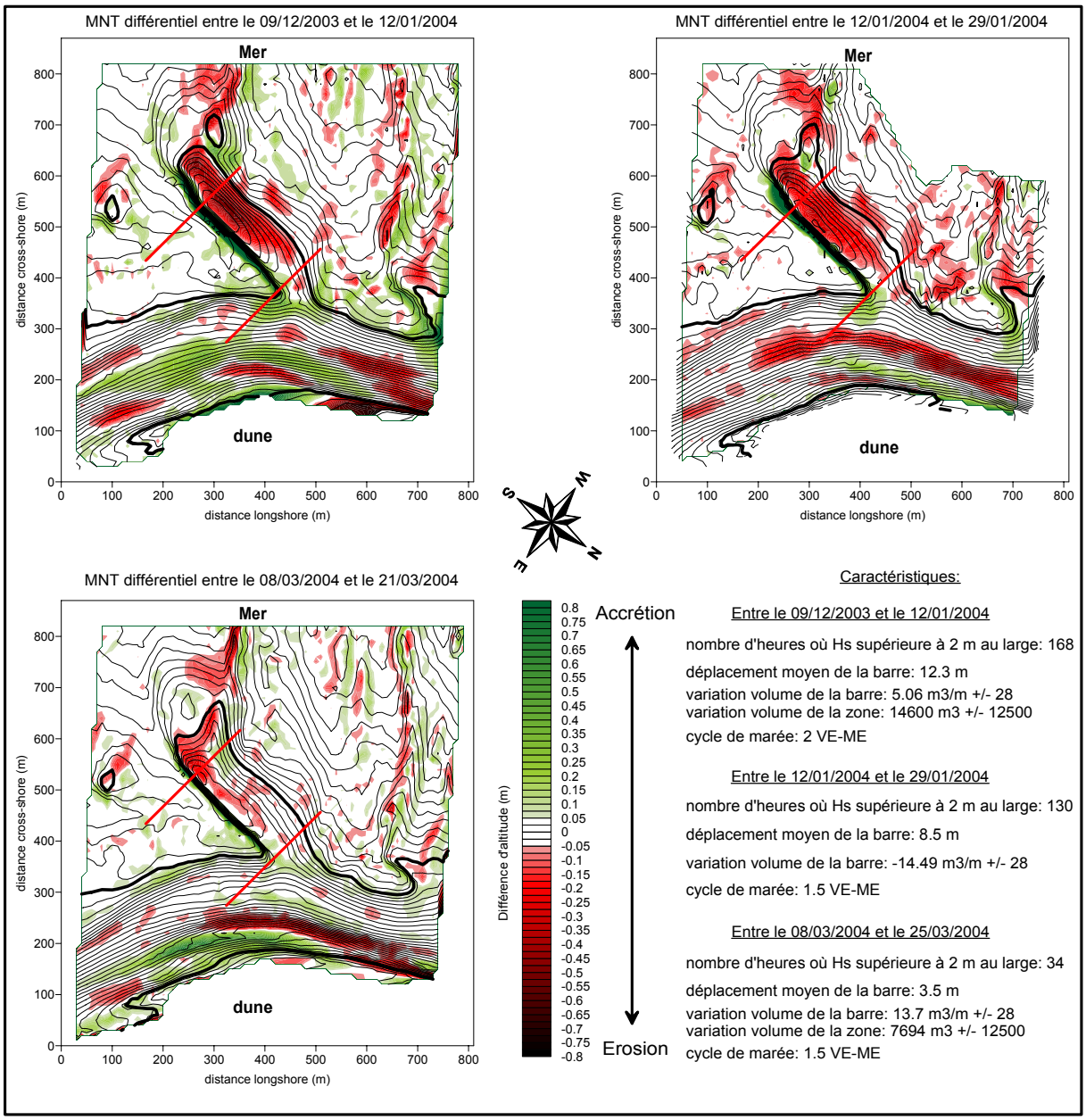


Figure 90: Représentation des évolutions résiduelles pendant trois périodes de beau-temps. Les parties blanches représentent les zones où l'évolution topographique n'est pas considérée significative par rapport à l'incertitude de mesure topographique (+/- 0.025 m). Les radiales 1 et 10 sont représentées sur chaque période (ligne rouge). Le niveau moyen et celui d'une pleine mer de vive-eau moyenne sont représentés.

D'un point de vue morphologique, les évolutions les plus significatives sont localisées sur la barre. L'érosion du revers observée lors de l'étude des radiales semble principalement limitée uniquement à cette partie de l'estran. La figure 90 montre également que l'érosion affecte plutôt la partie externe de la barre (radiale 10 et au-delà), alors que celle proche de l'enracinement semble plus stable. En avant de la barre, une zone en accrétion reflète son avancée qui s'effectue à volume constant. Bien qu'elle soit dans la zone d'incertitude, la différence de volume de la barre est légèrement plus forte que lors des périodes de beau temps. La bâche située devant la barre et les autres zones planes sont stables sur l'ensemble des trois périodes. Ceci confirme le contrôle exercé par la barre sur la dissipation de l'énergie

des vagues. Elle constitue un filtre énergétique qui induit prématurément le déferlement des plus grosse vagues et laissent se propager celles de hauteur inférieure (Carter & Balsillie, 1983).

Autour de la barre, l'estran est caractérisé par une faible évolution altimétrique. Seules les barres b2 et b3 subissent une érosion de leur crête.

V.5 Formation d'une nouvelle barre

Le suivi topographique de la zone d'étude pendant trois ans permet d'isoler une séquence de formation d'une nouvelle barre située à proximité de celle qui est étudiée (Figure.91). Il est généralement admis que leur formation se produit sur la partie distale de la plate-forme de swash amont et que l'action du swash est l'agent principal participant à l'édification de ces morphologies (Hayes 1975, 1980, Davis 1978). Il n'est pas possible de confirmer cette dernière hypothèse par le biais de l'approche présentée. Cependant, le suivi moyen terme permet d'apporter des informations topographiques et une échelle de temps associée à la mise en place de ces barres.

La formation de cette nouvelle barre se localise au pied du revers de celle qui est étudiée au niveau de la radiale 4. Son extension progresse vers le large suivant une orientation perpendiculaire au trait de côte, identique à celles existant sur la moyenne plage (b2, b3 et B4 Figure.87). De plus, l'asymétrie de son profil est caractéristique de l'ensemble des barres évoluant sur le delta. L'accumulation sableuse (absence de graviers et de coquilles) s'effectue à la cote 0 m IGN.69 entre le niveau moyen (0.75 m IGN.69) et le niveau des basses mer de mortes-eaux (-0.45 m IGN.69). L'action du swash brève sur cette partie de l'estran ne semble pas pouvoir être un facteur dominant dans le processus de formation de cette barre (point traité dans le chapitre VII).

Une fois la formation initiée (30/10/05), son développement est lent puisqu'en une année, la hauteur crête à creux est seulement de 40 cm (15/11/05). Lors du dernier levé (16/05/06), elle atteint 60 cm au maximum à proximité de l'enracinement. Par contre son extension longitudinale est rapide puisque le 15 novembre 2005, elle possède une longueur de 120 mètres et le 16 mai 2006, elle atteint plus de 200 mètres.

Mis à part une extension vers le large, aucun déplacement significatif de cette nouvelle barre ne se produit pendant le suivi. Malgré sa proximité, le développement de cette morphologie sur l'estran ne semble pas avoir de conséquence sur la dynamique de la barre de swash étudiée. Un ralentissement de sa vitesse a bien été noté la deuxième année (novembre 2004 – novembre 2005), mais une analyse fine des résultats montre que cette diminution intervient dès le mois de février 2004, bien avant le début du processus de formation de la nouvelle barre. La vitesse observée la troisième année (novembre 2005 – mai 2006) est en accord avec celle constatée sur le long terme témoignant de l'absence d'influence de cette barre secondaire. Sa hauteur relativement petite ne semble pas perturber la propagation et le déferlement de la houle. Cependant, la courantologie sur le bas du revers de la barre principalement étudiée doit connaître progressivement des changements car cette zone s'apparente de plus en plus à une bâche.

La formation de cette barre et son évolution sont probablement dues à l'interaction de plusieurs facteurs dont l'action des vagues gravitaires, le marnage, l'intensité et la direction

des courants moyens et la morphologie antécédente. Bien qu'il ne soit pas possible de mettre en évidence la contribution de chaque facteur, il convient de retenir que la formation de cette barre s'effectue sur la moyenne plage du delta amont et que son évolution est relativement lente.

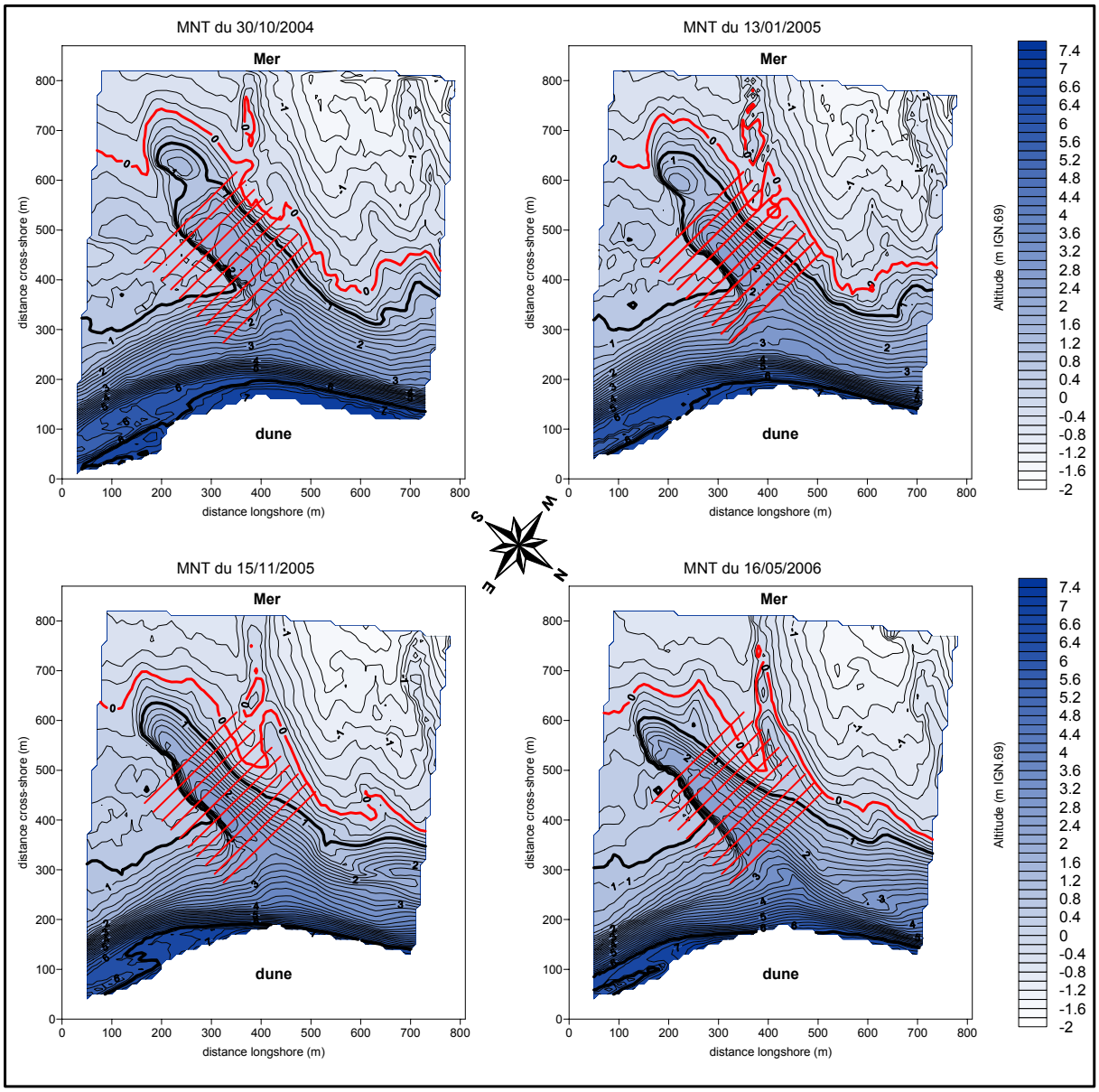


Figure 91: Mise en évidence de la formation d'une nouvelle barre sur la moyenne plage entre le 30 octobre 2004 et le 16 mai 2006. Le niveau moyen et celui d'une pleine mer de vive-eau moyenne sont représentés.

V.6 Conclusions

Le suivi topographique mensuel de l'environnement de la barre principalement étudiée apporte des informations supplémentaires sur la mobilité sédimentaire se produisant sur sa surface et autour d'elle pendant des périodes hydrodynamiques contrastées. Quelques caractéristiques peuvent être mises en avant :

- En période de beau temps, l'estran connaît peu de changement morphologique. La barre est stable.

- En période de tempête, l'estran connaît des changements morphologiques significatifs. Ces changements s'observent uniquement au niveau des barres et du haut de plage. Pour celle étudiée principalement (B1), cela se traduit par une migration vers la côte associée à une érosion qui touche uniquement son revers. De part et d'autre de celui-ci, l'estran est stable. Ces observations laissent supposer une auto-alimentation de la barre lors de sa progression vers le haut de plage (phénomène de roll-over).

- L'étude de l'évolution du haut estran confirme les observations faites lors du chapitre précèdent, à savoir une accrétion sur la haute plage à l'amont de la barre associée à une érosion sur le haut estran à l'aval. Cependant, l'évolution du budget sédimentaire globale est relativement stable.

V.7 Conclusion générale

L'ensemble des résultats acquis pendant trois ans lors du suivi morphologique de la barre et de son environnement immédiat apporte des éléments de compréhension sur la morphodynamique de ces morphologies dans des conditions hydrodynamiques variées.

A une échelle de temps considéré comme le moyen terme, le comportement morphodynamique de la barre se caractérise par un déplacement vers le haut de plage périodiquement interrompu par des épisodes de stabilité. Les vitesses de migration sont directement corrélées avec le climat d'agitation au large. Une mise en mouvement de la barre est observée uniquement lors de l'intensification de l'agitation. La répartition des événements de tempêtes d'une année à l'autre peut être responsable des variations de la vitesse moyenne annuelle de déplacement de la barre (de 58.3 m/an à 20.4 m/an) par rapport à celle observée depuis son apparition en 1998 (26.7 m/an).

Les résultats montrent que la migration est le résultat d'une redistribution locale des sédiments à l'échelle de la barre, du revers marin vers le talus, ce qui participe à modifier l'asymétrie de la barre. Ce comportement a pu être mis en lumière au regard des indices suivants :

- l'évolution des profils 2D indiquent une érosion du revers et une accrétion du talus lors de l'ensemble des phases de migration.

- Le déplacement s'effectue à volume constant.

- La granulométrie de la barre présente des différences majeures avec son environnement. L'évolution de sa composition ne présente aucun changement significatif.

- L'environnement autour de la barre connaît peu d'évolution morphologique lorsque celle-ci est en mouvement. Il semble donc que le transfert de sédiment soit faible entre les deux entités.

L'ensemble de ces indices montre que la barre entière migre vers la haute plage en s'auto-alimentant en sédiments. Elle recouvre ainsi la moyenne plage aux caractéristiques sédimentaires très différentes.

L'évolution morphologique de la barre est rythmée par des phases d'abaissement (diminution de la hauteur crête à creux et augmentation de sa largeur) et de reconstruction. Ce comportement semble être indépendant des périodes de migration et résulte d'une redistribution interne des materiaux de l'édifice. Néanmoins, sur trois ans, la barre étudiée présente peu d'évolution résiduelle de ses paramètres morphométriques malgré son déplacement qui atteint environ 100 m sur l'estran.

Les résultats obtenus dans ce chapitre permettent d'apporter des connaissances nouvelles sur la morphodynamique de ce type de barre alors peu étudié dans la littérature. Néanmoins, elles doivent être affinées par des expérimentations sur des pas de temps plus courts associées à des données hydrodynamiques. Le chapitre suivant présente les résultats de campagnes permettant de caractériser de façon plus fine l'évolution morphologique de la barre et son seuil de mise en mouvement.

Chapitre VI : Evolution morphodynamique à court terme d'une barre de swash de delta et de son environnement

Chapitre VI

Evolution morphodynamique à court terme d'une barre de swash de delta et de son environnement

Dans ce chapitre, l'évolution morphodynamique de la barre et de son environnement est étudiée à une échelle de temps allant du cycle tidal à la semaine. Cette approche vise à comprendre l'évolution morphologique de la barre lors de conditions hydrodynamiques contrastées à l'aide de mesures à haute fréquence. L'objectif est d'appréhender la mobilité et l'évolution volumétrique de la barre afin d'isoler avec précision les différentes réponses morphodynamiques à des variations de forçages hydrodynamiques. L'approche choisie doit permettre de préciser l'ensemble des résultats obtenus dans le chapitre précédent. A savoir :

- Pourquoi la migration de ces barres se dirige-t-elle toujours vers le haut de plage ?

- La relation entre leur déplacement et le climat d'agitation au large est-elle vérifiée ?

- Est-il possible de définir un seuil de mise en mouvement de la barre en fonction des conditions hydrodynamiques ?

- Quel est le rôle des courants moyens dans le déplacement de la barre et l'environnement à fortes marées induit-il des caractéristiques singulières affectant sa mobilité par rapport à d'autres sites dans le monde ?

- Le volume stable de cette barre à une échelle mensuelle subit-il des variations significatives au cours de son évolution à plus court terme ?

Afin de répondre à ces interrogations, deux campagnes de terrain (AGMD 01, du 5 juin au 6 juillet 2004 et AGMD 02 du 22 avril au 17 mai 2005) ont été effectuées en installant un houlographe-courantomètre sur le revers de la barre et en réalisant des relevés topographiques à un rythme régulier de 2 à 3 jours. Ces campagnes ont été réalisées dans des conditions d'énergie contrastées à un an d'intervalle. Les deux parties de ce chapitre présentent successivement les résultats de chaque campagne. Une synthèse est ensuite effectuée.

I. Evolution morphodynamique lors de la campagne AGMD 01 (05/06/04 – 06/07/04)

I.1 Méthodologie

I.1.1 Mesures topographiques

Douze levés topographiques de la barre tous les 2 à 4 jours ont été réalisés pendant la campagne AGMD 01 (Tableau.20). Ces suivis consistent à lever dix radiales transverses à la barre (250 m de long et espacées de 25 m, radiales identiques à celles du suivi moyen terme) à l'aide d'un DGPS RTK monté sur une canne (Figure.92). L'environnement de la barre a été suivi en parallèle. Trois semis de points traduits en Modèles Numériques de Terrain ont été réalisés au moyen du même matériel topographique tracté par un quad.

date	coefficient de marée	type	date	coefficient de marée	type
05/06/04	93	R + MNT	20/06/04	68	R + MNT
07/06/04	75	R	24/06/04	52	R
09/06/04	56	R	28/06/04	57	R
11/06/04	51	R	02/07/04	91	R
13/06/04	56	R	04/07/04	95	R
15/06/04	64	R	06/07/04	83	R + MNT

Tableau 20: Dates des levés topographiques réalisés au cours de AGMD 01 et coefficients de marée correspondants (R, radiale de la barre ; MNT, Modèle Numérique de Terrain de son environnement).

I.1.2 Mesures hydrodynamiques

Le houlographe-courantomètre situé à la cote 0.51 m IGN.69 (Figure.92), est fixé sur une potence à 0.4 m du sol. Les données sont collectées à une fréquence de 2 Hz avec une acquisition sur 18 minutes toutes les heures. Le traitement des données est détaillé dans le chapitre III.

L'analyse des courants orbitaux est réalisée par le traitement numérique des mesures brutes de vitesses enregistrées à 2 Hz. La méthodologie suivie est détaillée par Kroon (1994) et Ruessink (1998). Les principales étapes ont été rappelées brièvement par Stépanian (2002). L'indice d'asymétrie (A) des vitesses orbitales est calculé suivant l'équation suivante :

$$A = \frac{u_{on}}{u_{on} + u_{off}} \qquad (12)$$

Cet indice quantifie la dissymétrie des vitesses des courants orbitaux afin de préciser le sens potentiel du transport sédimentaire par charriage au niveau du fond (Kroon,1994).

La direction des courants moyens est mesurée par rapport au Nord géographique. La crête de la barre présentant un angle de 10°N, une rotation du repère originel a été effectuée pour appréhender les composantes transversales et longitudinales du courant sur la barre.

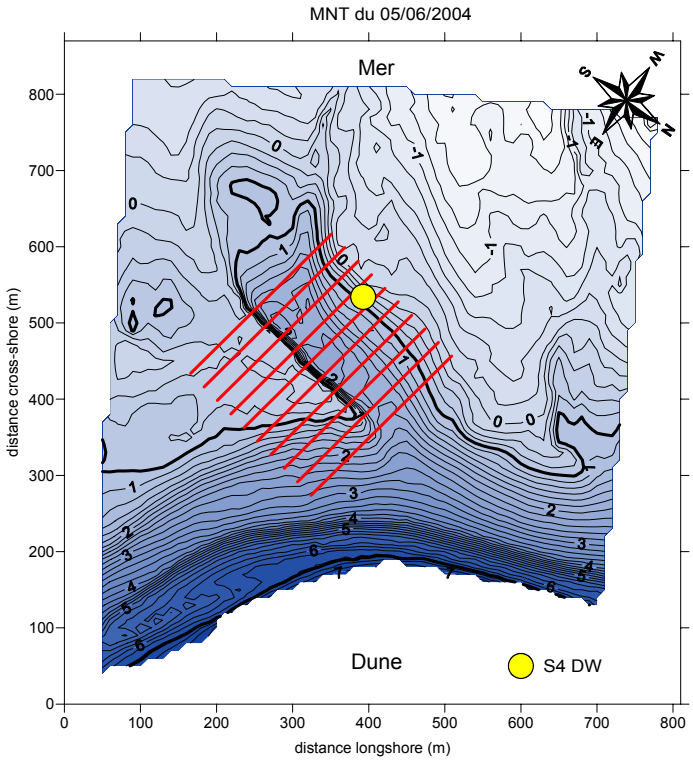


Figure 92: Localisation du houlographe-courantomètre et des profils topographiques. Etat morphologique au début de la campagne (05/06/2004). Le niveau moyen et celui d'une pleine mer de vive-eau moyenne sont représentés.

I.2 Conditions dynamiques générales

I.2.1 Conditions météorologiques et d'agitation sur l'estran

L'évolution des conditions hydrodynamiques (courbe de marée, caractéristiques de l'agitation) et météorologiques au cours de la campagne est reportée sur la figure 93.

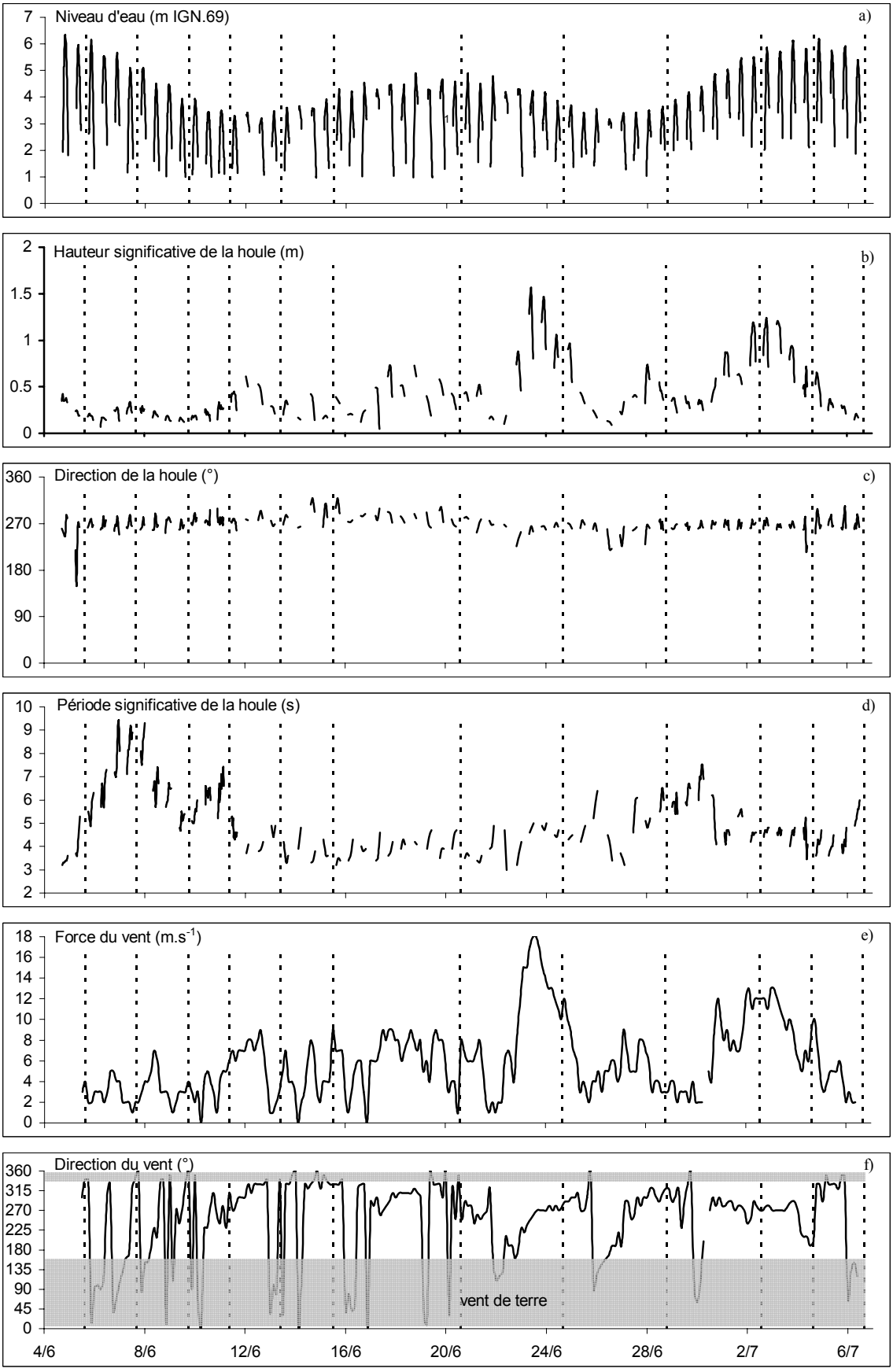


Figure 93: Conditions d'agitation sur le revers de la barre et caractéristiques des vents (Gouville-sur-mer) pendant la campagne AGMD 01 (les levés topographiques sont représentées sur la figure).

Les conditions d'agitation sont variées avec l'alternance de conditions énergétiques et de périodes de calme. La hauteur significative de la houle (H_s) est comprise entre 0.1 et 0.7 m pendant une majeure partie de la campagne lorsque la vitesse du vent est inférieure à 9 $m.s^{-1}$ (Figure.93b,e). Cependant, deux événements de plus forte énergie, mais de durée limitée (1 à 2 jours), se sont produits pendant le suivi (23-24/06 ; 04/05 et 02-03/07). Ces périodes se caractérisent par une hauteur des vagues supérieure à 0.7 m à marée haute et pouvant atteindre un maximum de 1.55 m le 23 juin 2004. Ces événements sont associés à des vents de secteur sud basculant rapidement vers l'Ouest (280°) au plus fort de la tempête avec une intensité supérieure à 10 $m.s^{-1}$. La vitesse maximale du vent est enregistrée le 23/06 et atteint 18 $m.s^{-1}$.

La période significative est comprise entre 3 et 9 s (Figure.93d). Lors des conditions de tempête, elle est en moyenne de 4 s, valeur caractéristique localement d'une agitation issue d'une mer de vent. Les périodes les plus élevées (entre 6 et 9 s) sont observées avec des hauteurs significatives inférieures à 0.5 m. L'angle d'incidence des houles est compris entre 250° et 290° avec une valeur moyenne de 270°. Elles sont pratiquement parallèles à la crête de la barre (figure.89c). Un changement de direction pendant le cycle tidal peut être observé avec un pivotement de 10 à 20° vers le Nord de la crête des houles au moment de l'étale de pleine mer.

La vitesse des courants orbitaux onshore est reportée sur la Figure.94b. Une augmentation de leur intensité est observée conformément à l'élévation de la hauteur significative. En période de tempête, ces courants sont forts, supérieurs à 0.6 $m.s^{-1}$ et peuvent atteindre 1.1 $m.s^{-1}$ (lors de la tempête du 23-24 juin). Leur intensité évolue aussi en fonction de la profondeur d'eau avec des vitesses plus élevées au début et en fin de marée. A ces instants, leur intensité est alors supérieure à celle des courants moyens.

Toujours pendant ces périodes de tempête, l'asymétrie des courants orbitaux est généralement marquée (indice supérieur à 0.5) durant la totalité ou la majeure partie du cycle de marée (Figure.94c). Ceci traduit des vitesses onshore supérieures aux vitesses offshore suggérant un transport potentiel résiduel vers le haut de plage par charriage au niveau des fonds (Stépanian, 2002).

Pendant les événements de beau temps, la vitesse des courants orbitaux peut atteindre 0.4 $m.s^{-1}$ dans les faibles tranches d'eau. Cependant, au moment de la pleine mer, leur vitesse est toujours inférieure à 0.2 $m.s^{-1}$. Dans de telles conditions l'indice d'asymétrie reste proche de 0.5. Ce résultat indique un équilibre entre les mouvements d'eau onshore et offshore au niveau des fonds.

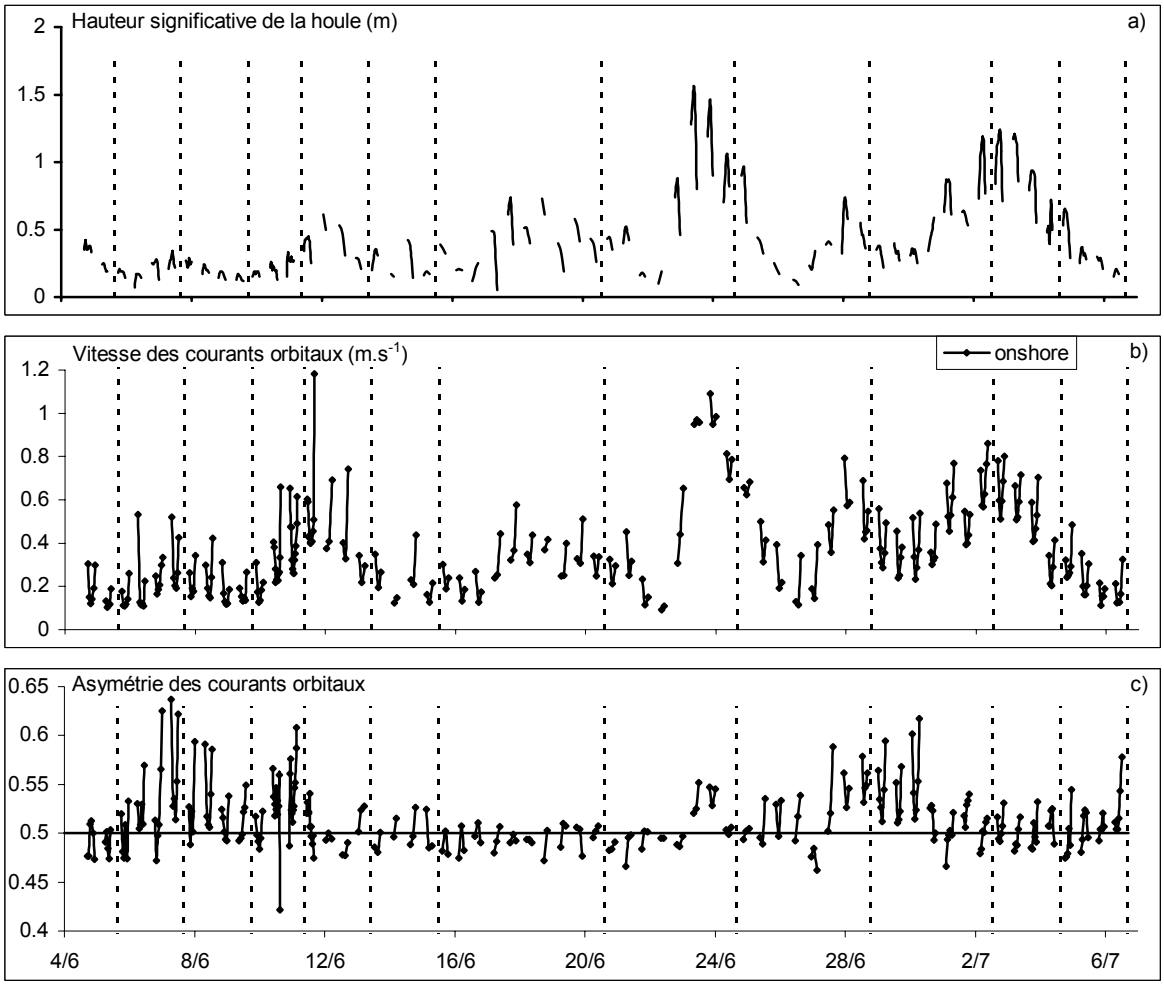


Figure 94: Hauteur significative de la houle (a), vitesses des courants orbitaux onshore (b) et indice d'asymétrie des courants orbitaux (c) pendant la campagne AGMD 01.

I.2.2 Propagation de l'agitation du large à l'estran

La comparaison des caractéristiques de la houle entre le large et la Pointe d'Agon doit permettre d'améliorer la connaissance de la propagation complexe de l'agitation le long de la côte ouest du Cotentin. Cette démarche est également nécessaire afin de replacer sur une échelle temporelle plus large (annuelle ou pluri-annuelle à l'aide des données horaires du CETMEF sur le site des Minquiers), les différentes séquences morphodynamiques de la barre et de la zone suivie lors de cette campagne.

Les données de houle obtenues sur le revers de la barre sont comparées avec celles du site des Minquiers (bouée CETMEF) représentatives de l'agitation au large (Figure.95a). L'analyse ne se base que sur des données enregistrées simultanément sur les différents sites. Comme le précise Levoy (1994), il est supposé que les caractéristiques des houles ne soient modifiées que par des effets de bathymétrie et que l'état de la mer est indépendant du facteur temps, ce qui est fondamentalement inexact. La distance entre les deux sites est d'environ 64 kilomètres. Une houle de période 9 s (célérité de 14 m/s) mettra environ une heure et seize minutes pour parcourir la distance entre les deux instruments cycles d'acquisition.

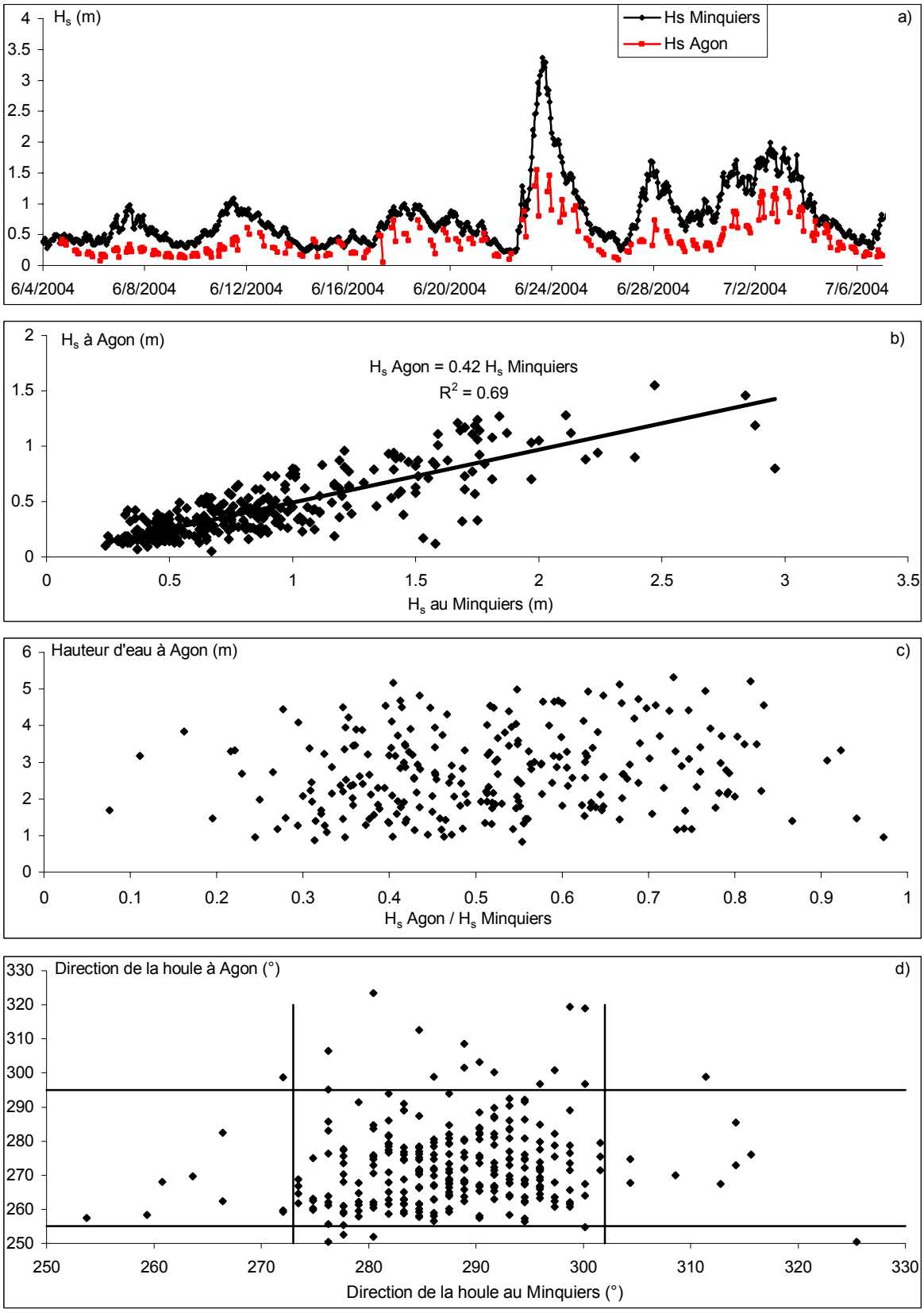


Figure 95: a) Représentation de la hauteur significative de la houle sur le site des Minquiers et d'Agon, b) Corrélation entre les hauteurs significatives aux Minquiers et à la Pointe d'Agon, c) Corrélation entre la hauteur d'eau à Agon et le rapport H_s Agon / H_s Minquiers d) Corrélation entre la direction de propagation aux Minquiers et à la Pointe d'Agon.

Les données sont donc comparées avec un déphasage d'une heure. De plus l'immersion de l'estran pendant seulement quelques heures au cours du cycle tidal nécessite une sélection soigneuse des données. Au final, 327 valeurs ont pu être comparées une à une pendant la campagne.

La hauteur significative de l'agitation sur le site d'étude est en moyenne égale à environ 42 % de celle observée aux Minquiers (Figure.95b). La relation linéaire est statistiquement significative ($R^2 = 0.69$) et est valide pour des houles de 0.2 à 3 m au large. Cependant, il faut noter que le rapport H_s Agon / H_s Minquiers possède une grande marge de valeur (entre 0.1 et 0.9) qui n'est pas corrélé avec la hauteur d'eau sur l'estran (Figure.95c). Du point de vue de leur direction, le secteur 273°-302° est prédominant aux Minquiers (89 % des données) (Figure.95d). A la Pointe d'Agon, le spectre directionnel est légèrement plus large. Les directions principales de propagation sont comprises entre 255 et 295° (91 % des données), donc décalées en moyenne de 10° vers le Sud.

I.2.3 Les courants moyens

Pendant les périodes de mortes-eaux, la vitesse des courants moyens est faible, inférieure à 0.2 m/s (Figure.96b). Lors des périodes de vives-eaux, elle est toujours supérieure à 0.4 $m.s^{-1}$ et peut atteindre 0.57 $m.s^{-1}$ (05/06). L'intensité et la direction des courants sont modulées par la hauteur d'eau. Pendant un cycle de marée, la vitesse augmente lors de la phase de flot pour atteindre un maximum au moment de la pleine mer. Cette vitesse maximale varie avec la cyclicité vives-eaux / mortes-eaux (Figure.96d). Enfin, la direction des courants moyens est généralement comprise entre 315° et 360°, de façon oblique vers le large par rapport à la crête de la barre (Figure.96c).

Un courant moyen transversal positif vers la crête de la barre et négatif vers le large, ainsi qu'une composante longitudinale positive vers le Nord et négative vers le Sud peuvent être calculés (Figures.96, 97). Cette dernière est orientée vers le Nord pendant la majeure partie du cycle de marée avec des vitesses pouvant atteindre 0.4 $m.s^{-1}$ (Figures.96e, 97b). Une direction vers le Sud est observée uniquement dans les faibles tranches d'eau et principalement pendant la fin du jusant (Figures.96e, 97b). Son intensité est toujours supérieure à la composante transversale. Cette dernière est orientée vers le large la plupart du temps, excepté dans les faibles hauteurs d'eau pendant lesquelles les courants sont orientés vers la crête de la barre (Figures.96f, 97c). Cependant, pendant ces périodes, la vitesse des courants est faible, inférieure à 0.18 $m.s^{-1}$. Il est difficile d'indiquer un pourcentage de temps d'action des courants en fonction des directions, ainsi que le seuil de la tranche d'eau où une renverse de la composante cross-shore est observée du fait de la fréquence des acquisitions de l'appareil de mesure. Ces aspects seront traités dans le chapitre suivant à l'aide d'une méthodologie plus adaptée à ce type d'étude.

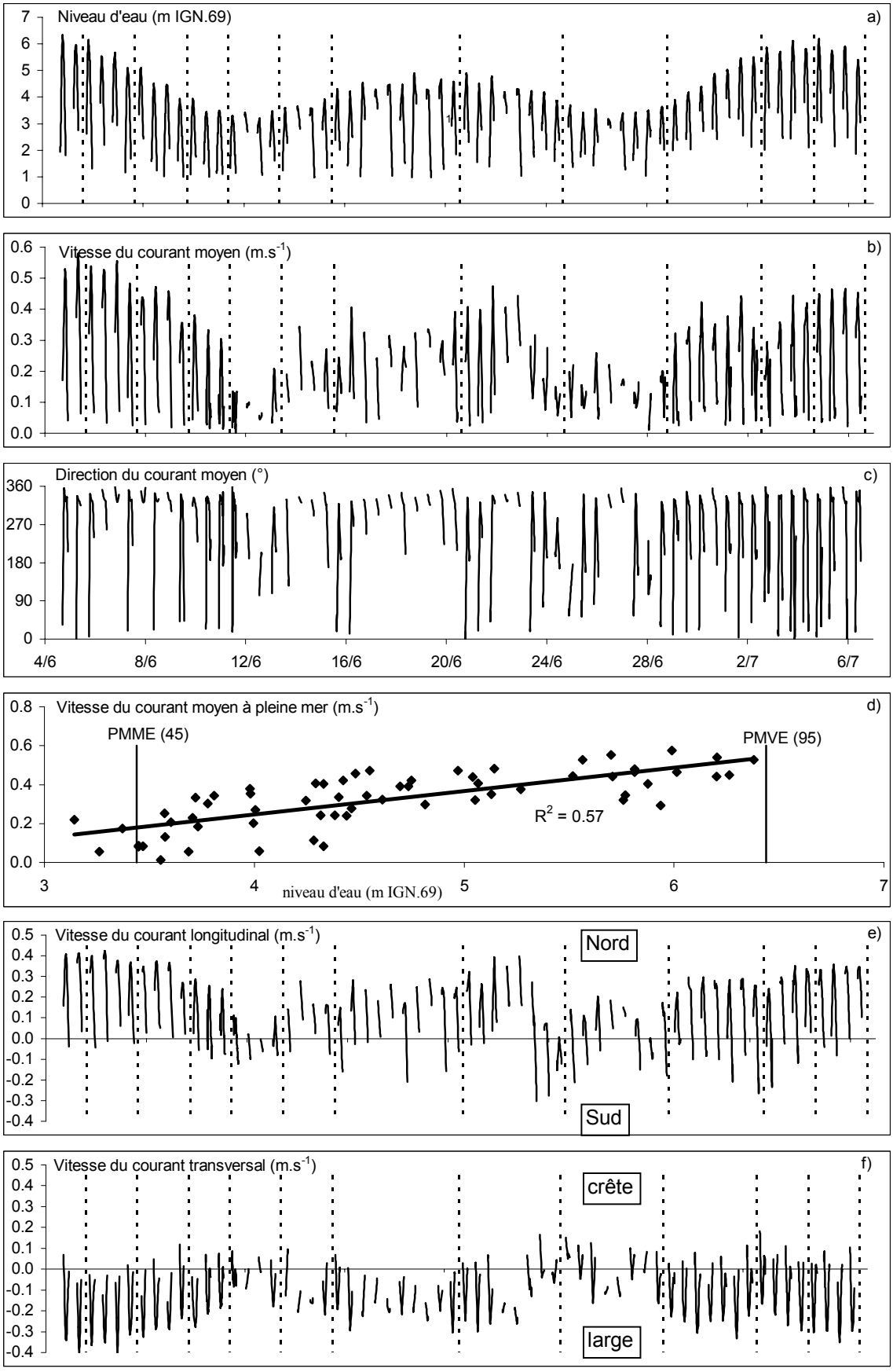


Figure 96: Caractéristiques des courants moyens sur le revers de la barre pendant la campagne AGMD 01.

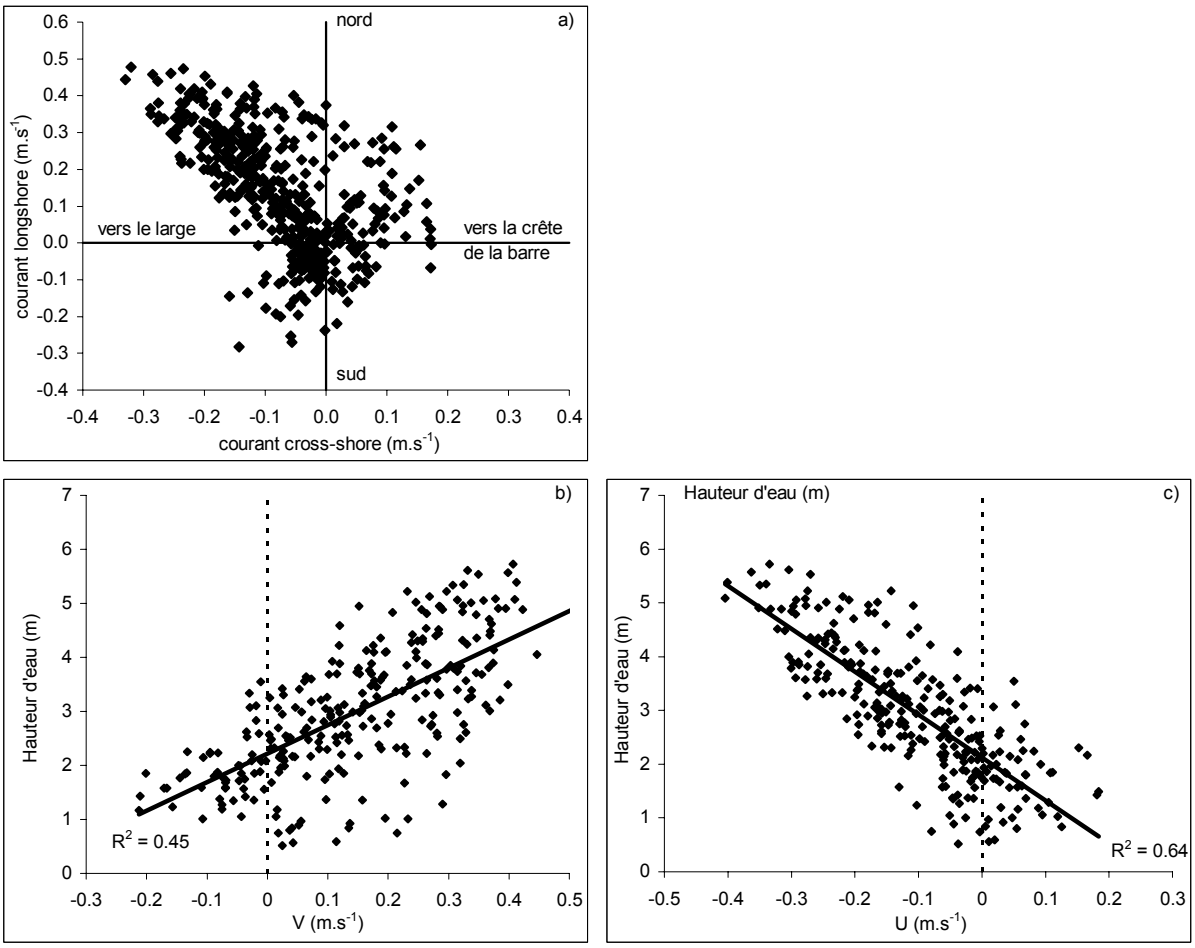


Figure 97: Relation entre la composante longitudinale et transversale du courant moyen (a) Composante longitudinale (b) et transversale (c) du courant moyen en fonction de la hauteur d'eau sur le revers de la barre pendant la campagne AGMD 01.

I.2.4 Discussion

Concernant la propagation de la houle entre le large et la côte

Un taux d'amortissement moyen à peu près constant de 58 % a pu être mis en évidence entre les houles au large (site des Minquiers) et celles se propageant sur le moyen estran de la Pointe d'Agon (Figure.95b). Levoy (1994) trouve un coefficient d'atténuation de 54 % (pour un secteur de provenance aux Minquiers identique à celui de notre campagne) entre les houles au large (site des Minquiers) et celles immédiatement en arrière des îles Anglo-normandes (site des Nattes) (Figure.30). Par ailleurs, en étudiant la propagation des houles de l'avant-côte (site des Nattes) à l'estran (plage de Coutainville, située à 4 km au Nord de la Pointe d'Agon), il constate une atténuation de 35 % (pleine mer) à 65 % (basse mer) de la hauteur de la houle. Si ces deux résultats sont cumulés, une atténuation de 70 à 84 % est trouvée entre la houle au large et celle de la plage de Coutainville. Celle-ci est plus forte de 12 à 26 % que celle calculée lors de la campagne AGMD 01. Plusieurs remarques peuvent être avancées pour expliquer ce résultat :

- Les deux études de Levoy (1994) ne sont pas réalisées sur les mêmes périodes. La somme des coefficients d'atténuation n'est donc pas représentative de trains de houle enregistrés entre le large et l'estran.

- Le calcul du coefficient d'atténuation entre l'avant-côte et l'estran est effectué sur une période courte lors de deux campagnes de 5 cycles de marée, permettant d'obtenir seulement 15 points de référence. De plus, ces campagnes se sont déroulées dans des conditions hydrodynamiques peu contrastées avec des hauteurs significatives de la houle au site des Nattes comprises entre 0.6 et 1.7 m. La comparaison entre le large et l'avant-côte est effectuée sur une période plus large, de 5 mois, avec des conditions hydrodynamiques plus variées (H_s entre 0.2 et 3.2 m aux Minquiers).

- Le trajectoire d'un train de houle entre le large (sites des Minquiers) et la Pointe d'Agon est plus direct que celle suivie entre le large et la plage de Coutainville via le site des Nattes. En effet, dans ce dernier cas, la distance est plus longue de quelques kilomètres pouvant expliquer une atténuation légèrement supérieure. De plus, la bathymétrie relativement complexe de l'avant-côte du Cotentin peut induire des modifications importantes locales des caractéristiques de la houle .

Ainsi, malgré une légère différence du coefficient d'atténuation par rapport à celui obtenu par les travaux de Levoy (1994), ces données confirment que cette partie orientale du golfe normand-breton constitue globalement une zone de dissipation des énergies induites par les vagues en provenance du large.

A la côte, la marée module les hauteurs de houle en provoquant un amortissement plus ou moins important en fonction de la hauteur d'eau au cours de chaque cycle marégraphique. Ce phénomène est faiblement visible sur le site étudié bien que la courbe des hauteurs significatives de la houle se superpose à la courbe de marée. La relation entre le rapport (H_s Agon / H_s Minquiers) et la hauteur d'eau à la Pointe d'Agon révèle une grande gamme de coefficients d'atténuation qui n'est pas liée avec le niveau du plan d'eau statique et ceux quelque soit la direction et la hauteur de la houle au large. Le rôle des vents locaux agissant à proximité de la Pointe d'Agon, indépendamment de l'agitation au large peut expliquer ce constat.

Concernant les courants moyens et orbitaux

Les données de houle acquises pendant la campagne de mesures soulignent l'aspect dissipatif de l'avant-côte. Néanmoins, en période de tempête, la hauteur significative de la houle peut être importante au pied de la barre et atteindre des valeurs supérieures à 1.5 m. Ces périodes se caractérisent par une augmentation des courants orbitaux du domaine gravitaire qui deviennent supérieurs en intensité aux courants moyens. Ils sont de plus, dirigés vers la crête de la barre. En période de beau temps, l'influence respective des courants moyens induits par la marée ou par les vagues et des courants orbitaux du domaine gravitaire est modulée par le cycle semi-lunaire de la marée. En période de vives-eaux, les courants de marée sont plus intenses que les courants induits par les vagues incidentes. En période de mortes-eaux, les courants orbitaux présentent des vitesses équivalentes à l'écoulement moyen, voire supérieures lorsque l'agitation augmente. De plus, il faut souligner que ces données représentent seulement l'intensité des différents courants hors ou à la fin de la phase de déferlement. L'instrumentation et la hauteur du capteur par rapport au sol (40 cm) ne

permettent pas d'étudier leur vitesse dans l'ensemble de la zone de déferlement. Cependant, une croissance des vitesses orbitales dans cette zone est probable. De ce fait, malgré le contexte mégatidal de la zone d'étude, l'estran subit fortement l'influence de l'agitation. Les courants de marée et les courants orbitaux du domaine gravitaire ont ainsi un impact respectif qui varie aussi bien en un point de la plage au cours du cycle tidal qu'à un instant du cycle en différents points de l'estran, rendant complexe l'étude des transports sédimentaires dans ces environnements (Levoy & Monfort, 2003). Cette analyse préliminaire sera complétée par la réalisation de mesures complémentaires détaillées dans le chapitre suivant. L'influence respective des courants moyens et orbitaux sur la dynamique sédimentaire à l'échelle du processus est abordée à l'aide d'instruments de mesures plus adaptés.

I.3 Evolution morphologique de l'estran au cours de la campagne

I.3.1 L'évolution topographique résiduelle en fonction de la morphologie

Le MNT différentiel entre le 5 juin 2004 et le 6 juillet 2004 montre clairement des zones d'accrétion et d'érosion préférentielles (Figure.98). La moyenne plage se caractérise par des zones en érosion importante (pouvant atteindre 20 cm) réparties essentiellement au niveau de la crête des deux barres perpendiculaires au trait de côte et sur le revers de celle étudiée. Les parties présentant un faible relief sont stables excepté quelques points épars. Les zones en accrétion de cette partie de l'estran sont localisées uniquement sur le revers des deux barres transverses (face nord) et sur le talus de celle étudiée (conséquence d'une migration de 4 mètres vers la plage). Elles sont de faible ampleur, inférieures à 10 cm pour les premières citées. La haute plage présente également une tendance à l'érosion du même ordre de grandeur que celle observée sur la moyenne plage, mais généralisée à l'ensemble de la zone. Le sédiment semble être exporté vers une zone de dépôt située vers le Sud, au droit de la barre étudiée (le rôle protecteur de la barre vis-à-vis du trait de côte lui faisant face est de nouveau mis en évidence). Ce mécanisme évolutif peut être associé à la dérive littorale dirigée vers le Sud sur cette partie de l'estran.

En résumé, l'évolution altimétrique pendant la campagne AGMD 01 montre que les zones en érosion sont essentiellement localisées sur la haute plage et au niveau des deux barres de la moyenne plage. Le reste de l'estran présente une relative stabilité aux conditions hydrodynamiques observées.

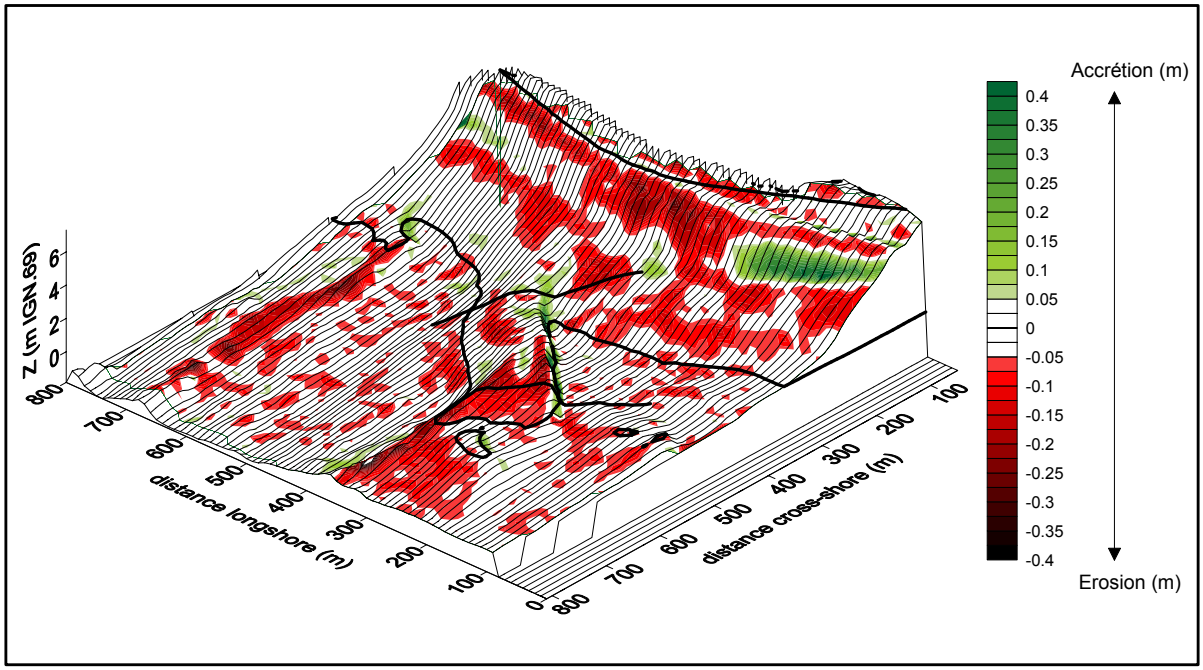


Figure 98: Distribution des évolutions résiduelles sur la topographie initiale (05/06/04). Les parties blanches représentent les zones où l'évolution topographique n'est pas considérée significative par rapport à l'incertitude de mesure topographique ($^{+}/_{-}$ 0.025 m). Le niveau moyen et celui d'une pleine pleine mer de vive-eau moyenne sont représentés.

I.3.2 Relation entre l'évolution morphologique et le budget sédimentaire

L'évolution du budget sédimentaire intertidal est étudiée par le calcul des cubatures issus des différents MNT. La surface de la zone de suivi étant de 450 000 m^2, l'incertitude sur l'évolution volumétrique est estimée à $^{+}/_{-}$ 22 500 m^3.

Le budget sédimentaire résiduel de la plage lors de cette campagne présente un déficit de 20 052 m^3, proche de la marge d'incertitude. Son évolution par période montre deux comportements distincts (Tableau.21). Entre le 05 juin et le 20 juin, l'évolution du budget sédimentaire est faible. Entre le 20 juin et le 06 juillet, le déficit est plus marqué et se rapproche de la limite d'incertitude.

date	volume (m^3)	évolution (m^3)
05/06/2004	1 879 506	
20/06/2004	1 876 408	-3 098
06/07/2004	1 859 454	-16 954

Tableau 21: Budget sédimentaire intertidal calculé pendant AGMD 01 (altitude de reference pour la comparaison = -3 m IGN.69)

L'ensemble de ces données montre que l'évolution morphologique pendant cette campagne s'effectue à volume quasi-constant par redistribution du stock sableux intertidal. Ces résultats, sur un pas de temps court, sont analogues à ceux trouvés lors de l'étude du budget sédimentaire de la zone sur trois ans.

I.3.3 Evolution morphologique en fonction du climat d'agitation

La période entre chaque levé topographique est de quinze jours, se rapprochant de l'échelle moyen terme étudiée dans le chapitre précèdent. Cependant, l'étude des relations entre les évolutions morphologiques observées et les données hydrodynamiques in-situ apporte des éléments supplémentaires pour comprendre le fonctionnement du système.

Entre le 05 juin 2004 et le 20 juin 2004, la zone d'étude subit de faibles variations altimétriques (Figure.99a). La moyenne plage se caractérise par une stabilité ponctuée par quelques zones éparses où une érosion significative peut être observée (inférieure à 10 cm). La partie supérieure de l'estran présente également une stabilité avec des variations altimétriques comprises dans la marge d'erreur de la mesure. Seule une zone au droit de la barre étudiée présente une accrétion de l'ordre de 15 centimètres relative à la construction d'une barre de haute plage (cf. chapitre IV). Cette évolution morphologique se déroule pendant une période de faible agitation (inférieure à 0.7 m) et des vitesses de courant élevés pendant les périodes de vives-eaux (supérieurs à 0.5 $m.s^{-1}$) (Figure.96).

Entre le 20 juin 2004 et le 06 juillet 2004, la zone d'étude subit une forte variation altimétrique (Figure.98b). La description de l'évolution topographique résiduelle effectuée dans les paragraphes précédents correspond aux changements morphologiques se déroulant pendant cette seconde partie de la campagne. Cette évolution morphologique s'effectue lors de conditions courantologiques similaires à la période précédentes (05 juin 2004 – 20 juin 2004) (Figure.96). Cependant, entre le 20 juin et le 06 juillet, deux tempêtes sont observées avec une intensification des vents de secteur ouest se traduisant par des hauteurs significatives supérieures généralement à un mètre et pouvant atteindre 1.55 m (Figure.94) pendant un ou deux jours.

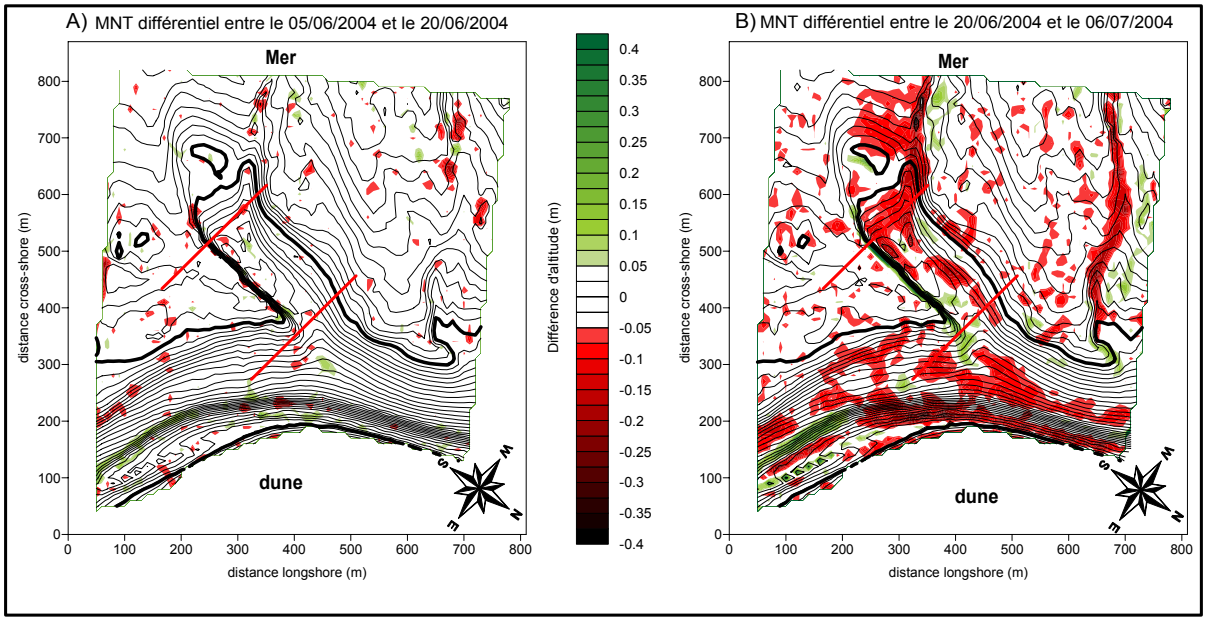


Figure 99: Carte des différentiels d'altitude pendant les périodes du 05-20/06/04 et du 20/06-06/07/04. Les parties blanches représentent les zones où l'évolution topographique n'est pas considérée significative. Le niveau moyen et celui d'une pleine mer de vive-eau moyenne sont représentés.

I.3.4 Discussion

Concernant l'évolution morphologique de l'estran

La première partie de la campagne caractéristique d'une période de beau temps ne révèle aucun changement altimétrique significatif de la zone étudiée. Cette stabilité de l'estran survient malgré les fortes vitesses du courant moyen à pleine mer en période de vives-eaux. Les évolutions morphologiques constatées lors de la seconde partie de la campagne illustrent l'effet des tempêtes pouvant s'associer à la dynamique des courants de marée sur l'estran :

1) La moyenne plage caractérisée par une pente faible subit de façon moindre l'augmentation d'énergie de la houle conformément aux observations réalisées dans d'autres environnements à fort marnage (Short, 1991 ; Wright *et al*, 1982 ; Jago & Hardisty, 1984). Seules les barres présentes sur cette partie de l'estran présentent des évolutions morphologiques significatives. La perturbation topographique qu'elles représentent au regard de la pente douce de cette partie de l'estran induit un déferlement précoce de la houle sur leur revers et leur crête. Ce déferlement est à l'origine d'un accroissement du transport par charriage et accentue la remise en suspension des sédiments.

2) La haute plage connaît une évolution altimétrique plus importante que la partie moyenne de l'estran. Ces changements sont induits principalement par l'agitation au déferlement et par les transports dans la zone de swash. L'action des courants de marée sur cette partie de l'estran est semble-t-il négligeable (Levoy & Monfort, 2003). Le sédiment érodé en amont de la barre est redistribuée localement plus au Sud à l'abri de celle-ci par la dérive littorale. Ces évolutions confirment le rôle protecteur d'une barre intertidale vis à vis du littoral (Carter & Balsillie, 1983 ; Masselink *et al*., 2006).

D'un point de vue morphodynamique, ces évolutions sont à mettre en relation avec l'impact des différents agents de transport (houle et courant) subis par l'estran pendant un cycle semi-diurne. Malgré une durée d'immersion décroissante depuis le bas vers le haut de la plage, les variations altimétriques et les transports sédimentaires augmentent fortement à l'approche de la côte. L'action de la houle est mise en évidence sur les deux étages supérieurs de l'estran. Sur la haute plage, la pente plus forte et la stabilité du plan d'eau au moment de l'étale de pleine mer entraînent une durée d'action du déferlement et du swash plus importante, responsable des évolutions constatées. Sur la moyenne plage, son action associée aux courants de marée induit des évolutions uniquement au niveau des barres. Malgré des vagues supérieures à 1.5 m, l'estran possédant une pente douce connaît peu de variation. La vitesse verticale élevée de l'élévation du plan d'eau propre à ces environnements à fortes marées entraîne sur cette partie de la plage un déplacement rapide des processus hydrodynamiques liés à la houle (Masselink, 1993). L'action des courants de marée sur cette partie de l'estran entraîne des évolutions morphologiques non significatives à cette échelle de temps mensuelle.

Malgré des changements morphologiques parfois localement significatifs, les changements volumétriques sont faibles. Une perte de sédiments est constatée en période de tempête, mais son volume est dans la marge d'erreur de la mesure (-16 954 m^3 $^{+}/_{-}$ 25 000). Ainsi, de façon générale, la mobilité sédimentaire observéeentraîne une redistribution locale du stock de sédiments des zones exposées vers les plus abritées.

Concernant la typologie des barres de la moyenne plage

Aux vues des évolutions morphologiques constatées, il apparaît que les différentes barres localisées sur la moyenne plage possèdent un comportement différent.

1) Les deux barres présentes sur la partie basse de la moyenne plage sont perpendiculaires au trait de côte s'apparentent à des barres transverses de type IV (Shepard, 1952 ; Greenwood & Davidson, 1979 ; Carter, 1988 ; Wijnberg & Kroon, 2002) (0.5 m de hauteur, 700 m de longueur). Ces barres évoluent dans des environnements à faible énergie où le disponible sédimentaire est important (Niedoroda & Tanner, 1970 ; Niedoroda, 1972). Ainsi, Gelfenbaum & Brooks (2003) observent ces morphologies au voisinage d'une embouchure tidale de la côte Ouest de la Floride. Du fait de ses caractéristiques hydrodynamiques et sédimentologiques, la Pointe d'Agon se prête au développement de ce type de barre. Elles ont été observées également, dans de rares cas, dans des environnements plus énergétiques tels que sur la côte Est des Etats Unis (Konicki & Holman, 2000).

Plusieurs théories tentent d'expliquer la formation de ces entités en faisant l'hypothèse d'une influence de la houle (Niedoroda & Tanner, 1970, Caballeria *et al*., 2001) ou des courants longitudinaux (Barcilon & Lau, 1973), bien que cette dernière soit réfutée par Konicki & Holman (2000). A la Pointe d'Agon, en période de beau temps, aucun changement morphologique significatif ne se produit à l'inverse des périodes de tempête où une érosion importante de leur talus est observée. Le sédiment est alors repris par les courants longitudinaux et il est redéposé sur le flanc nord des deux barres. Cependant, le transport sédimentaire s'effectuant sur cette partie de l'estran est complexe, lié à l'interaction des agents de transports (houle et courant) auxquels des phénomènes de réfraction de la houle sur la barre se superposent. Sur la période de la campagne (ainsi que pendant les trois ans de suivi, cf. chapitre V) ces barres ne montrent aucune migration significative, mais des réajustements morphologiques au regard des conditions hydrodynamiques. Cette absence de mouvement est spécifié dans la littérature (Niedoroda & Tanner, 1970), bien qu'elles soient le plus généralement en mouvement (Goud & Aubrey, 1985 ; Konicki & Holman, 2000 ; Gelfenbaum & Brooks, 2003). L'absence de déplacement de ce type de barre sur la zone étudiée peut s'expliquer par l'opposition entre le transport sédimentaire induit par l'agitation (l'asymétrie du profil des barres indique un talus au Sud) et celui issu de l'action des courants de marée dont la direction est vers le Nord sur cette partie de l'estran.

2) La barre de swash étudiée possède un comportement singulièrement différent. Sa position sur l'estran implique que la houle arrive parallèlement à sa crête. Pendant que son revers est sous l'action du swash et du déferlement, les sables sont transportés par charriage vers la crête. L'asymétrie des courants orbitaux (orientés vers la crête), ainsi que leur intensité plus forte comparée à celle des courants moyens en période de tempête, est responsable de ce mécanisme. Une fois la crête inondée, les sédiments basculent sur le talus et contribuent à son accrétion. La morphodynamique de cette barre pendant la campagne sera étudiée en détail dans le prochain paragraphe sous la forme d'une publication (Robin *et al*., 2007a).

Ainsi, une distinction majeure peut être faite entre les deux types de barres situées sur la partie basse de la moyenne plage (barres transverses, Shepard, 1952) et celle étudiée (barre de swash de delta, Hayes, 1980) (Figure.99).

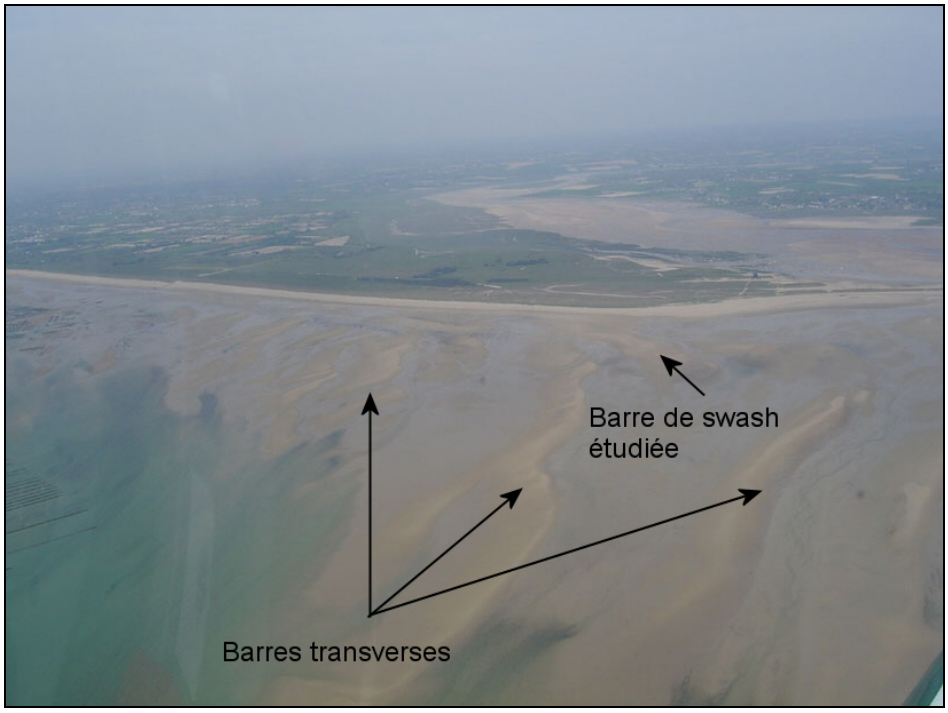


Figure 100: Photographie aérienne de la Pointe d'Agon et de son delta de jusant. Localisation de la barre étudiée et des barres transverses (juin 2005).

I.4 Caractérisation du comportement de la barre de swash de delta à Agon

Cette partie est présentée sous la forme d'un article dont les références sont les suivantes :

Robin, N., Levoy, F & Monfort, O (2007). Bar morphodynamic behaviour on the ebb delta of a megatidal inlet (Normandy, France), Journal of Coastal Research, Vol 23 (6).

Le premier objectif de cette publication est d'analyser et d'interpréter les données topographiques et hydrodynamiques à haute fréquence afin de cerner les principaux facteurs régissant l'évolution morphodynamique de la barre de swash étudiée. Un second objectif est d'apporter des connaissances nouvelles sur les barres de swash de delta en contexte de fortes marées et de comprendre leur particularité morphologique et dynamique au regard de barres similaires évoluant dans des environnements à plus faible marnage.

I.5 Synthèse de la campagne AGMD01

L'ensemble des résultats acquis pendant la campagne AGMD01 apporte des éléments nouveaux sur l'évolution morphologique de l'estran et de la barre étudiée. Quelques caractéristiques essentielles portant sur les agents hydrodynamiques peuvent être également soulignées.

Concernant l'hydrodynamisme

Un taux d'amortissement moyen à peu près constant de 58 % a pu être mis en évidence entre les houles au large et celles se propageant sur le moyen estran de la Pointe d'Agon.

Malgré le caractère dissipatif de l'avant-côte, la hauteur de la houle peut atteindre 1.5 m sur la moyenne plage à proximité du pied de la barre. Lors de ces événements, la vitesse des courants orbitaux du domaine gravitaire est supérieure à celle des courants moyens. Ils entraînent un transport sédimentaire potentiel au niveau du fond vers la crête de la barre.

L'évolution morphologique de l'estran

La campagne s'est déroulée dans un contexte de beau temps marqué par des épisodes de forte énergie. Les évolutions morphologiques intertidales induites par une telle agitation s'effectuent à volume constant. Elles s'observent principalement sur le haut de plage et sur les barres intertidales.

Une distinction entre les barres présentes sur le delta a pu être faite grâce à des indices morphologiques et dynamiques. La présence des barres perpendiculaires au trait de côte (barres transverses) sont à différencier des barres de swash (barre étudiée) communément trouvées dans ce type d'environnement.

Les investigations réalisées sur un pas de temps court apportent des informations complémentaires à celles obtenues sur le moyen terme. La barre se déplace uniquement en direction de la côte lors des périodes de forte agitation. Une hauteur de l'agitation de l'ordre de 0.7 m sur le site semble correspondre à un seuil au dela duquel la barre va se mettre en mouvement. En période de beau temps, aucune migration significative n'est constatée. La direction des courants moyens vers le Nord-Ouest pendant la majeure partie du cycle tidal n'est pas un agent forçant sa migration. Par contre, ils interviennent dans l'évolution volumétrique de la barre. En période de vives-eaux, leur forte intensité érode le revers de la barre. Ainsi, le rôle respectif de la houle et des courants moyens, notamment de marée, sur la dynamique et l'évolution volumétrique de la barre a pu être clairement démontré.

II. Evolution morphodynamique lors de la campagne AGMD 02 (22/04/05 – 17/05/05)

L'objectif de cette seconde campagne est de valider les résultats acquis lors de la mission AGMD 01. Bien que cette dernière se soit déroulée dans des conditions hydrodynamiques et météorologiques variés, un set de données plus important est nécessaire pour dresser des conclusions générales sur le comportement morphodynamique de l'estran et de la barre étudiée. Une comparaison des résultats issus des deux campagnes est effectuée. Une discussion est menée pour expliquer les diferences constatées.

II.1 Méthodologie

II.1.1 Mesures topographiques

Le suivi morphologique de la barre est basée sur l'acquisition de mesures topographiques à l'aide d'un GPS différentiel. Onze levés topographiques de la barre ont été réalisés avec une fréquence de 2 à 3 jours pendant la campagne AGMD 02 (Tableau.22). Ils correspondent au suivi des dix radiales entrepris dans le cadre de l'étude moyen terme également levés lors de la campagne AGMD 01 (Figure.101). L'environnement de la barre a été suivi en parallèle à l'aide de sept levés permettant l'élaboration de Modèles Numériques de Terrain.

date	coefficient de marée	type	date	coefficient de marée	type
22/04/05	78	R	04/05/05	68	R
23/04/05	87	MNT	07/05/05	91	R + MNT
25/04/05	95	R + MNT	09/05/05	87	R + MNT
27/04/05	86	R	11/05/05	73	R
29/04/05	63	R + MNT	13/05/05	53	R + MNT
02/05/05	46	R + MNT	17/05/05	33	R

Tableau 22: Dates des levés topographiques réalisés au cours de AGMD 02 et coefficients de marée correspondants (R, radiale de la barre ; MNT, Modèle Numérique de Terrain de son environnement).

II.1.2 Mesures hydrodynamiques

De façon identique à la campagne AGMD 01, un houlographe-courantomètre a été positionné au pied du revers marin de la barre à la cote 0.41 m IGN.69 (Figure.101). Cet appareil est fixé sur une potence à 0.4 m du sol. Les données ont été collectées à une fréquence de 2 Hz avec des bursts d'une durée de 18 minutes chaque demi-heure ou de 36 minutes chaque heure.

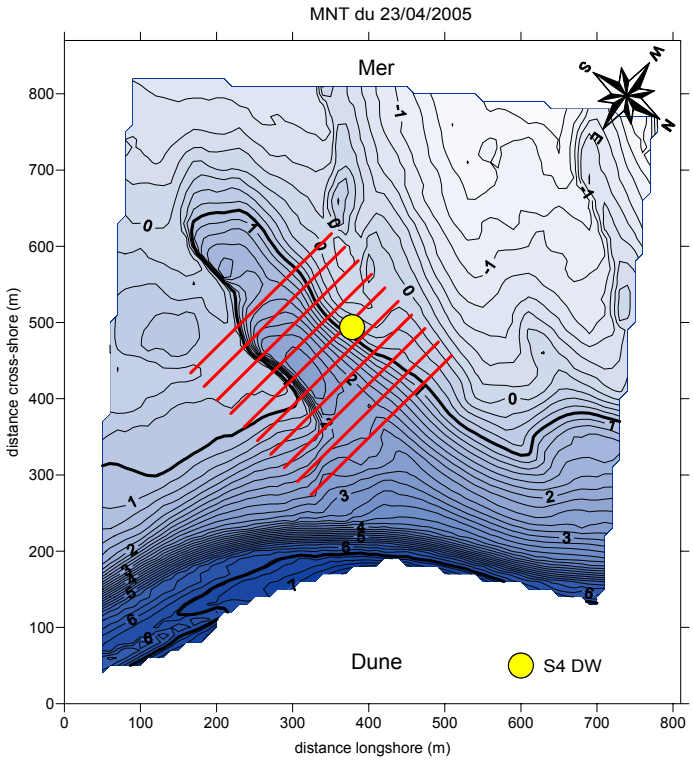


Figure 101: Localisation du houlographe-courantomètre et des profils topographiques. Etat morphologique au début de la campagne (23/04/2005). Le niveau moyen et celui d'une pleine mer de vive-eau moyenne sont représentés.

L'analyse des courants orbitaux du domaine gravitaire a été réalisée suivant une méthodologie identique à celle mise en oeuvre lors de la campagne AGMD01. Le coefficient d'asymétrie a également été calculé.

Afin d'appréhender les composantes transversales et longitudinales du courant moyen par rapport à la crête de la barre, une rotation de 10° du repère originel a été effectuée.

Ainsi, les traitements effectués sur les données hydrodynamiques sont identiques à ceux réalisés lors de la première campagne permettant de comparer rigoureusement les résultats.

II.2 Conditions dynamiques générales

L'évolution des conditions hydrodynamiques (courbe de marée, caractéristiques de l'agitation) et météorologiques au cours de la campagne sont reportée sur la figure 98.

II.2.1 Conditions météorologiques

Entre le 22 avril 2005 et le 17 mai 2005, la vitesse du vent à Gouville-sur-mer franchit à trois reprises la valeur de 10 $m.s^{-1}$, mais pendant des périodes très courtes de l'ordre de quelques heures (26/04, 03/05 et 07/05) (Figure.102e). Le premier événement est associé à

des vents de secteur sud alors que les suivants correspondent à des vents de secteur ouest (290°). La vitesse maximale du vent est enregistrée le 04/05 et atteint 11.2 $m.s^{-1}$, valeur bien inférieure à celles enregistrées lors de AGMD 01. Le reste de la campagne est caractérisé par des conditions de vent faible, vitesses inférieures à 9 $m.s^{-1}$ avec une orientation variable. Par exemple, pendant la seconde moitié de la campagne, les vents sont de secteur est (vent de terre) pendant une semaine (09-15/05) (Figure.102f).

II.2.2 Conditions d'agitations

La bouée du CETMEF implantée aux Minquiers était hors service pendant cette seconde campagne. L'étude de la propagation de la houle entre le large et l'estran n'est donc pas réalisable. Seules les données hydrodynamiques du houlographe-courantomètre implanté sur le revers de la barre sont disponibles pour caractériser l'agitation de la zone.

Les conditions d'agitation sont faibles avec des hauteurs significatives (H_s) comprises entre 0.1 et 0.7 m pendant une majeure partie de la campagne (Figure.102b). Néanmoins, trois événements de plus forte énergie, mais de durée limitée (1 à 2 jours) se sont produits pendant le suivi (26-27/04 ; 04/05 et 06-07/05) liés aux épisodes venteux. Pendant ces périodes, la hauteur des vagues est supérieure à 0.7 m à marée haute et atteint un maximum de 1.13 m le 07 mai 2005. La période significative est comprise entre 2.5 et 9 s avec une légère modulation de sa valeur avec les fluctuations de la hauteur d'eau dues à la marée (Figure.102d). Lors des conditions de tempête, elle est en moyenne de 3.5 s, valeur caractéristique d'une mer de vent. Les périodes les plus élevées sont observées lors de hauteurs significatives inférieures à 0.5 m. L'angle d'incidence de l'agitation est compris entre 260° et 280° avec une valeur moyenne de 270°. Les vagues sont presque parallèles à la crête de la barre (Figure.102c).

La vitesse des courants orbitaux onshore est présentée sur la figure 103b. Elle ne dépasse pas 0.6 $m.s^{-1}$. Une augmentation de leur intensité est observée suite à l'élévation de la hauteur significative de la houle. Elle varie suivant la profondeur d'eau avec généralement des vitesses plus élevées au début et en fin de marée. Cependant, ces courants sont plus faibles que ceux observés lors de la précédente campagne.

L'indice d'asymétrie des courants orbitaux est généralement supérieur à 0.5 lors de la première partie de la campagne (jusqu'au 02 mai) quelque soit le niveau de la marée (Figure.103c). Lors de la seconde partie de la mission, ce rapport est proche de 0.5, sauf dans les faibles tranches d'eau où il devient à plusieurs reprises, pendant un court moment, supérieur à cette valeur. Ce constat est différent de la campagne précédente. Pendant le passage de tempêtes, l'indice d'asymétrie est toujours supérieur à 0.5.

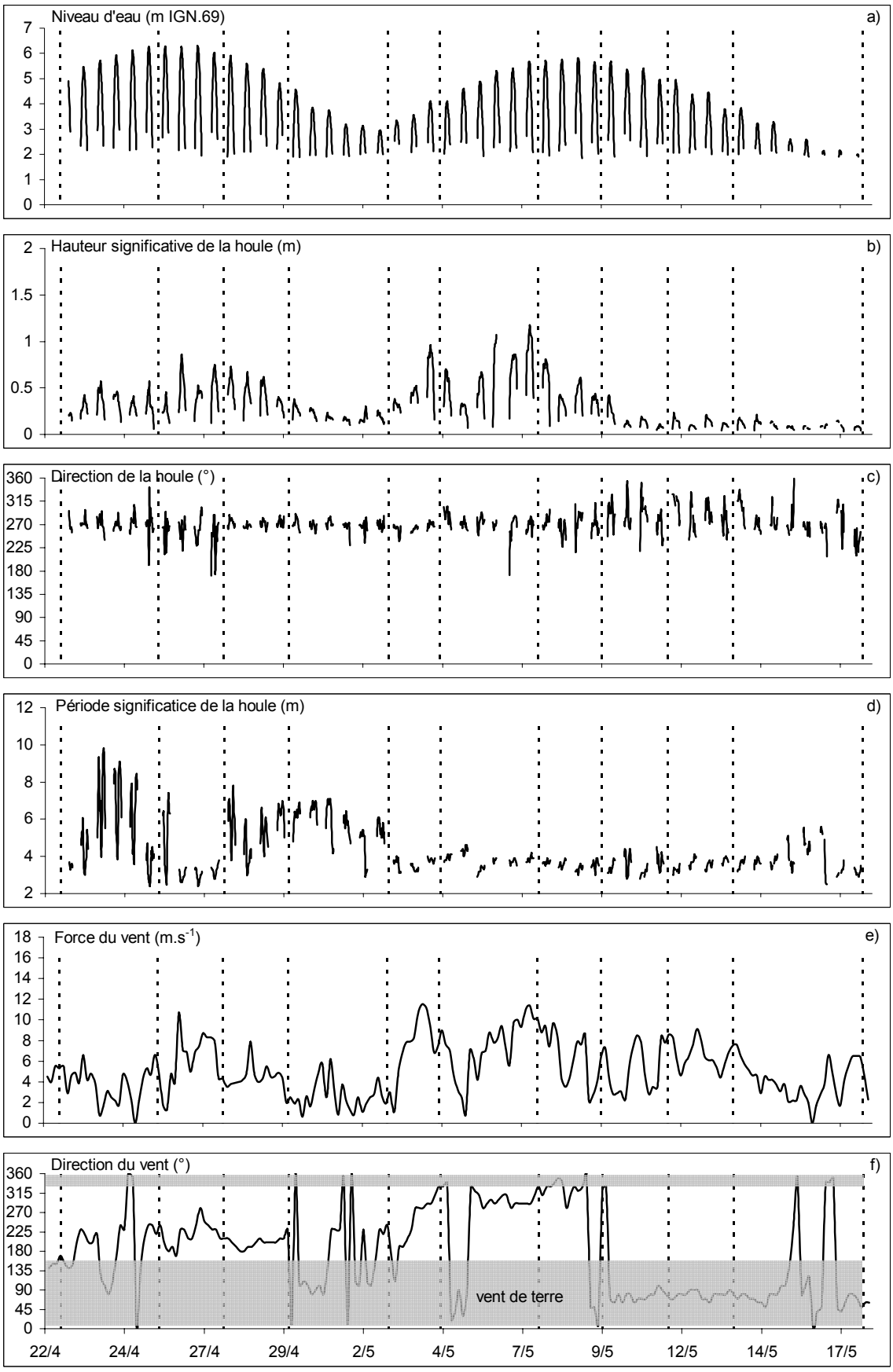


Figure 102: Conditions d'agitation sur le revers de la barre et caractéristiques des vents (Gouville-sur-mer) pendant la campagne AGMD 02 (les levés topographiques sont représentées sur la figure).

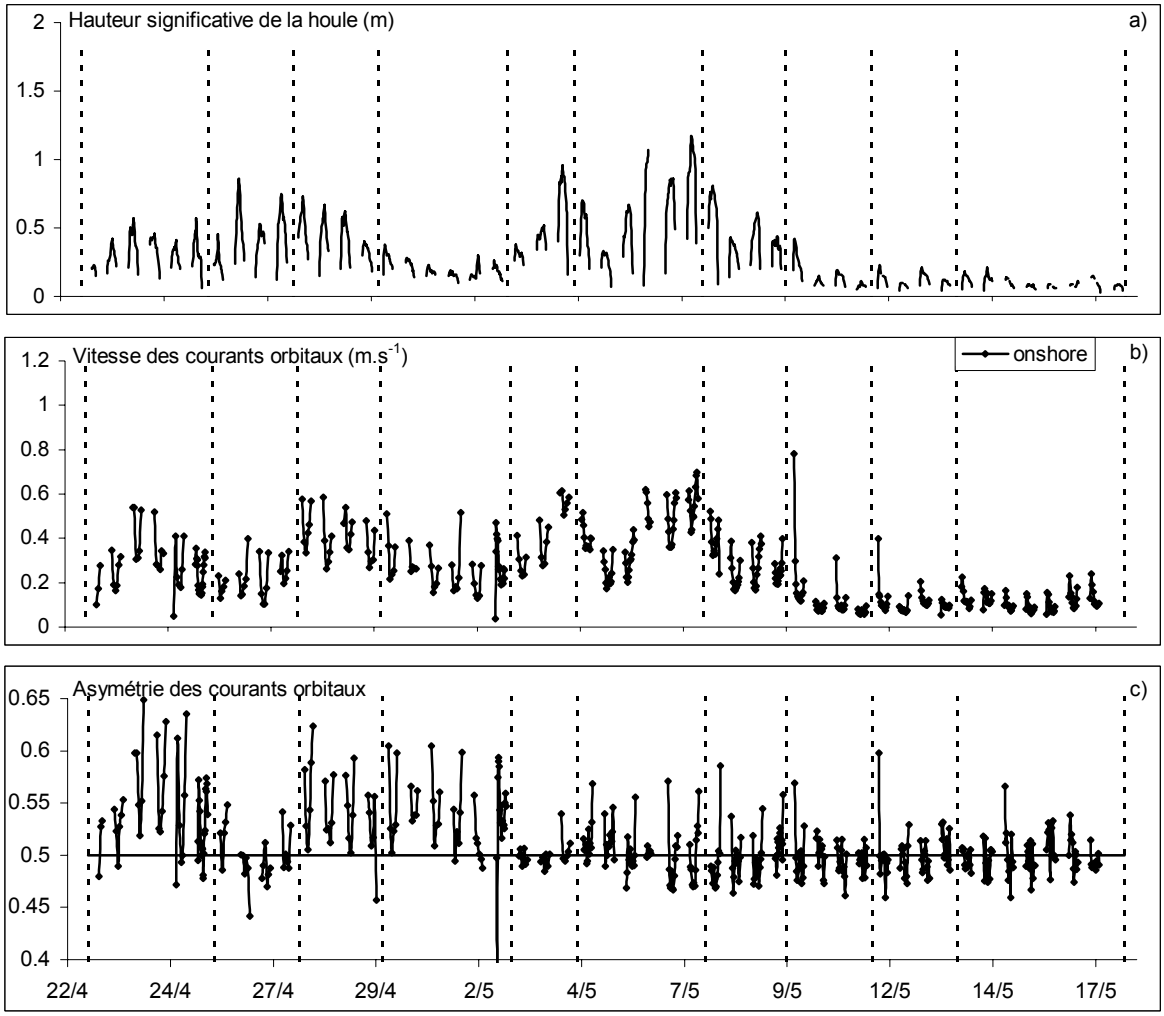


Figure 103: Hauteur significative de la houle (a), vitesses des courants orbitaux onshore (b) et indice d'asymétrie des courants orbitaux (c) pendant la campagne AGMD 02.

II.2.3 Les courants moyens

Pendant les périodes de mortes-eaux, la vitesse des courants moyens est faible, inférieure à 0.2 $m.s^{-1}$ (Figure.104b). Lors des périodes de vives-eaux, une augmentation de la vitesse des courants moyens est observée conformément aux résultats trouvés lors de la campagne AGMD 01. Elle est alors toujours supérieure à 0.5 $m.s^{-1}$ et atteint le 25 avril 0.62 $m.s^{-1}$. Une bonne corrélation est trouvée sur l'ensemble des campagnes entre la vitesse maximale observée à pleine mer et la hauteur d'eau, validant l'influence du cycle vives-eaux / mortes-eaux sur la vitesse des courants de marée moyens (Figure.104d). Leur direction est généralement comprise entre 315° et 360°, mais à la fin du jusant, une direction vers le Sud Est est observée (Figure.104c).

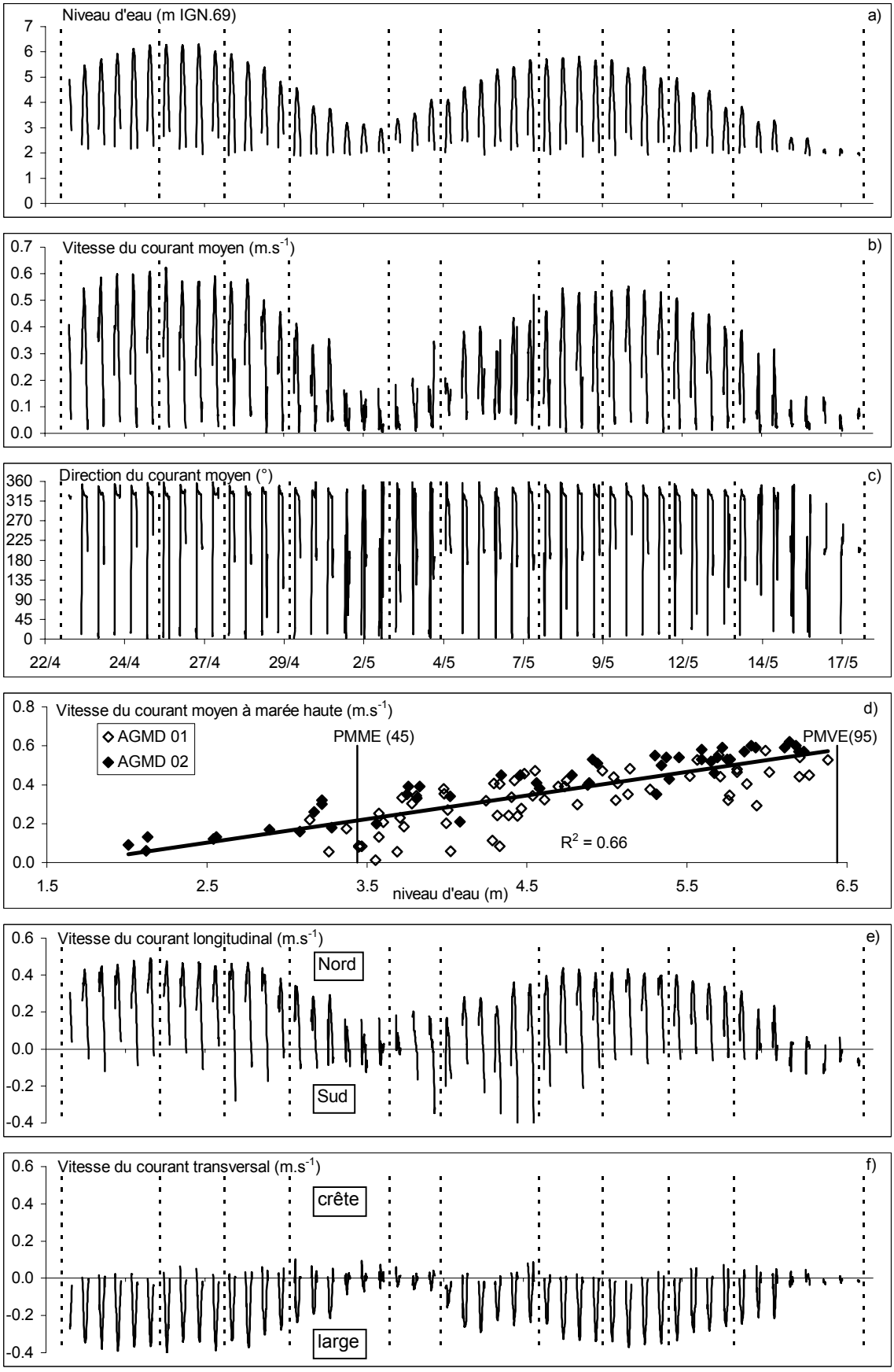


Figure 104: Caractéristiques des courants moyens sur le revers de la barre pendant la campagne AGMD 02.

L'étude des composantes transversales et longitudinales du courant révèle des résultats similaires à ceux de la campagne précédente. Les courants moyens présentent une composante longitudinale dirigée vers le Nord qui est le plus souvent dominante. Les vitesses transversales sont principalement dirigées vers le large avec des intensités comparables à la composante longitudinale (Figure.105a). Les courants dirigés vers la crête sont observés au début et à la fin du cycle tidal, mais possèdent des vitesses faibles, inférieures à 0.1 $m.s^{-1}$ (Figure.105d).

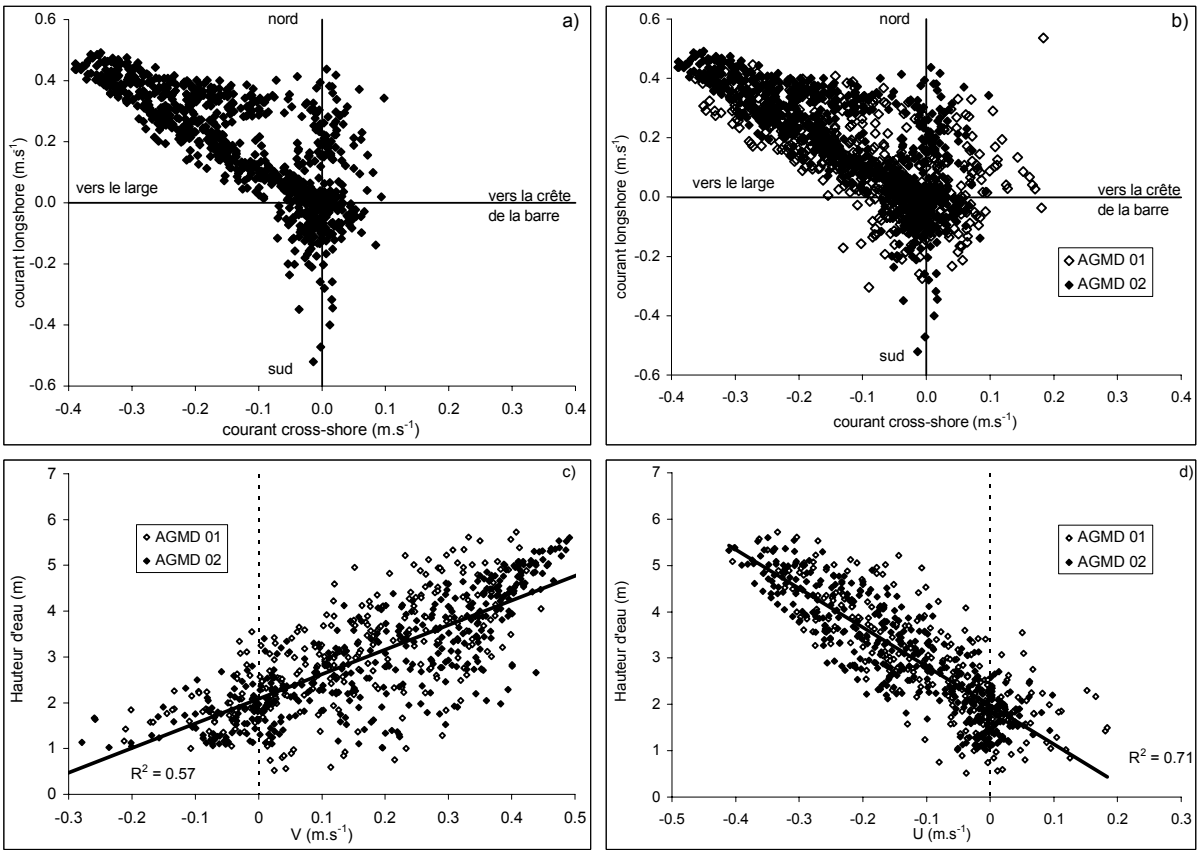


Figure 105: Composante cross-shore (U) et longshore (V) du courant moyen sur le revers de la barre pendant la campagne AGMD 02 (a) et lors des deux campagnes (b) en fonction de la hauteur d'eau (c,d).

En résumé, les conditions hydrodynamiques sont sensiblement identiques à celles de la campagne AGMD 01. Les caractéristiques des courants moyens (Figure.105b) et la direction de l'agitation présentent peu de changement. Seule l'intensité moins importante des tempêtes, ainsi que l'asymétrie des vitesses orbitales lors de la seconde partie de la campagne, révèlent des différences notables entre les deux missions.

II.3 Evolution morphologique de l'estran au cours de la campagne

II.3.1 L'évolution topographique résiduelle en fonction de la morphologie

La figure 106 représente l'évolution topographique résiduelle entre le 23 avril 2005 et le 13 mai 2005 en fonction de la morphologie initiale. La moyenne plage ne connaît aucune

variation significative de sa topographie à l'exception de celles induites par la migration de la barre étudiée. Celle-ci se deplace vers le haut de plage sur une distance d'environ un mètre. A l'inverse, la partie supérieure de l'estran présente des évolutions significatives de son altimétrie. En amont de la barre principale, une érosion pouvant atteindre 20 cm est observée. La superficie affectée par cette tendance est croissante au voisinage de la barre. Au droit de celle-ci, le haut de plage présente une accrétion significative comprise entre 5 et 20 cm.

L'évolution topographique résiduelle observée pendant cette campagne possède des similitudes avec celle constatée pendant la campagne AGMD 01. Ceci se vérifie notamment sur la partie supérieure de l'estran. Le haut de plage subit une érosion en amont et au point de rattachement avec la barre. Par contre, la partie au droit et à l'abri de cette dernière présente une accrétion significative. La partie inférieure de l'estran possède un comportement légèrement différent. Lors de la campagne AGMD 01, la stabilité de l'estran était limitée uniquement aux zones possédant un faible relief, localisées entre les barres intertidales. Or, pendant la seconde campagne, l'ensemble de la moyenne plage est stable.

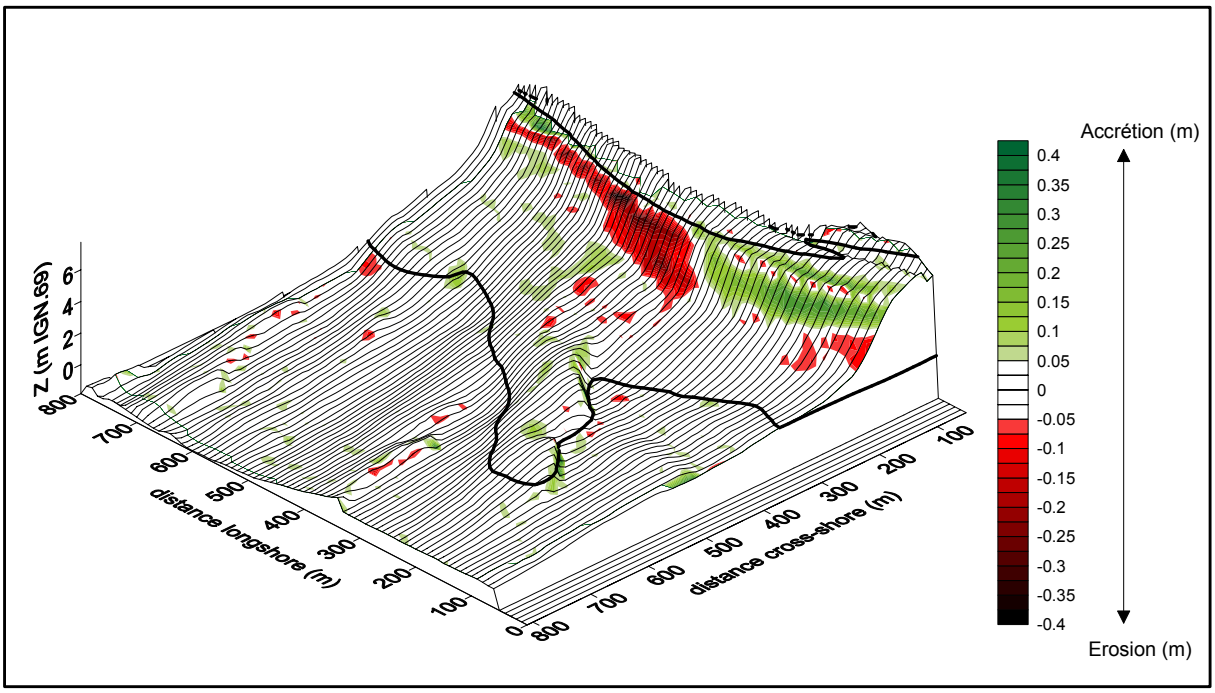


Figure 106: Répartition des évolutions résiduelles sur la topographie initiale (23/04/05). Les parties blanches représentent les zones où l'évolution topographique n'est pas considérée comme significative par rapport à l'incertitude des mesures topographiques ($^{+}/_{-}$ 0.025 m). Le niveau moyen et celui d'une pleine mer de vive-eau moyenne sont représentés.

II.3.2 Relation entre l'évolution morphologique et le budget sédimentaire

L'évolution du budget sédimentaire intertidal est étudiée par le calcul des cubatures issues des différents MNT. La surface de la zone de suivi et les incertitudes sont identiques à celles de la campagne AGMD 01.

Le budget sédimentaire résiduel de la plage lors de cette campagne présente un gain de 6700 m^3 compris dans la marge d'incertitude. Son évolution par période est linéaire (entre 800 à 1300 m^3/jour), ponctuée par un événement d'érosion entre le 29 avril 2005 et le 02 mai

2005 (-11300 m^3) (Tableau.23). Cependant, l'ensemble des évolutions constaté est 2 à 4 fois inférieur à l'incertitude de mesure.

Le budget sédimentaire de la zone montre que l'évolution morphologique pendant cette campagne s'effectue à volume constant. Ces résultats sur un pas de temps court sont analogues à ceux trouvés lors de la première campagne et lors de l'étude du budget sédimentaire sur trois ans. Ils confirment que l'estran évolue suite à une redistribution du stock sableux intertidal. Les échanges entre la dune et la haute plage apparaissent limités et quasi-nuls entre la moyenne et la basse plage.

date	volume (m^3)	évolution (m^3)
23/04/2005	1 873 239	
25/04/2005	1 874 848	1 609
29/04/2005	1 880 311	5 463
02/05/2005	1 869 005	-11 306
07/05/2005	1 874 030	5 025
09/05/2005	1 875 787	1 757
13/05/2005	1 879 945	4 158

Tableau 23: Budget sédimentaire intertidal calculé pendant AGMD 02 (altitude de référence pour la comparaison = -3 m IGN.69).

II.3.3 Evolution morphologique en fonction du climat d'agitation

La méthodologie mise en place permet d'appréhender l'évolution morphologique de la zone à haute fréquence grâce à des relevés topographiques rapprochés (la période entre les levés est de 2 à 4 jours) et l'acquisition de données hydrodynamiques in-situ.

L'ensemble des évolutions morphologiques de l'estran entre chaque levé topographique présente peu de variations altimétriques significatives (Figure.107). La moyenne plage se caractérise par une stabilité, excepté en quelques points dispersés où une accrétion (ou une érosion) est constatée. Cette stabilité générale affecte à la fois l'ensemble des barres situées sur la zone d'étude et les parties de l'estran présentant un faible relief. L'action des courants moyens, intenses en période de vives-eaux, (supérieurs à 0.5 $m.s^{-1}$ à pleine mer) (23-25/04, 25-29/04, 07-09/05) ou de la houle lors des périodes d'agitation (25-29/04, 02-07/05) ne semblent pas avoir de conséquence sur l'évolution morphologique de cette partie de l'estran pendant cette campagne.

La partie supérieure de l'estran connaît des évolutions altimétriques significatives sur l'ensemble de son linéaire pendant certaines périodes du suivi. Ainsi, une érosion inférieure à 10 cm est observée en amont de la barre et une accrétion en aval lors d'épisodes hydrodynamiques bien particuliers (23-25/04, 02-07/05, 07-09/05). Ces événements se déroulent lors d'une augmentation de la hauteur de l'agitation associée à un plan d'eau de pleine mer relativement identique d'un cycle tidal à l'autre. Pendant ces périodes, la hauteur significative est supérieure à 0.5 m. Les zones évolutives se situent au niveau de la ligne des plus hautes mers ou entres le niveaux maximum et minimum de la pleine mer pendant la période du suivi. Lors de conditions d'agitation faible (29/04-02/05, 09-13/05), l'évolution altimétrique de cette partie de l'estran connaît peu de variations.

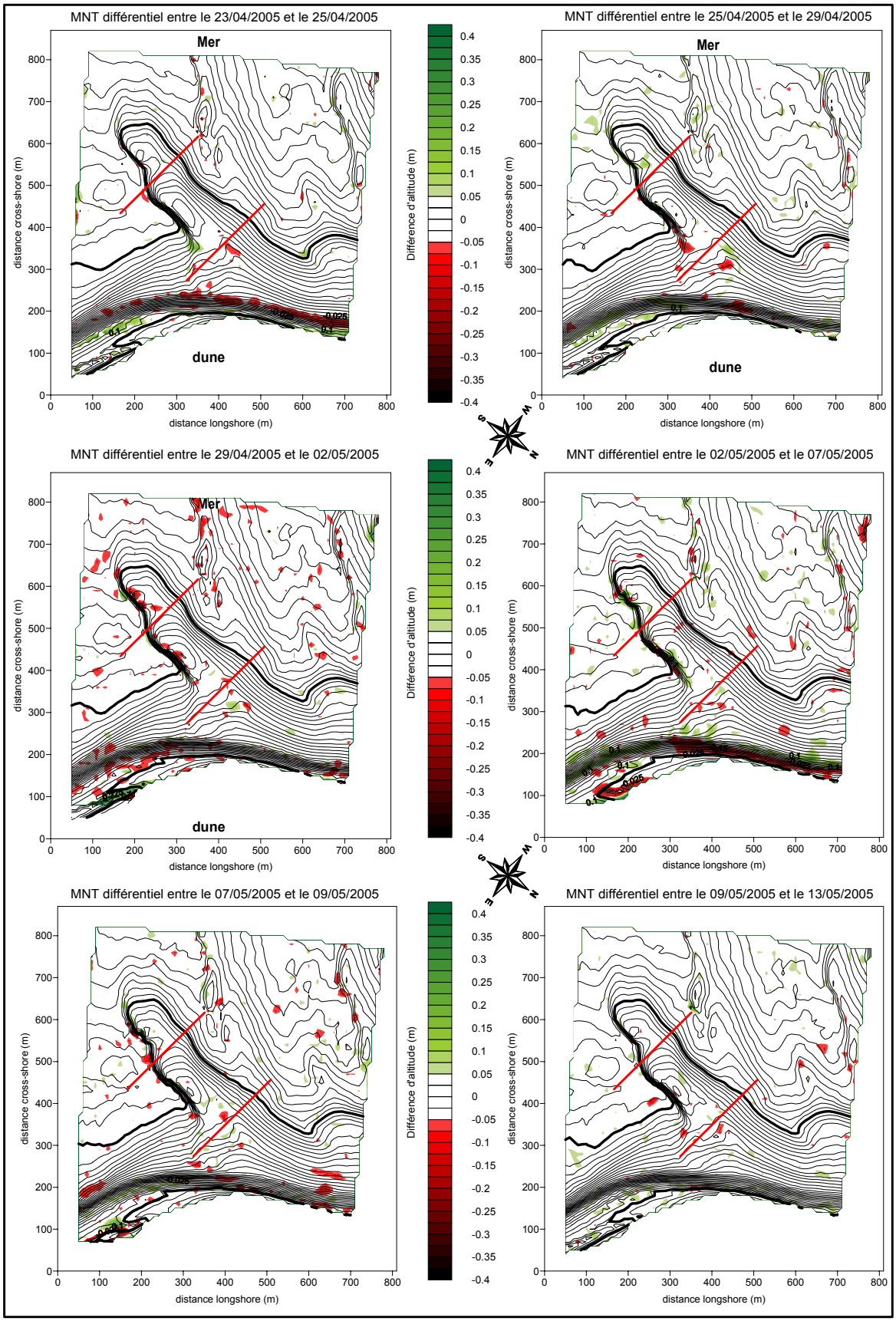


Figure 107: Représentation des évolutions résiduelles durant la campagne AGMD02. Les parties blanches représentent les zones où l'évolution topographique n'est pas considérée significative. Le niveau moyen et celui d'une pleine mer de vive-moyenne sont représentés.

L'ensemble des données hautes fréquences concernant l'évolution de la topographie de la zone montre que les changements morphologiques affectent uniquement le haut de plage. La moyenne plage est stable malgré de forts courants de marée. Ces résultats sur un pas de temps court sont sensiblement identiques à ceux trouvés lors de la première campagne et lors de l'étude sur le moyen terme. Ils confirment que l'évolution morphologique de la haute plage est induite principalement par l'action de l'agitation et probablement par les transports dans la zone de swash. Sur la moyenne plage, la forte vitesse verticale du niveau d'eau réduit l'influence des facteurs de forçage de la morphologie.

L'action seule des courants moyens n'est pas suffisante pour entraîner des évolutions morphologiques significatives. Ainsi, une action conjointe des courants de marée associée à une hauteur significative de houle supérieure à 1.2 m est nécessaire pour observer des évolutions morphologiques de la moyenne plage (hors barre). Rappelons qu'un seuil de 0.7 m a été trouvé pendant la première campagne pour induire un déplacement de la barre.

II.4 Caractérisation du comportement de la barre

II.4.1 Vitesse de migration

Pendant un mois de mesures, la barre a migré de 1 m vers la côte (Figure.108a). La partie proche de l'enracinement semble plus stable (déplacement 0.2 m pour la radiale 3) que celle située à son extrémité (déplacement de 1.2 m pour les radiales 9 et 10) (Figure.110a). Ce déplacement n'est pas constant durant la campagne, mais rythmé par des phases d'avancée et de stabilité (Figure.108b). Pendant les périodes du 29 avril au 02 mai et du 09 mai au 17 mai, la barre ne présente aucun mouvement significatif malgré la vitesse élevée des courants moyens (0.55 $m.s^{-1}$). Cependant, la hauteur de la houle est faible, toujours inférieure à 0.38 m. Le déplacement de la barre répond nettement à l'augmentation de la hauteur significative de la houle (Figure.109). Bien que les vitesses de migration soient faibles (inférieures à 0.12 $m.j^{-1}$), une bonne corrélation est mise en évidence entre le déplacement de la barre et l'énergie de la houle incidente entre deux levés topographiques (r^2 = 0.87 si on extrait du traitement la période du 04-07/05) (Figure.109c).

La période du 04 au 07 mai présente un déplacement nettement inférieur à celui attendu au regard de la relation linéaire proposée sur la figure 110. Or cette période se caractérise par des événements de tempêtes où la hauteur significative de la houle est supérieure à 0.7 m, atteignant même 1.2 m le 07 mai. Lors de la campagne précédente, en période de tempête, l'indice d'asymétrie des vitesses orbitales est supérieur à 0.5 pendant la totalité du cycle tidal (Figure.94). Ce phénomène est également constaté lors de la première tempête de cette seconde campagne (26-27/04) (Figure.103). L'étude de ce paramètre entre le 04 et 07 mai indique que sa valeur est supérieure à 0.5 seulement au début et à la fin du cycle de marée. Le reste du temps l'indice d'asymétrie est inférieur à 0.5, favorisant un transport potentiel vers le large. Il y a là un écoulement singulièrement différent comparé à celui observé sur l'ensemble des événements de tempête des deux campagnes qui est inexpliqué. Cependant, il semble être à l'origine du faible déplacement de la barre pendant cette période.

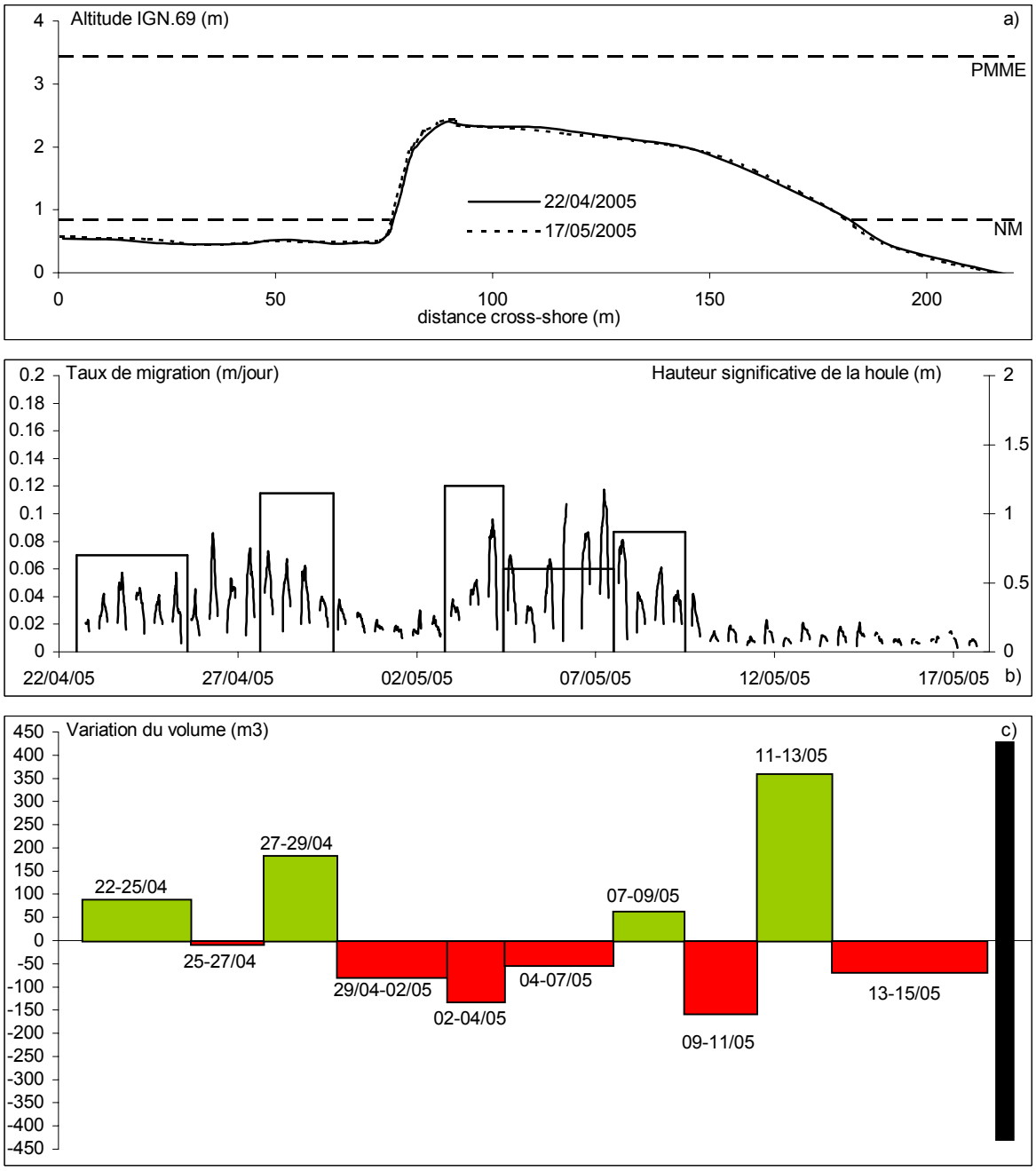


Figure 108: a) Evolution résiduelle de la radiale 7 pendant la campagne AGMD02, b) Migration de la barre et hauteur significative de la houle, c) Variation du volume de la barre (la barre noire est l'erreur de la mesure).

Au regard des résultats présentés lors des deux campagnes d'environ un mois, il se dégage un lien étroit entre la migration de la barre et les conditions d'agitation enregistrées sur son revers ou au large. Ainsi, un déplacement est observé très nettement pendant les phases de tempête. A l'inverse la barre est stable pendant les périodes de calme malgré la forte intensité des courants de marée à pleine mer en période de vives-eaux.

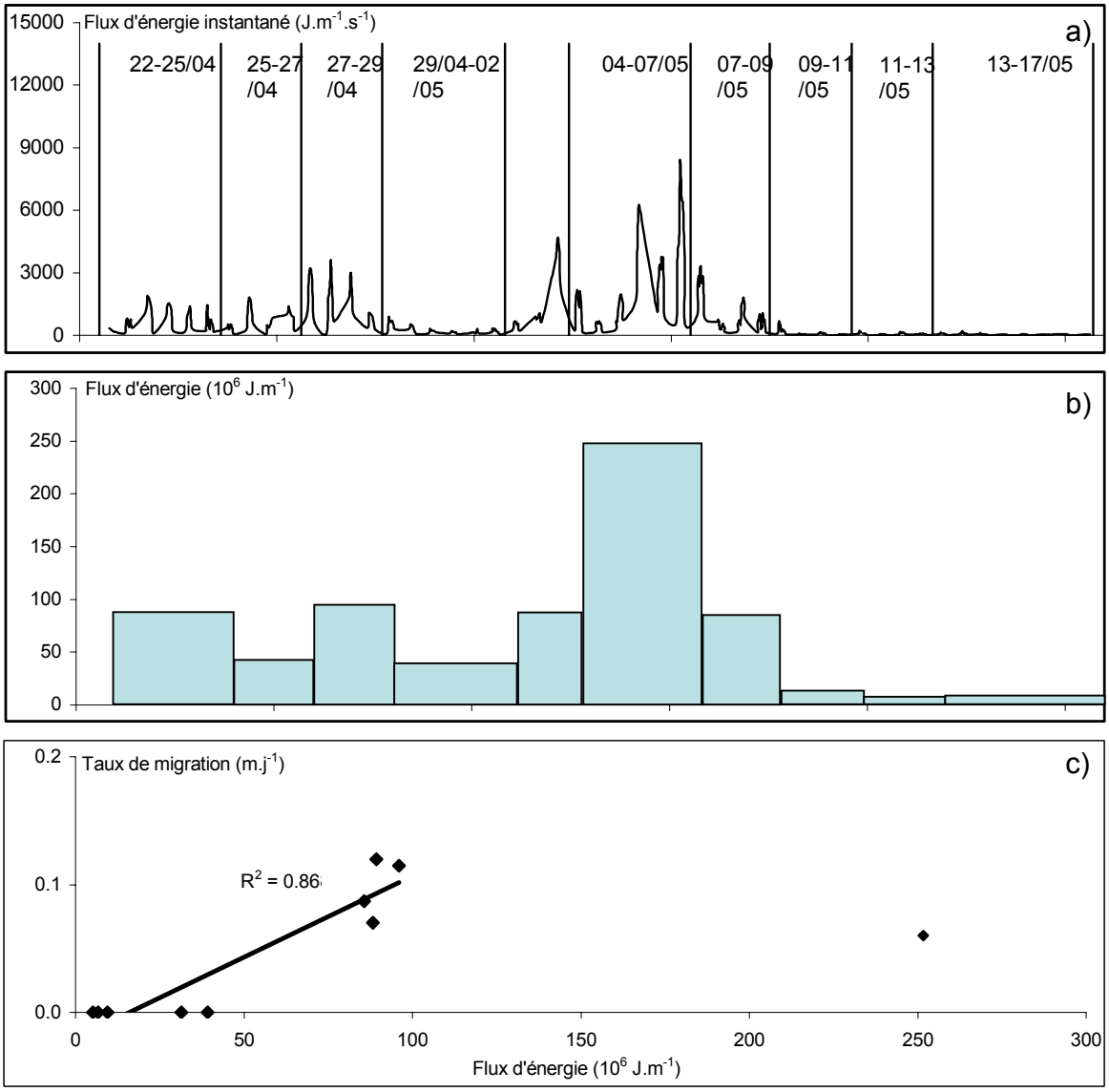


Figure 109: Energie instantané et flux d'énergie intégré sur chaque période de levé (a,b). Corrélation entre le déplacement de la barre et l'énergie de la houle (c).

II.4.2 Evolution morphologique

L'étude des indices morphométriques de la barre (hauteur, largeur, cote de la crête) ne révèle aucun changement significatif pendant la campagne. L'étude de son volume montre un gain de sédiment résiduel de 187 m^3 compris dans la marge d'erreur de la mesure. Ce gain de sédiment est essentiellement observé sur la partie médiane de la barre, entre les radiales 5 et 7 (Figure.110b). Chaque extrémité de la barre présente un volume stable sur l'ensemble de la campagne. Les cubatures entre chaque levé topographique sont toujours largement inférieures à l'incertitude de mesures excepté pour la période du 11 au 13 mai où une accrétion, dont le volume est toutefois proche de la marge d'erreur, est constatée (Figure.108c).

Lors de la campagne précédente une relation entre la variation du volume de la barre et les conditions énergétiques (courants moyens et hauteur significative de la houle) au pied de la barre lorsque celle-ci ne présente aucun déplacement a été mise en évidence (Robin *et al*., 2007a). Ainsi, une accrétion est observée lors des périodes de mortes-eaux associées à des hauteurs de houle inférieures à 0.45 m. Dans les autres scénarios, une érosion est constatée. Cette dynamique ne se retrouve pas dans la seconde campagne marquée par une grande stabilité du volume de l'ensemble des radiales entre chaque levé topographique. Par exemple, entre le 25 et 27 avril, la vitesse des courants moyens est supérieure à 0.57 $m.s^{-1}$ pendant les pleines mers et la hauteur de la houle comprise entre 0.45 et 0.86 m. Pendant cette période définie comme agitée, la variation du volume de la barre n'est seulement que de –1 m^3 +/- 440 m^3. A l'inverse, entre le 13 et 17 mai, la vitesse des courants moyens est inférieure à 0.37 $m.s^{-1}$ pendant les pleines mers et la hauteur de la houle comprise entre 0.09 et 0.21 m. Or, pendant cette période définie comme calme, la variation du volume de la barre est de –2.7 m^3 +/- 440 m^3.

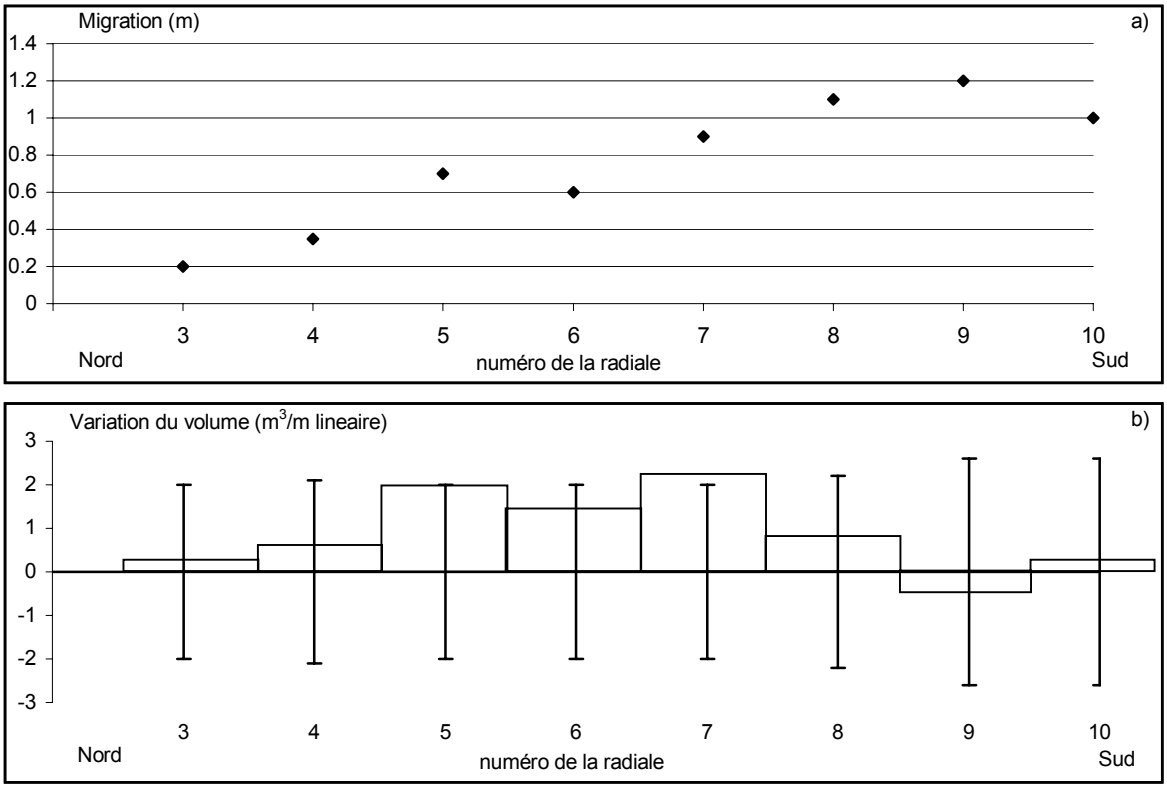


Figure 110: Description du déplacement résiduel des différentes radiales (a) et leur changement de volume (b).

II.5 Synthèse de la campagne AGMD02

Les résultats acquis pendant cette seconde campagne sont identiques en de nombreux points à ceux trouvés lors de la première mission.

Les conditions hydrodynamiques sont similaires à celles de la campagne AGMD 01. Seules l'intensité moins importante des trois tempêtes et l'asymétrie des vitesses orbitales lors de la seconde partie de la campagne révèlent des différences notables entre les deux missions.

La barre a migrée de 1 m pendant la campagne. Une bonne corrélation est trouvée entre l'énergie de la houle et le taux de déplacement observé sur les deux campagnes à l'exception d'une période singulière. Cette courte distance parcourue est attribuée aux conditions de houle moins fortes que lors de la mission de 2004.

L'étude de l'évolution topographique de l'estran confirme le comportement distinct de la moyenne plage et de la haute plage. Cette dernière est contrôlée par l'action du swash et du déferlement au niveau de la ligne des plus hautes mers. La moyenne plage connaît des évolutions plus faibles et nécessite des conditions d'agitation plus fortes pour induire en association avec les courants de marée, des changements significatifs de la topographique.

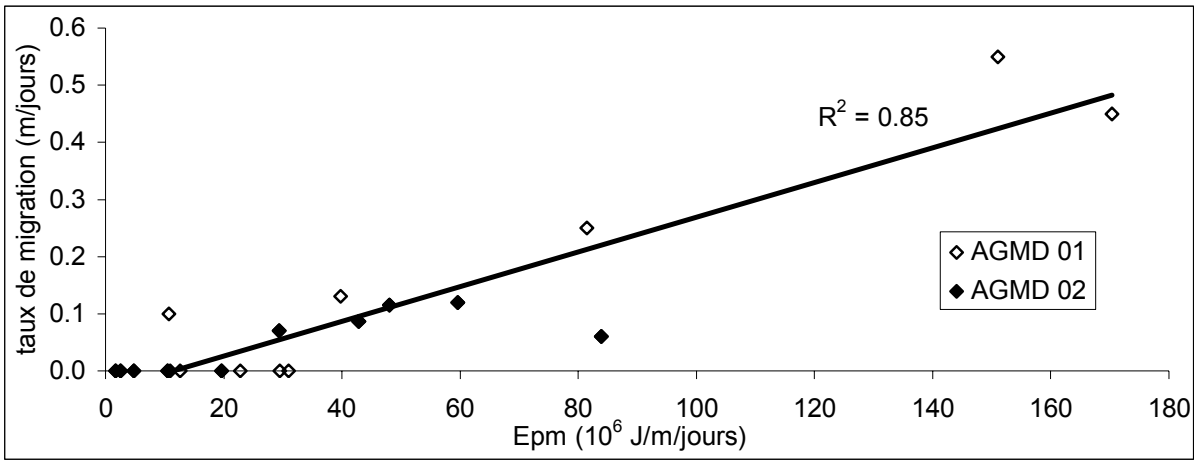


Figure 111: Corrélation entre le déplacement de la barre et l'énergie de la houle pendant les deux campagnes.

III. Conclusion générale

La morphodynamique des barres de swash de delta est encore mal connue et repose généralement sur des observations de terrains. De plus, l'étude de leur évolution dans des environnements à forte marée est rare dans la littérature (uniquement sur le site de Teignmouth en Angleterre, Robinson, 1975 ; Aird *et a*l., 2003 ; Siegle, 2003 ; Kingston *et al*., 2005). Pour cela, un suivi topographique régulier (2 à 4 jours) de dix transects transverses à la barre a été réalisé en parallèle de l'enregistrement des paramètres hydrodynamiques sur son revers.

Les résultats de ces deux campagnes ont permis de préciser les modalités de déplacement de la barre :

• Le sens de migration de la barre, uniquement vers la côte, observé sur une échelle temporelle plus grande (chapitres IV et V) se confirme dans ce chapitre et cela, en présence de conditions hydrodynamiques contrastées.

• Une bonne corrélation (R^2 = 0.85) est trouvée entre la vitesse de migration et l'énergie de la houle soulignant l'action dominant de ce processus et écartant le rôle des courants de marée.

• Il s'avère qu'elle migre uniquement vers le haut de plage lorsque la hauteur significative de la houle est supérieure à 0.7 m au point de mesures considérés. Lors de conditions de beau temps (inférieur à 0.7 m), aucun mouvement significatif de la barre n'est observé.

Un taux d'amortissement à peu près constant de 58 % a pu être mis en évidence entre les houles au large et celles se propageant sur le moyen estran étudié. Il peut être émis comme hypothèse qu'un déplacement de la barre est attendu lorsque la houle au large est supérieure à environ 1.7 m. Cette indication est intéressante pour prévoir les phases de migration de la barre puisque le site des Minquiers délivre des données permanentes en temps réel (bouée CETMEF). Notons que cette valeur est proche du seuil de tempête (2 m) définit dans le chapitre précèdent.

Ces résultats ont également permis de préciser l'évolution volumétrique de la barre :

• Le volume de la barre est stable. Ces observations sont également corrélées sur une échelle d'étude plus grande (chapitre V).

• Néanmoins une légère érosion est observée lors de la première campagne lorsque les courants de marée sont forts ou lors d'une augmentation de la hauteur significative de la houle. Cependant, ces changements apparaissent faibles au regard des informations sur ce type de barres décrit dans la littérature. Cette caractéristique est attribuée au contexte mégatidal car :

1) la fréquence des tempêtes est faible et leur intensité est fortement modulée par le cycle tidal ;

2) les fluctuations du niveau d'eau contrôlent la durée d'immersion de la barre. Ainsi, la durée théorique de la remobilisation sédimentaire par les agents hydrodynamiques est relativement courte par rapport aux environnements micro et mesotidaux ;

3) les courants tidaux sont dirigés vers le Nord-Ouest, obliquement à la barre, ne favorisant pas un déplacement des sédiments vers la rupture de pente, mais une dispersion latérale.

L'étude des caractéristiques morphologiques et de la dynamique des barres mégatidales permet de souligner leur caractère bien particulier comparé à celles évoluant dans des environnements tidaux où le marnage est plus faible ampleur. Bien que le prisme tidale soit utilisé comme le principal facteur pour expliquer la taille et la dynamique des barres de delta, la marée et ses courants associés en complément de l'agitation, facteur dominant dans la morphogénèse, doivent être pris en compte dans les environnements à fort marnage pour expliquer leur morphodynamique.

Chapitre VII : Evolution d'une barre de swash à l'échelle du cycle de marée

Chapitre VII

Evolution d'une barre de swash à l'échelle du cycle de marée

Dans ce chapitre, l'évolution morphodynamique de la barre est étudiée à l'échelle de temps du cycle tidal. Cette approche à court-terme, voire événementielle, a pour objectif d'appréhender de façon qualitative et quantitative les transports sédimentaires et discriminer la part relative de chacun des processus hydrodynamiques (swash, surf, shoaling) sur la cinématique de la barre.

Ce chapitre doit permettre d'affiner la connaissance de certains résultats trouvés par une approche sur des pas de temps plus longs, à savoir :

- Les données hydrodynamiques présentées jusqu'à présent sont obtenues par l'implantation d'une instrumentation au pied de la barre pendant deux campagnes d'un mois. Les écoulements sont-ils identiques en intensité et en direction en de multiples points au voisinage et sur la barre ?

- Il a été montré précédemment que l'évolution morphologique de l'estran au droit de la barre est faible même en période de tempête. Il convient donc de préciser le rôle de la barre sur la propagation des houles et l'agitation de courte période.

- La vitesse de migration de la barre a été mise en relation avec l'énergie incidente de l'agitation. Il est nécessaire de préciser le processus induit par les vagues le plus actif sur la barre. En d'autres termes, quel est le temps d'action, l'intensité et le rôle du swash, du surf et du shoaling) sur la morphodynamique de la barre ?

- Le swash et le comportement de la nappe n'a jamais été étudié sur une barre intertidale de delta ou sur une barre évoluant dans des conditions de très forte marée. Il paraît important d'en préciser les caractéristiques.

Afin de répondre à ces questionnements, quatre campagnes de terrain (AGH01, du 29 au 30 janvier 2004, AGH02 du 22 au 23 mars 2004, AGS02 le 02 mai 2005 et AGS03 le 09 mai 2005) ont été menées dans des conditions de marées et d'énergie contrastées. L'approche

choisie se base sur des résultats obtenus dans les trois compartiments du système morphodynamique étudiés à l'aide de méthodes différentes :

- Les caractéristiques des écoulements hydrodynamiques sont mesurées en différents points du chenal et du revers de la barre à l'aide de capteurs fonctionnant en continu (courantomètres, houlographes) ;

- La quantification du transport sédimentaire (direction et volume) est réalisée par des expériences de traçage fluorescent.

- L'évolution morphologique est mesurée par DGPS centimétrique.

Ce chapitre se décompose en quatre parties. La première permet d'avoir une vue d'ensemble de la courantologie affectant la barre et son environnement immédiat. L'influence respective des courants de marée et de la houle sur les écoulements est abordée. La deuxième partie expose le rôle de la barre sur la propagation de la houle grâce à différentes méthodes d'analyse. La troisième partie traite du rôle des différents processus hydrodynamiques qui affectent la dynamique de la barre et étudie les caractéristiques du swash et de la nappe au sein de la barre. Cette dernière partie est suivie d'une synthèse générale.

I. Caractérisation des courants moyens

L'objectif de cette partie est double :

1) apporter des précisions sur la courantologie autour de la barre lors de quatre campagnes en s'intéressant plus particulièrement aux différences qui peuvent exister selon l'endroit du système considéré. La hauteur d'eau au-dessus de la barre en période de morte-eau et de vive-eau étant particulièrement importante, il est nécessaire de dissocier ces deux types de conditions et de préciser l'impact d'une tempête.

2) permettre d'introduire l'étude de l'influence relative des courants tidaux et orbitaux.

I.1 Condition de vive-eau par beau temps relatif (AGS 03)

I.1.1 Méthodologie

Pendant cette campagne, deux houlographes-courantomètres (S4DW) sont installés sur le revers de la barre de façon transversale à sa crête. Ils mesurent les fluctuations de la hauteur d'eau et la vitesse des courants à la fréquence de 2 Hz en mode continu. Un micro-vélocimètre Doppler bidirectionnel (mico-ADV 2D) a également été positionné sur la crête de la barre. La localisation des capteurs est présentée sur la figure 113 et les caractéristiques des mesures hydrodynamiques dans le tableau 24. Du fait d'une hauteur sensiblement différente des capteurs par rapport au fond, la comparaison des vitesses et des directions des courants moyens peut s'avérer délicate. Cependant, le profil vertical des vitesses obtenu à l'aide de la méthode de Van Rijn (1993) en un point du revers de la barre indique une différence maximum de 0.05 $m.s^{-1}$ entre les vitesses, pour différentes hauteurs de capteurs mesurées (Figure.112). Cette information est utile pour affiner l'interprétation des résultats des différentes campagnes. Par soucis d'homogénéité des données, les courants enregistrés par

l'ADV (4 cm du fond) ne sont pas présentés dans ce sous-chapitre, mais ultérieurement (sous-chapitre III).

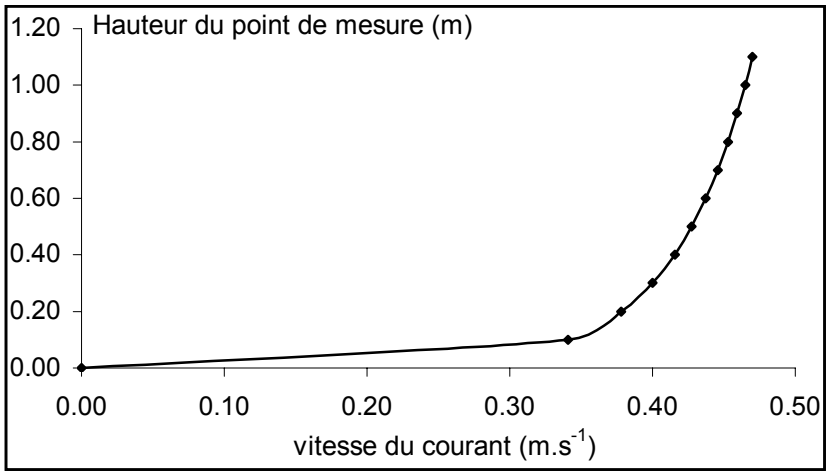


Figure 112: Vitesse selon la hauteur du capteur pour un courant de 0.4 m.s^{-1} à 0.3 m du fond.

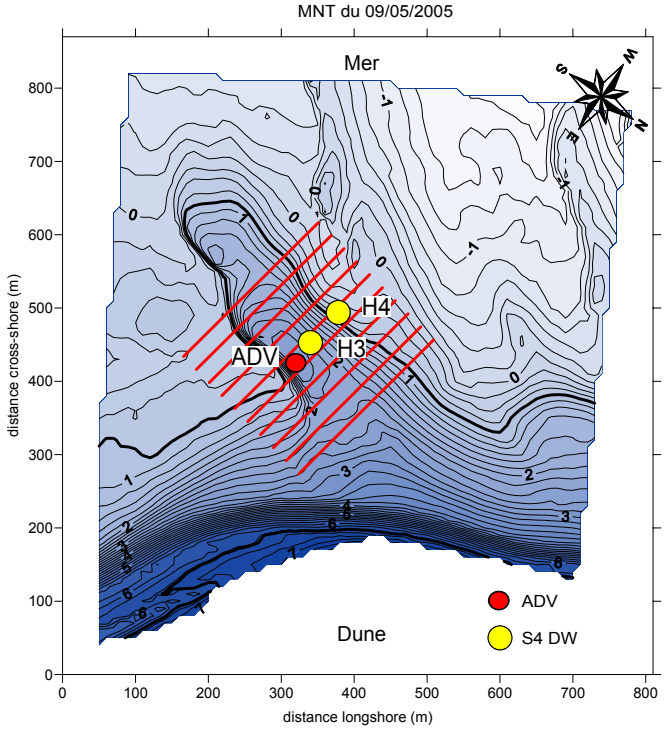


Figure 113: Morphologie de la zone d'étude le 09/05/2005 et localisation des instruments. Le niveau moyen et celui d'une pleine mer de vive-eau moyenne sont représentés.

instrument	localisation	cadence de mesures	fréquence d'acquisition	vitesse	pression	distance par rapport au fond
H4	bas du revers	continu	2Hz	+	+	52 cm
H3	milieu du revers	continu	2Hz	+	+	38 cm
ADV	sur la crête	continu	4Hz	+	+	4 cm

Tableau 24: Caractéristiques des instruments de mesures hydrodynamiques pendant AGS03.

I.1.2 Conditions dynamiques générales

Lors de cette campagne la vitesse du vent est en moyenne de 4 $m.s^{-1}$ suivant un secteur WSW (Figure.114). La hauteur significative de l'agitation au pied de la barre (H4) est inférieure à 0.25 m en provenance de l'Ouest (275°) et une période significative constante de 7.5 s. Le coefficient de marée est de 94.

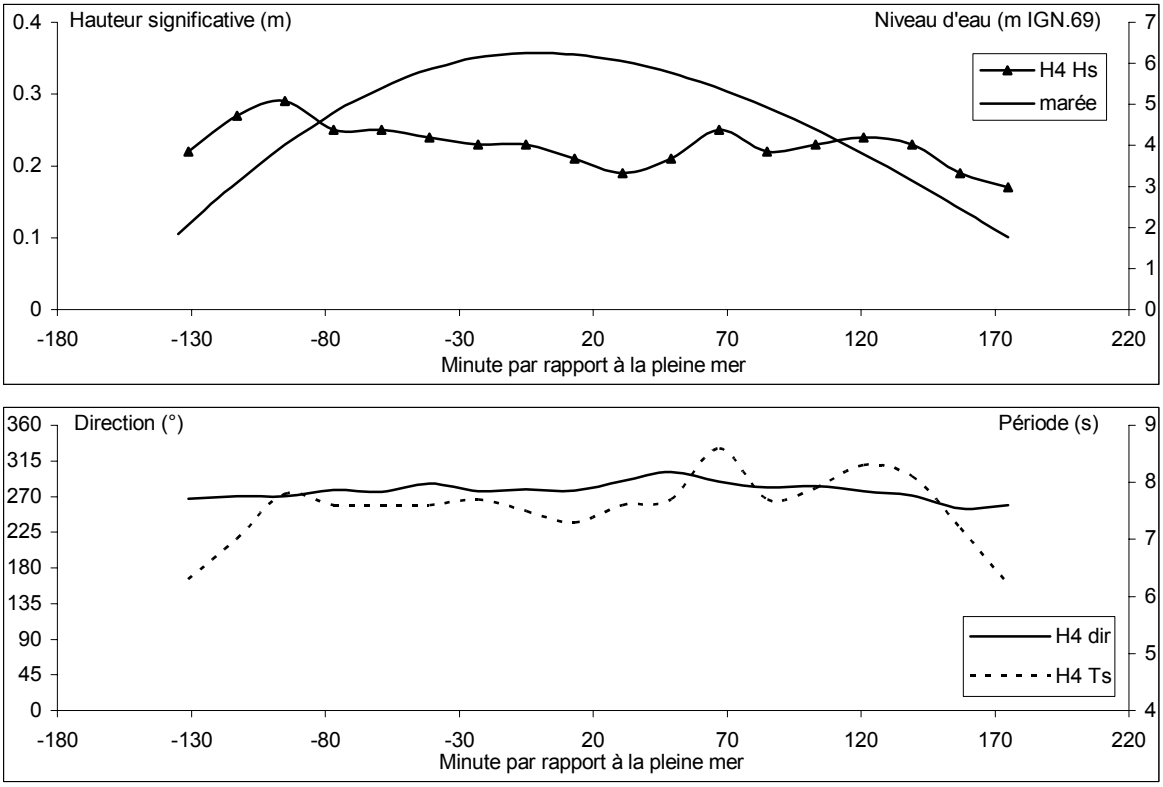


Figure 114: Caractéristiques de l'agitation (hauteur significative, direction et période) au pied de la barre (H4) pendant la campagne AGS03 (vive-eau/beau temps relatif).

I.1.3 Variabilité des courants moyens sur le revers de la barre

Pendant le flot, la vitesse du courant moyen augmente rapidement jusqu'à la pleine mer (PM), moment où elle est maximale sur la partie inférieure de la barre (H3) avec une valeur de 0.55 $m.s^{-1}$ (Figure.115a). La diminution de la vitesse est visible immédiatement en H4 alors qu'en H3, elle s'effectue avec un décalage de 40 minutes avec la pleine mer (PM+40'). Le courant de NNW au début du flot s'oriente progressivement vers le NW (Figure.115b). La baisse de la vitesse s'observe en H3 jusqu'à l'émersion du capteur (PM+130'). Elle se déroule de façon identique au niveau des deux instruments de manière régulière. En H4, la vitesse diminue jusqu'à PM+145' (proche de zéro) correspondant au moment où une renverse du courant se produit suivant une direction SSW. En fin de jusant, la vitesse s'intensifie légèrement (0.1 $m.s^{-1}$) jusqu'à l'émersion du capteur. De façon générale une asymétrie de la vitesse des courants moyens est constatée entre le flot (intensité plus forte) et le jusant.

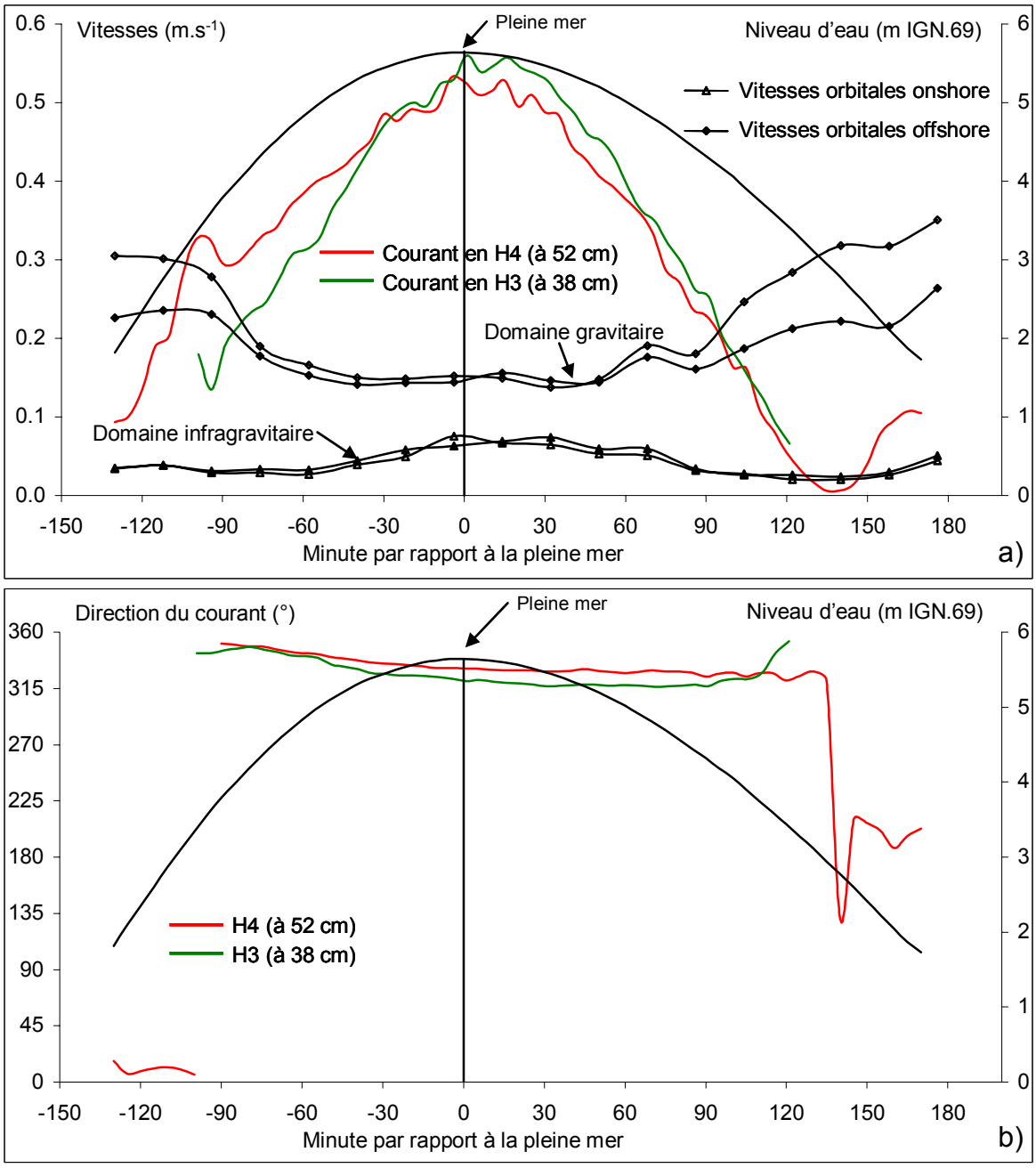


Figure 115: a) Vitesse des courants moyens (en couleur) et des courants orbitaux (en H4) (en noir) sur le revers de la barre, b) direction des courants moyens pendant AGS03 (vive-eau/beau temps relatif).

I.1.4 Influence relative des courants moyens et orbitaux sur le revers de la barre

Entre PM-75' et PM+85', les vitesses orbitales des vagues incidentes sur la partie inférieure du revers de la barre sont inférieures à 0.18 $m.s^{-1}$ et présentent un indice d'asymétrie proche de 0.5 (Figure.115a). Il est supérieur à 0.5 au début du flot et à la fin du jusant traduisant la déformation de l'agitation par faible profondeur. Pendant ces périodes, les vitesses s'intensifient et peuvent atteindre 0.3 $m.s^{-1}$. Les vitesses des ondes longues sont

extrêmement faibles, inférieures à 0.07 $m.s^{-1}$. Ces mesures sont toutefois en dehors du surf et du swash.

L'action des courants de marée atteignant au maximum 0.7 $m.s^{-1}$ à 38 cm du fond est prédominante en vive-eau de beau temps relatif par rapport à celle des vagues (Figure.115a). Le début du flot et la fin du jusant (PM+120') montrent toutefois des vitesses orbitales supérieures à la courantologie induite par la marée avec des écoulements dominant onshore dans le domaine gravitaire.

I.1.5 Synthèse

Le déploiement d'instruments de mesures sur le revers de la barre en condition de beau temps associé à une marée de vive-eau a permis de mettre en lumière les points suivants :

- Les vitesses maximales sont enregistrées avec un décalage entre les deux instruments. Au pied de la barre, elles sont atteintes à pleine mer alors que sur la partie médiane du revers, elles surviennent 30 minutes plus tard.

- Les vitesses maximales sont légèrement plus fortes sur la partie médiane du revers.

- La décroissance des vitesses s'effectue d'abord sur la partie médiane immédiatement après le pic d'intensité, puis au pied de la barre.

- L'influence des courants de marée par beau temps relatif est prédominante sur l'action de l'agitation pour une tranche d'eau supérieure à 90 centimètres.

I.2 Condition de vive-eau par tempête (AGH 02)

I.2.1 Méthodologie

Deux houlographes-courantomètres (S4DW) sont également installés sur le revers de la barre de façon transversale à sa crête. Ils mesurent les fluctuations de la hauteur d'eau et la vitesse des courants à la fréquence de 2 Hz en mode continu. Un courantomètre S4 et un ADV sont également déployés suivant la même programmation sur la partie médiane du revers et la crête de la barre. Des instruments de mesures sont également répartis dans le chenal de vidange à terre de la barre, a savoir ; un courantomètres S4 (C1) et un ADM (central d'acquisition autonome équipée d'un courantomètrre électromagnétique, d'un capteur de pression et d'un compas). La localisation des instruments est présentée sur la figure 116 et les caractéristiques des mesures hydrodynamiques dans le tableau 25. Par soucis d'homogénéité des données, les courants enregistrés par H4 (75 cm du fond) et l'ADV (10 cm du fond) ne sont pas présentés dans ce sous-chapitre. Le capteur H4 précise tout de même la hauteur de l'agitation au pied de la barre. Les données de l'ADV sont utilisées dans le sous chapitre III, traitant de l'influence des processus sur le déplacement de la barre.

instrument	localisation	cadence de mesures	fréquence d'acquisition	vitesse	pression	distance par rapport au fond
H4	bas du revers	continu	2Hz	+	+	75 cm
C3	milieu du revers	continu	2Hz	+	-	33 cm
H3	haut du revers	continu	2Hz	+	+	38 cm
ADV	sur la crête	continu	2Hz	+	-	10 cm
C1	sud du chenal	continu	2Hz	+	-	48 cm
ADM	milieu du chenal	continu	2Hz	+	+	30 cm

Tableau 25: Caractéristiques des instruments de mesures hydrodynamiques pendant AGH02.

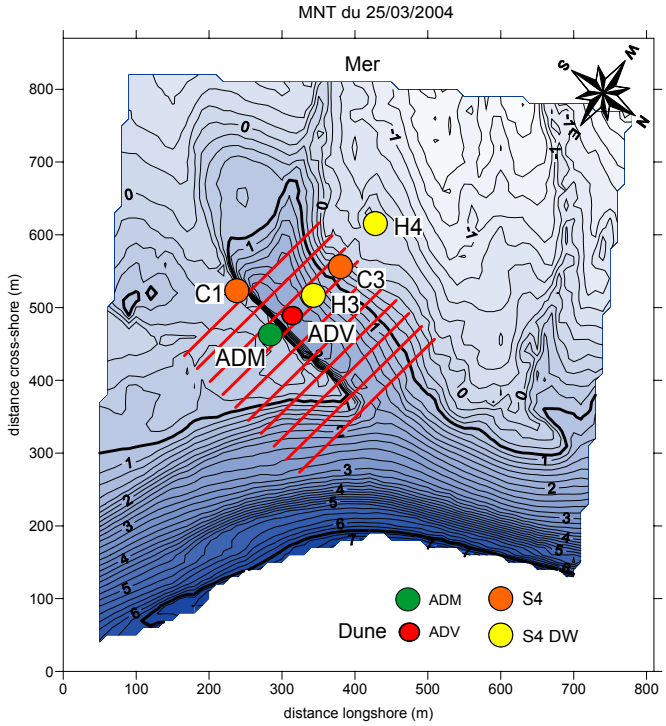


Figure 116: Morphologie de la zone d'étude le 25/03/2004 et localisation des instruments. Le niveau moyen et celui d'une pleine mer de vive-eau moyenne sont représentés.

I.2.2 Conditions dynamiques générales

La vitesse du vent est en moyenne de 10 $m.s^{-1}$ de secteur NW (Figure.117). Au large (site des Minquiers), la houle est comprise entre 2.5 et 3 m. Au pied de la barre, elle est encore importante et voisine de 1.4 m à pleine mer. Elle provient principalement de l'Ouest (275°) et possède une période significative stable de 5 s. Le coefficient de marée est de 97.

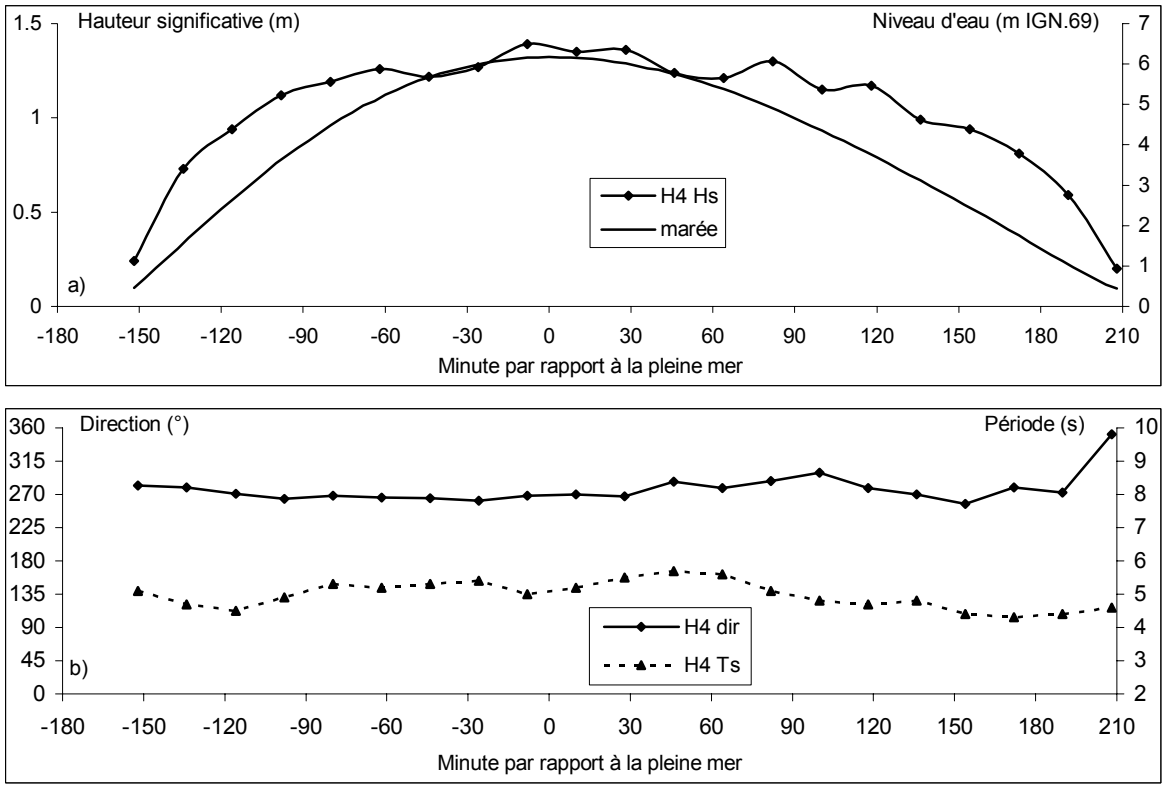


Figure 117: Caractéristiques de la houle (hauteur significative, direction et période) au pied de la barre pendant la campagne AGH02.

I.2.3 Variabilité des courants moyens

I.2.3.1 Sur le revers

Pendant la phase de flot, la vitesse du courant augmente rapidement jusqu'à la pleine mer (PM) (Figure.118a). La vitesse maximale est observée entre PM+10' (H3) et PM+25' (C3) où elle atteint 0.45 $m.s^{-1}$ sur la partie médiane (C3) et 0.42 $m.s^{-1}$ sur sa partie supérieure (H3). Pendant les premières minutes du flot, le courant porte vers le Sud, puis s'oriente vers le NNW à PM-60' (Figure.118b). La décroissance des vitesses est visible en C3 à partir de PM+25', alors qu'en H3, elle s'effectue avec un décalage de 10 minutes (PM+35'). Une renverse du courant se produit à partir de PM+85'. Il s'oriente alors progressivement vers le Sud. La réduction des vitesses s'opère jusqu'à PM+110 (H3) et PM+135' (C3) où elles sont inférieures à 0.05 $m.s^{-1}$. En fin de jusant, les vitesses s'intensifient et atteignent 0.21 $m.s^{-1}$ sur la partie supérieure du revers de la barre (H3).

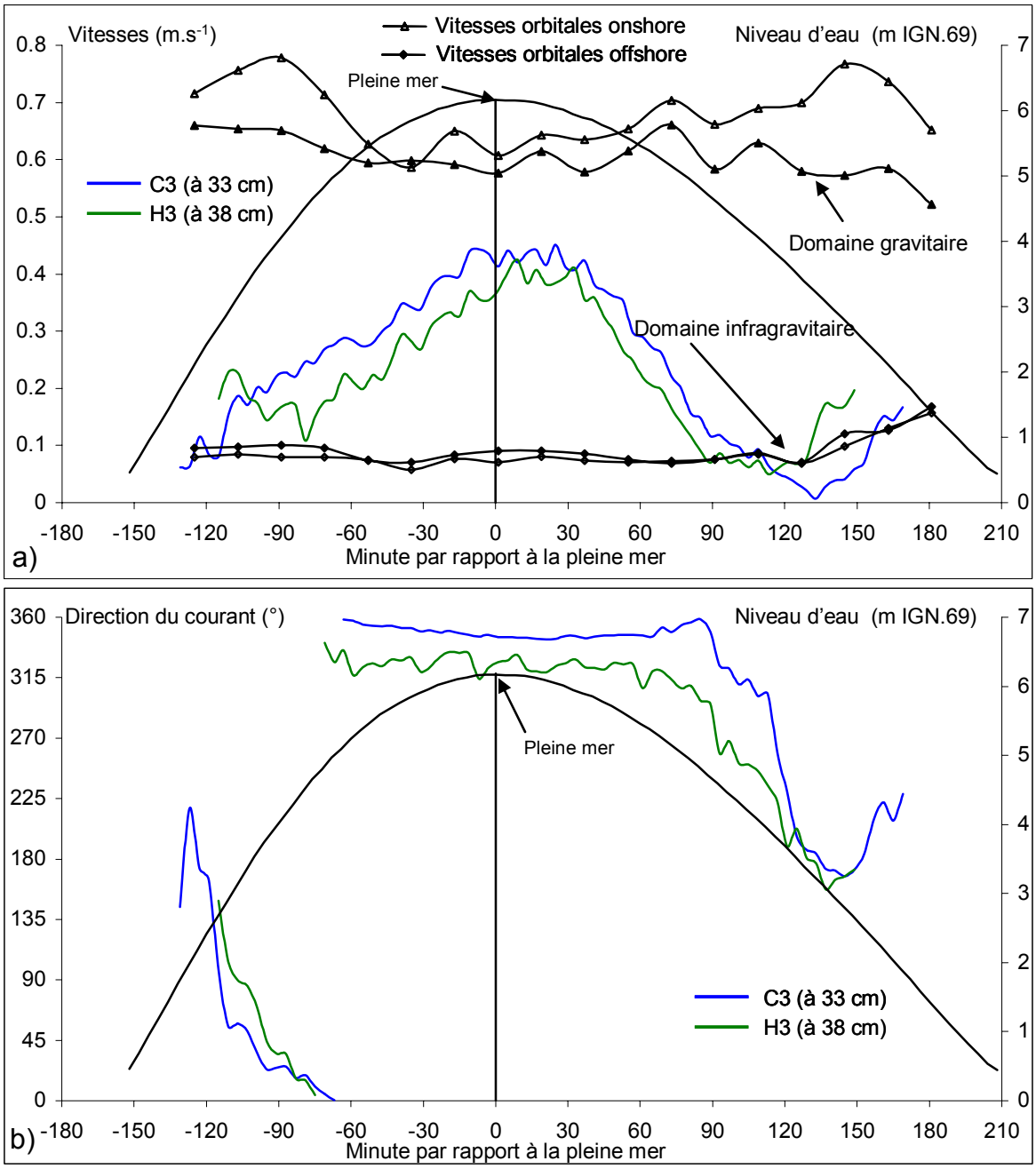


Figure 118: a) Vitesse des courants moyens (en couleur) et des courants orbitaux (en H3 en noir) sur le revers de la barre, b) direction des courants moyens pendant AGH02 (vive-eau/tempête).

I.2.3.2 Dans le chenal devant la barre

Au début du flot la vitesse du courant moyen est croissante jusqu'à PM-100' (ADM et C1) (Figure.119a). Puis, elle diminue jusqu'à PM-80' où elle devient proche de zéro sur la partie centrale du chenal (ADM). Ensuite, la vitesse augmente de nouveau et devient maximale à PM avec une intensité plus élevée en C1 par rapport à l'ADM (respectivement, 0.39 $m.s^{-1}$ et 0.27 $m.s^{-1}$). A partir de PM-80' le courant général du chenal porte vers le NNW et il le reste jusqu'à PM+85' (Figure.119b). La diminution de l'intensité du courant est observable de façon synchrone sur les deux instruments à partir de PM+30'. Elle se poursuit

jusqu'à PM+85' où les vitesses sont inférieures à 0.1 m.s^{-1}. De nouveau une augmentation des vitesses est constatée en fin de jusant en parallèle d'une réorientation progressive de leur direction vers le Sud, bien établie à partir de PM+130. L'hydrodynamisme du chenal est sensiblement identique à celle s'exerçant sur le revers de la barre.

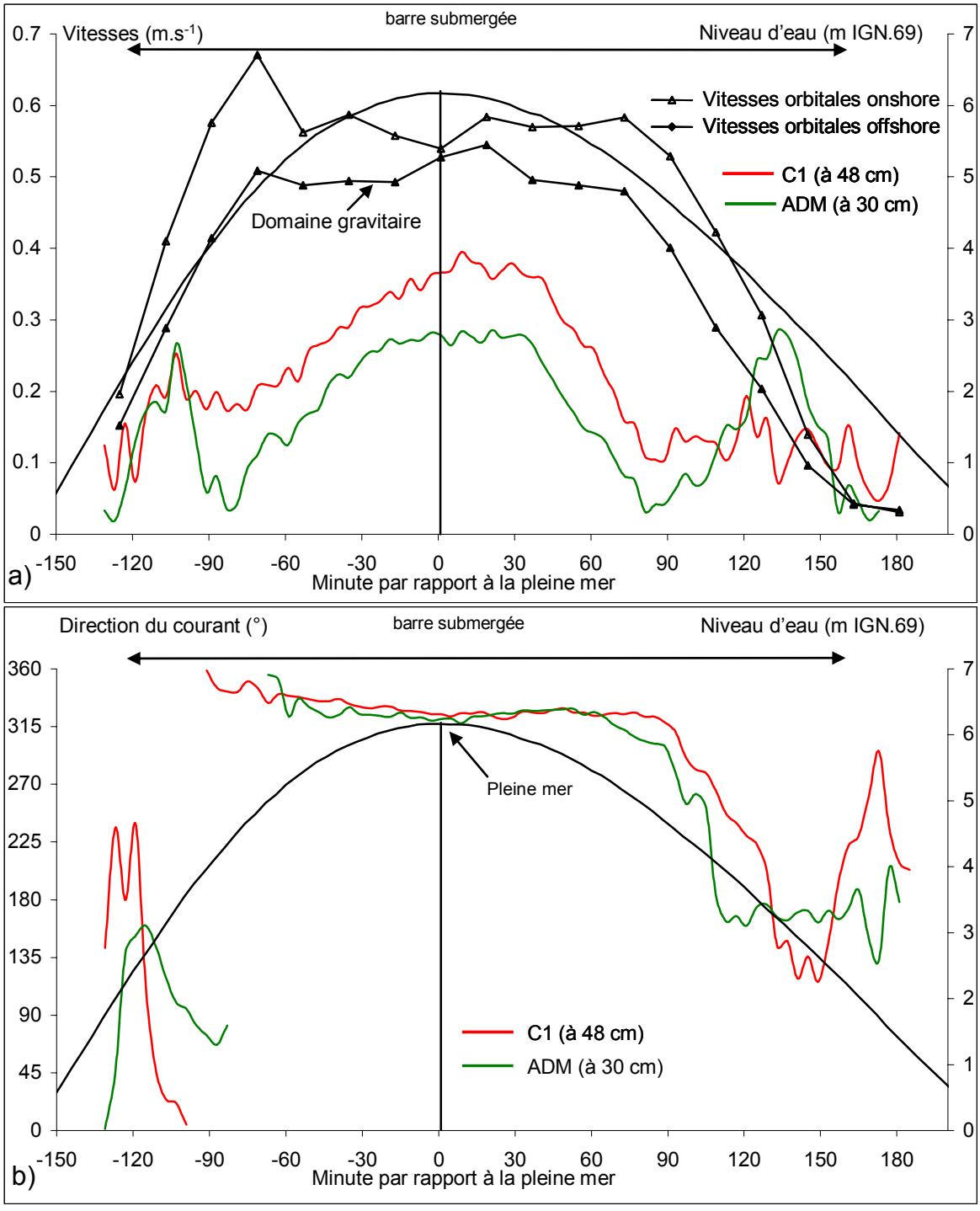


Figure 119: a) Vitesse des courants moyens (en couleur) et des courants orbitaux (ADM) (en noir) dans le chenal pendant AGH02 (vive-eau/tempête), b) Direction des courants moyens dans le chenal.

I.2.4 Influence relative des courants moyens et orbitaux

I.2.4.1 Sur le revers

En tempête, les vitesses orbitales des vagues incidentes sur la partie inférieure du revers de la barre sont comprises entre 0.36 et 0.62 $m.s^{-1}$ (Figure.118a). Elles présentent une intensité plus forte au début du flot et à la fin du jusant. Pendant ces périodes, l'indice d'asymétrie est supérieur à 0.5 indiquant l'existence d'un écoulement résiduel vers la côte. Les vitesses orbitales du domaine infragravitaire en dehors de la zone de surf sont faibles, inférieures à 0.09 $m.s^{-1}$.

Dans ces conditions, l'influence des vagues est nettement prépondérante par rapport à celle des courants de marée pendant la totalité du cycle de marée.

I.2.4.2 Dans le chenal

Les vitesses orbitales des vagues incidentes sont faibles lorsque la crête de la barre n'est pas submergée (inférieure à 0.05 $m.s^{-1}$) (Figure.119a). Une fois la hauteur d'eau suffisante, les vitesses augmentent et atteignent leur maximum à pleine mer (0.2 $m.s^{-1}$). L'indice d'asymétrie est légèrement supérieur à 0.5 traduisant, là aussi, un écoulement résiduel onshore. Les vitesses orbitales du domaine infragravitaire sont extrêmement faibles, inférieures à 0.05 $m.s^{-1}$.

L'influence de la houle est prépondérante par rapport à celle des courants de marée pendant la majeur partie du cycle tidal. Seulement à la fin du jusant (PM+130'), le courant moyen est supérieur à celui des courants orbitaux.

I.2.5 Synthèse

Le déploiement d'instruments de mesures en condition de tempête (H_s<1.4 m) associée à une marée de vive-eau permet de souligner les points suivants :

- Les caractéristiques des courants sur le revers de la barre sont différentes à celles observées en période de beau temps relatif.

- Les vitesses maximales sont atteintes en premier sur la crête de la barre, puis sur la partie médiane avec un décalage de 10 minutes.

- Ces vitesses maximales sont sensiblement plus fortes sur la partie médiane du revers de la barre que sur la crête. Par contre, elles sont nettement inférieures à celles observées en période de beau temps (0.45 $m.s^{-1}$ et 0.7 $m.s^{-1}$ respectivement), malgré un coefficient de marée sensiblement identique (97 et 95 respectivement).

- La diminution des vitesses s'effectue simultanément sur l'ensemble du revers.

- Au début du jusant, l'orientation des courants devient NNW (à PM-60') beaucoup plus tardivement que pendant les périodes de calme (au moins PM-120').

• La renverse des courants vers le Sud se produit plus tôt en période de tempête (PM+85') que lors des périodes de calme (PM+140').

• Enfin, l'action des courants orbitaux est prédominante pendant l'ensemble du cycle de marée à celle des courants de marée.

Cette expérimentation a également permis de connaître la courantologie dans le chenal juste devant la barre, jusqu'à présente inconnue. Il s'avère que :

• Les vitesses constatées dans le chenal sont plus faibles que celles observées sur le revers de la barre et sont caractérisées par trois pics d'intensité maximale. Néanmoins, les données sont représentatives d'une tranche d'eau supérieure à 70 centimètres (hauteur du capteur). Des vitesses nettement plus fortes en fin de jusant seraient certainement observables dans les faibles tranches d'eau.

• Les vitesses sont plus faibles au niveau de l'ADM, milieu plus protégé par la barre comparées à celles enregistrées par C1 à l'extrémité du chenal.

• La direction des courants est sensiblement identique à celle observée sur le revers de la barre. Pendant le flot, la direction NNW s'établit à partir PM-60' sur l'ensemble des instruments. La renverse vers le Sud pendant le jusant se déroule à partir de PM+85' également de façon simultanée sur l'ensemble des instruments. Seul le début du flot et la fin du jusant présente une direction des courants différente de celle du revers avec des pics secondaires.

• Si on s'intéresse à l'influence relative des courants de marée et de la houle dans le chenal, il s'avère que l'action de cette dernière est également prédominante pendant la majeure partie du cycle tidal.

I.3 Condition de morte-eau par beau temps relatif (AGS 02)

I.3.1 Méthodologie

Deux houlographes-courantomètres (S4DW) et un ADV sont installés sur le revers de la barre de façon transversale à sa crête pendant cette campagne (Figure.120). Ils mesurent les fluctuations de la hauteur d'eau et la vitesse des courants moyens à la fréquence de 2 Hz (pour les S4DW) et 4 Hz (pour l'ADV) en mode continu. L'emplacement des instruments est présenté sur la figure 116 et les caractéristiques des mesures hydrodynamiques dans le tableau 26. Les données de l'ADV seront traitées dans la sous partie III.

instrument	localisation	cadence de mesures	fréquence d'acquisition	vitesse	pression	distance par rapport au fond
H4	bas du revers	continu	2Hz	+	+	52 cm
H3	milieu du revers	continu	2Hz	+	+	38 cm
ADV	sur la crête	continu	4Hz	+	+	4 cm

Tableau 26: Caractéristiques des instruments de mesures hydrodynamiques pendant AGS02.

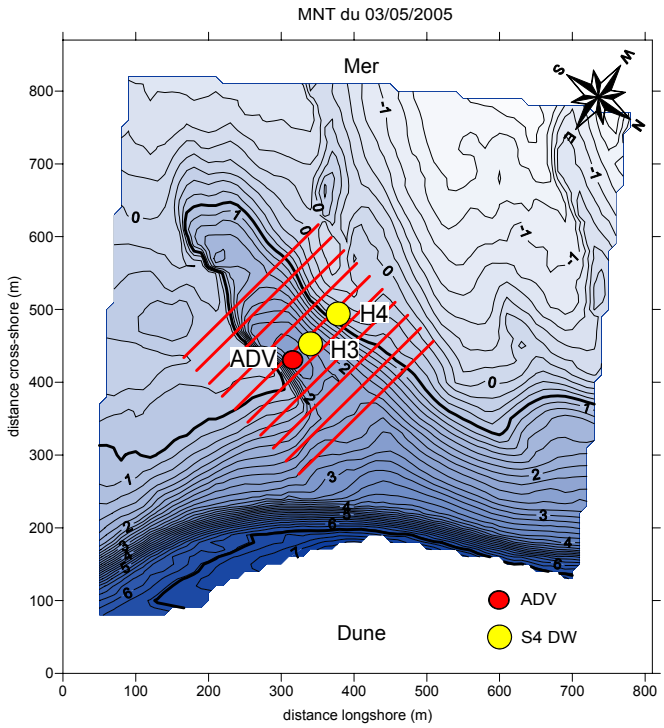


Figure 120: Morphologie de la zone d'étude le 03/05/2005 et localisation des instruments. Le niveau moyen et celui d'une pleine mer de vive-eau moyenne sont représentés.

I.3.2 Conditions dynamiques générales

La direction du vent est de WSW avec des vitesses qui oscillent entre 2 et 4 $m.s^{-1}$. L'agitation provient de l'Ouest avec des périodes de 6 s. La hauteur significative est inférieure à 0.2 m (Figure.121). Le coefficient de marée est de 45.

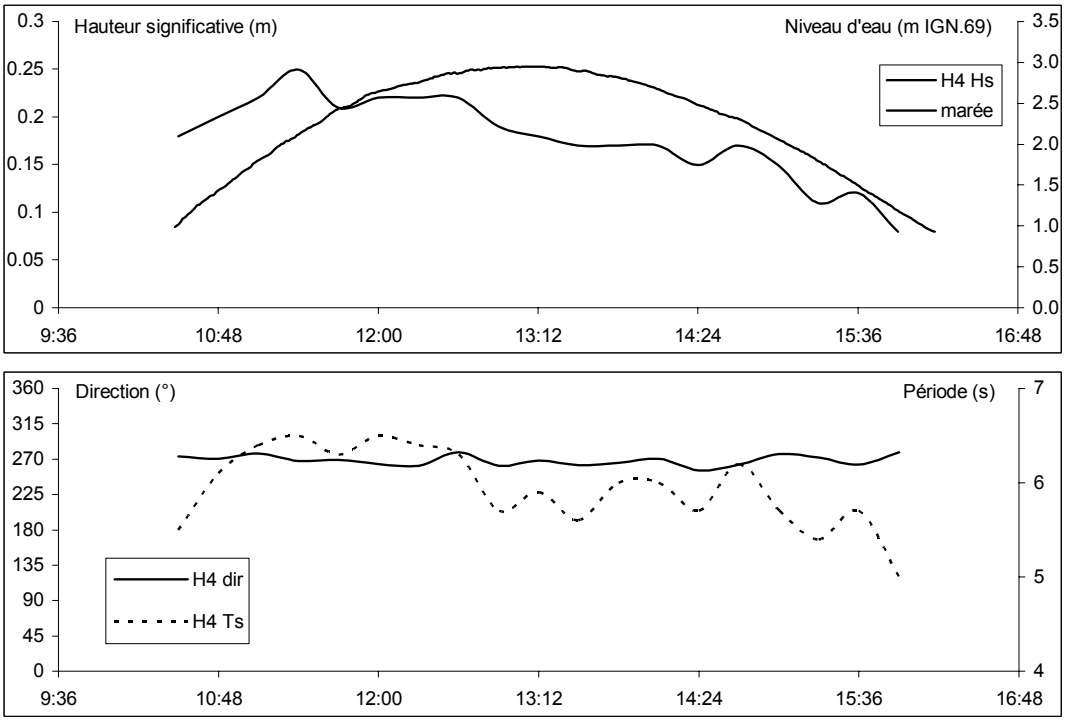


Figure 121: Caractéristiques de la houle (hauteur significative, direction et période) au pied de la barre pendant la campagne AGS02.

I.3.3 Variabilité des courants moyens sur le revers de la barre

En période de beau temps relatif, les vitesses des courants moyens ne dépassent pas 0.18 $m.s^{-1}$ (H4) (Figure.122a). Une asymétrie des vitesses est observée entre la période de flot et de jusant durant lequel le courant est quasi nul (inférieure à 0.04 $m.s^{-1}$). Au pied de la barre (H4), leur direction est très variable pendant le cycle de marée. Pendant la période de flot, le courant est orienté suivant des directions alternant entre le Nord, l'Est et le Sud (Figure.122b). En période de jusant, les directions enregistrées ne sont pas représentatives, leur intensité étant quasi nulle. En H3, le courant est orienté vers le SW pendant la majeure partie de l'immersion du capteur.

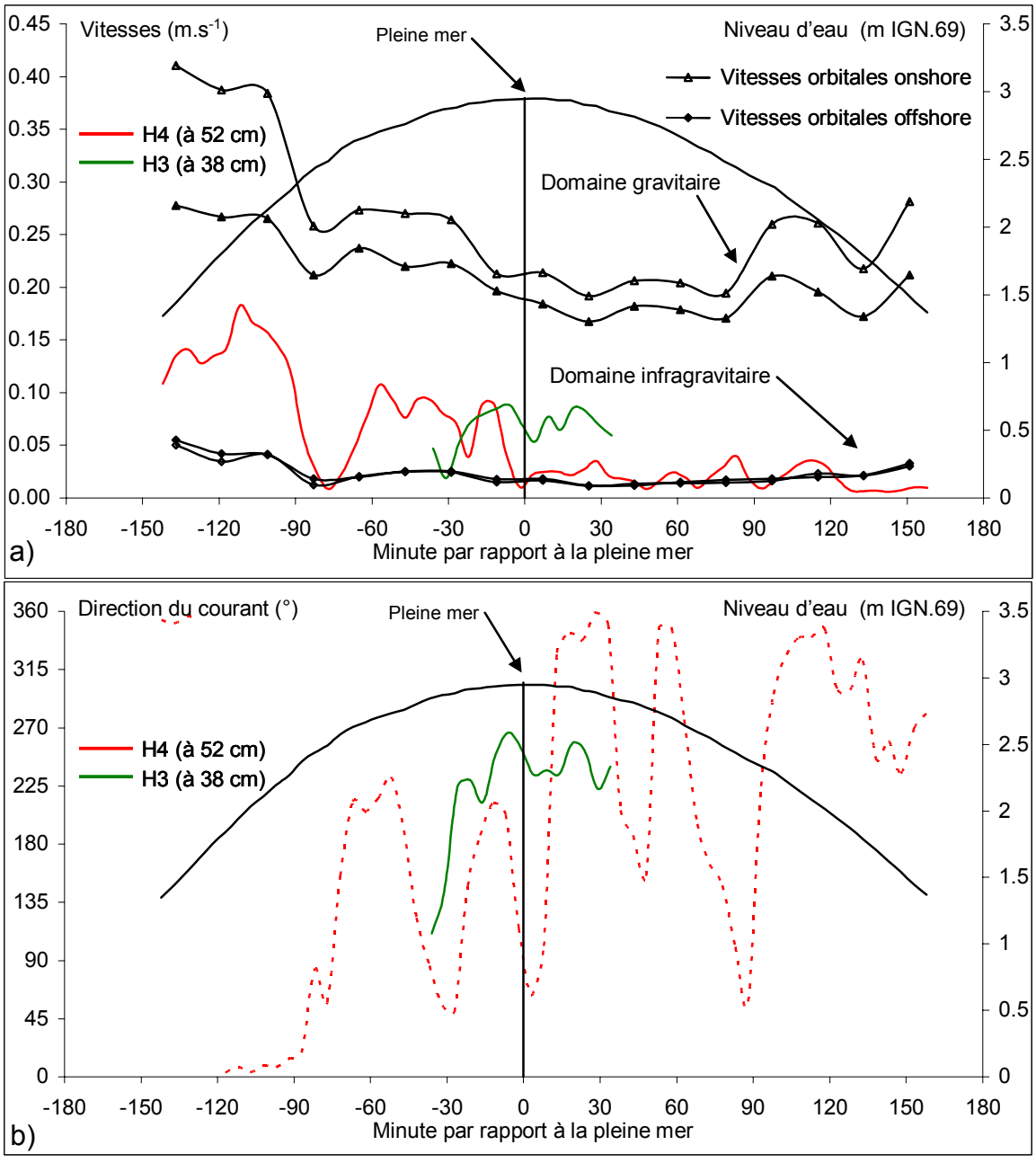


Figure 122: a) Vitesse des courants moyens et des courants orbitaux (H4 en noir) sur le revers de la barre pendant AGS02 (morte-eau/beau temps relatif), b) Direction des courants moyens sur le revers de la barre (H4 est en pointillée, la direction est peu fiable du fait de la faible vitesse des courants).

I.3.4 Influence relative des courants moyens et orbitaux sur le revers de la barre

Les vitesses orbitales des vagues incidentes sur la partie inférieure du revers de la barre sont comprises entre 0.41 $m.s^{-1}$ au début du flot et 0.16 $m.s^{-1}$ au moment de la pleine mer (figure.11a). L'indice d'asymétrie est toujours supérieur à 0.5. Les vitesses orbitales du domaine infragravitaire sont extrêmement faibles, inférieures à 0.05 $m.s^{-1}$.

Malgré des conditions de beau temps (H_s inférieures à 0.2 m), l'influence des vagues est prédominante par rapport à celle des courants de marée en morte-eau qui ne dépassent pas 0.18 $m.s^{-1}$.

I.3.5 Synthèse

Cette expérimentation a permis de souligner les faibles vitesses des courants de marée en morte-eau tout au long du cycle tidal. Dans de telles conditions, l'influence de l'agitation, même de faible amplitude est dominante sur la courantologie induite par la marée.

I.4 Condition de morte-eau par tempête (AGH 01)

I.4.1 Méthodologie

Pendant cette campagne deux houlographes-courantomètres (S4DW) sont installés sur le revers de la barre de façon transversale à sa crête. Ils mesurent les fluctuations de la hauteur d'eau et la vitesse des courants à la fréquence de 2 Hz en mode continu. Un courantomètre (S4) et un ADV sont également implantés sur la partie supérieure du revers de la barre. L'implantation des capteurs est présentée sur la figure 123 et les caractéristiques des mesures hydrodynamiques dans le tableau 27.

Dans le chenal, coté terre de la barre, deux courantomètres (C2 et C3) et un houlographe courantomètre (H3) sont installés. C2 est situé au Nord du chenal, proche de l'enracinement de la barre avec le haut de plage. H3 est situé au milieu du chenal, dans l'axe des instruments du revers de la barre. C3 est localisé au Sud du chenal, proche de sa sortie.

Par soucis d'homogénéité des données, les courants enregistrés par H4 (72 cm du fond) et l'ADV (10 cm du fond) ne sont pas présentés dans ce sous-chapitre.

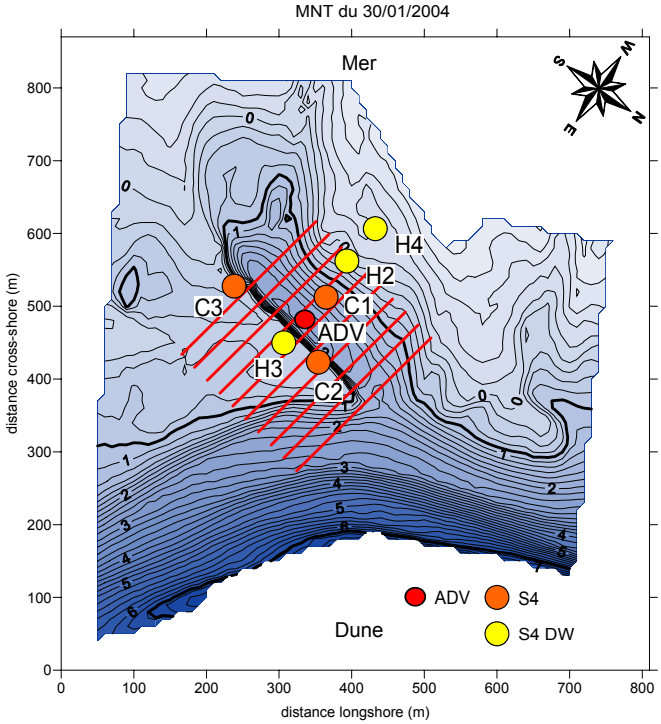


Figure 123: Morphologie de la zone d'étude le 30/01/2004 et localisation des instruments. Le niveau moyen et celui d'une pleine mer de vive-eau moyenne sont représentés.

instrument	localisation	cadence de mesures	fréquence d'acquisition	vitesse	pression	distance par rapport au fond
H4	bas du revers	continu	2Hz	+	+	72 cm
H2	milieu du revers	continu	2Hz	+	+	32 cm
C1	haut du revers	continu	2Hz	+	-	40 cm
ADV	sur la crête	continu	2Hz	+	-	10 cm
C3	nord du chenal	continu	2Hz	+	-	50 cm
H3	milieu du chenal	continu	2Hz	+	+	52 cm
C2	sud du chenal	continu	2Hz	+	-	58 cm

Tableau 27: Caractéristiques des instruments de mesures hydrodynamiques pendant AGH01.

I.4.2 Conditions dynamiques générales

La vitesse du vent oscille entre 8 et 10 $m.s^{-1}$ en provenance du secteur WSW (Figure.124). La hauteur significative de la houle au pied de la barre est maximale à pleine mer où elle atteint 0.85 m. Elle est essentiellement de direction WSW et possède une période significative constante de 3.5 s. Le coefficient de marée est de 41.

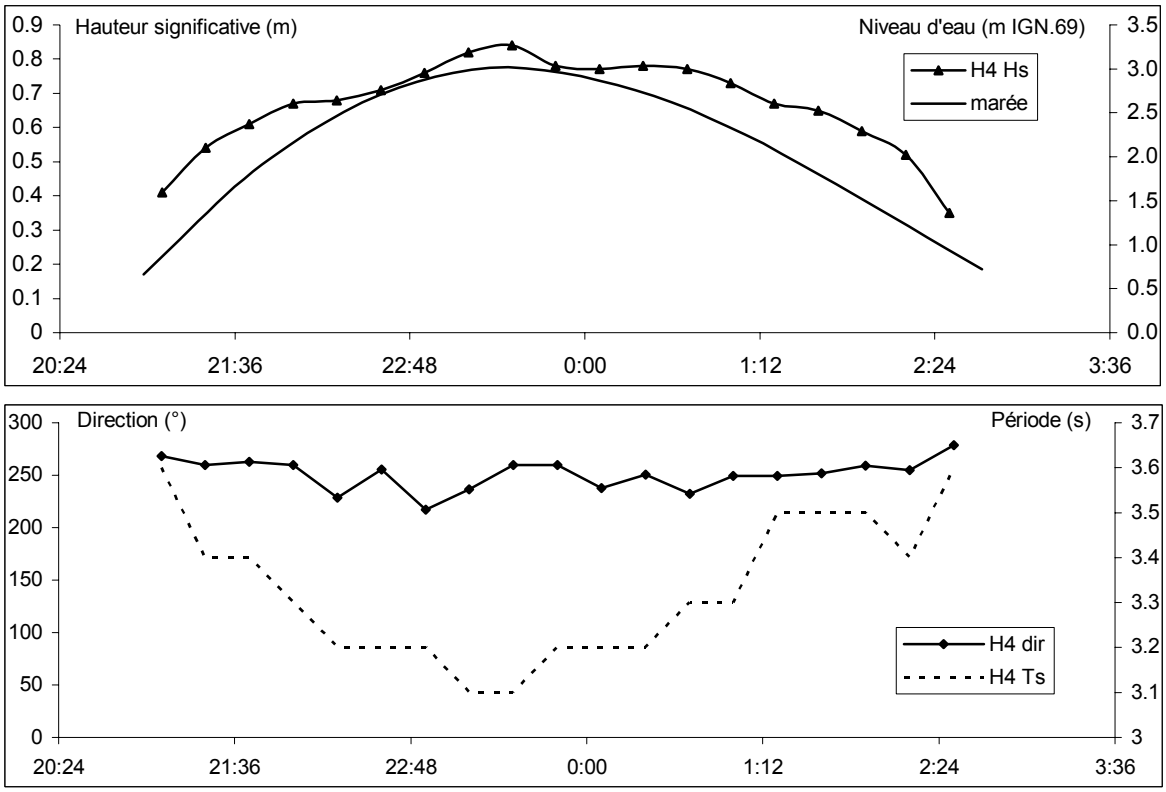


Figure 124: Caractéristiques de la houle (hauteur significative, direction et période) au pied de la barre pendant la campagne AGH01.

I.4.3 Variabilité des courants moyens

I.4.3.1 Sur le revers

Pendant le flot la vitesse des courants moyens aux différents endroits du revers de la barre est faible, atteignant au maximum 0.3 $m.s^{-1}$ (Figure.125a). Sur la partie basse du revers, ils ne dépassent pas les 0.15 $m.s^{-1}$. En fin de jusant, les vitesses s'intensifient. Le phénomène est d'abord observable sur la partie supérieure de la barre à PM+85' (C1), puis sur la partie inférieure à PM+120' (H2). Elles deviennent alors supérieures à 0.3 $m.s^{-1}$. La direction des courants est complexe et différente suivant les points d'enregistrements (Figure.125b). Sur la partie basse du revers (H2), le courant est dirigé majoritairement vers le SW, excepté au début du flot où il porte vers le NNW et à la fin du jusant où il s'oriente progressivement à partir de PM+85' vers le Nord. Sur la partie supérieure du revers (C1), la direction des courant est giratoire suivant un sens horaire pendant le flot. Au jusant, aucune direction ne domine.

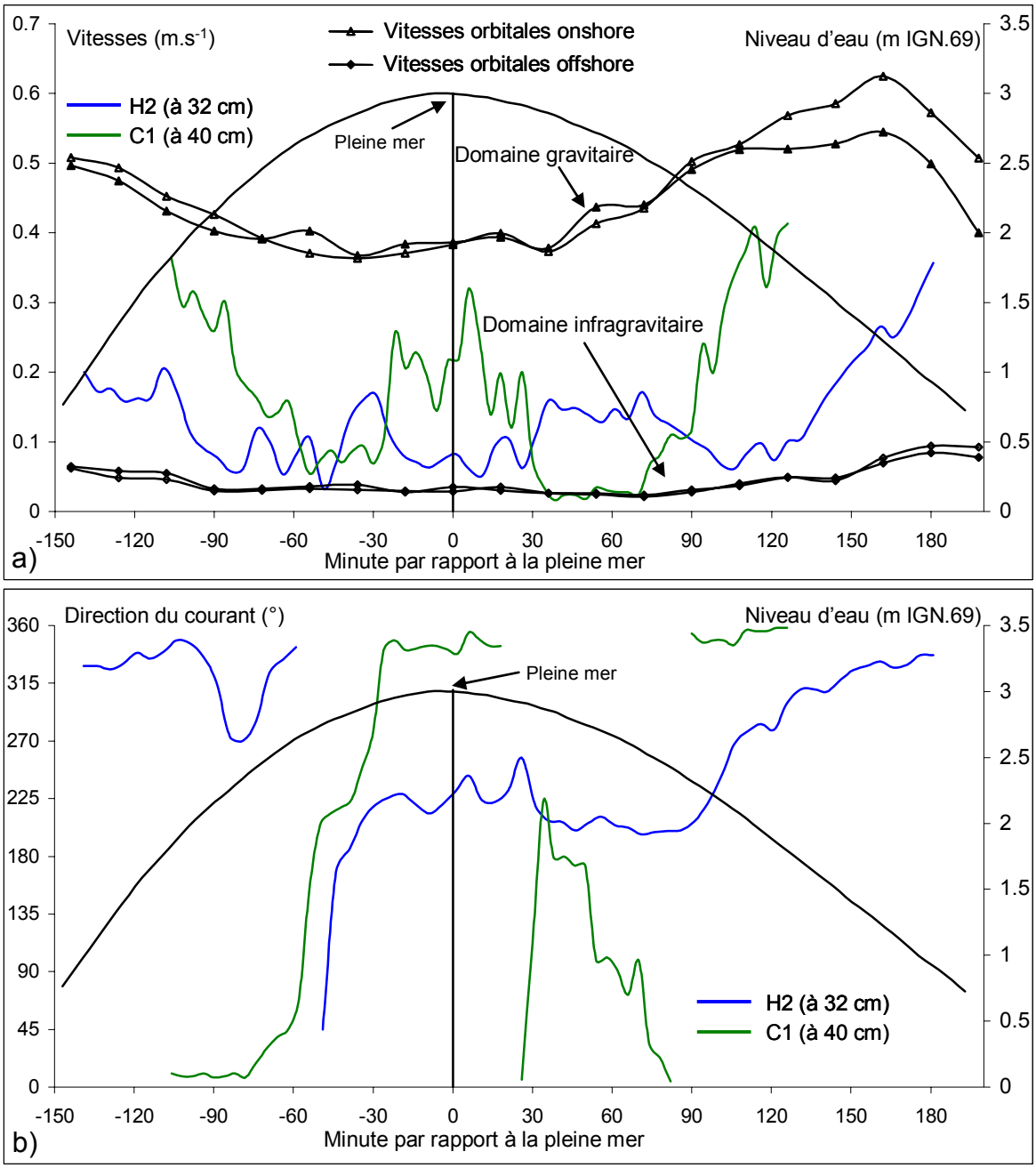


Figure 125: a) Vitesse des courants moyens (en couleur) et des courants orbitaux (en noir) sur le revers de la barre, b) direction des courants moyens pendant AGH01 (morte-eau/tempête).

I.4.3.2 Dans le chenal

L'intensité des courants moyens est relativement constante en H3 (0.1 $m.s^{-1}$) et C3 (0.15 $m.s^{-1}$) (Figure.126a). Au point C2, ils sont plus forts avec deux pics atteignant 0.4 $m.s^{-1}$ à PM-50' et PM+65'. Les vitesses de courant sont les plus faibles en H3, point le plus protégé par la barre.

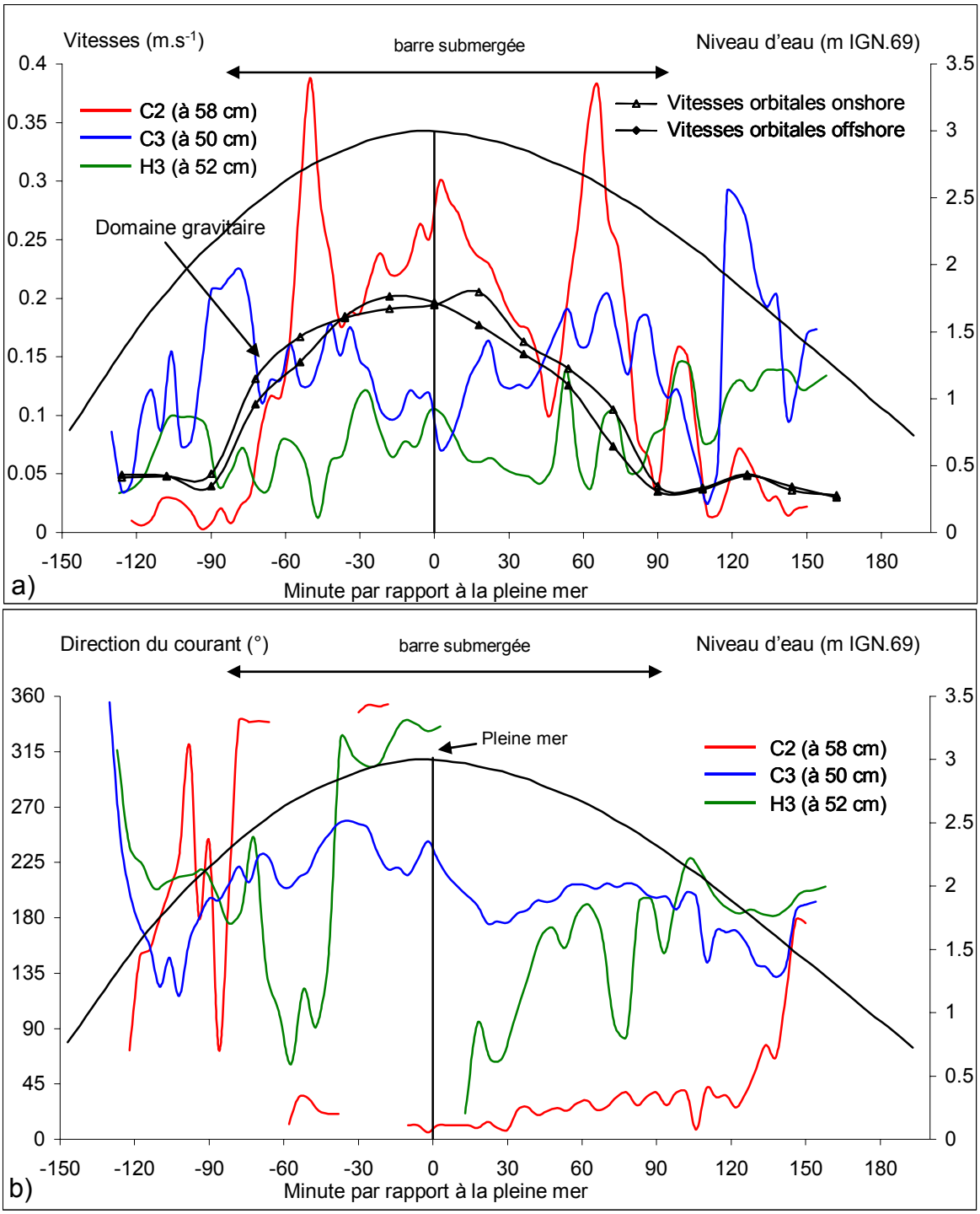


Figure 126: a)Vitesse des courants moyens (en couleur) et des courants orbitaux (en noir) dans le chenal pendant AGH01 (morte-eau/tempête), b) Direction des courants moyens dans le chenal.

L'étude de la direction des courants moyens dans le chenal permet de trouver trois comportements différents, ceux-ci probablement influencés par la position spécifique des instruments par rapport à la barre et à la morphologie du chenal (Figure.126b).

• Le courant moyen au point C2 est dirigé vers le Nord excepté au début du flot où il subit une rotation horaire sur 360°. La renverse vers le Sud en fin de jusant intervient lorsque le niveau d'eau est en dessous de la crête de la barre.

• La direction des écoulements en H3 porte progressivement vers l'Est pendant le flot jusqu'à PM-60', puis s'oriente vers le Sud suivant une rotation horaire sur 450°.

• Le courant moyen au point C3 est dirigé vers le Sud pendant la totalité du cycle.

I.4.4 Influence relative des courants moyens et orbitaux

I.4.4.1 Sur le revers

Les vitesses orbitales maximales des vagues incidentes sur la partie inférieure du revers de la barre sont comprises entre 0.62 $m.s^{-1}$ à la fin du jusant et 0.36 $m.s^{-1}$ au moment de la pleine mer (Figure.125a). L'asymétrie des vitesses est sensiblement proche de 0.5 jusqu'à PM+110' où elle devient nettement supérieure. Les vitesses orbitales du domaine infragravitaire en dehors de la zone de surf sont extrêmement faibles, inférieures à 0.03 $m.s^{-1}$ pendant la majorité du cycle tidal. En fin de jusant, elles augmentent légèrement (0.09 $m.s^{-1}$).

L'influence des vagues est toujours et nettement prédominante par rapport à celle des courants de marée en tempête de morte-eau.

I.4.4.2 Dans le chenal

L'évolution des vitesses orbitales induites par les vagues incidentes suivent la courbe de marée (Figure.126a). Elles sont maximales à pleine mer (0.53 $m.s^{-1}$). L'indice d'asymétrie des vitesses est fortement supérieur à 0.5. Les vitesses orbitales du domaine infragravitaire sont extrêmement faibles, inférieures à 0.05 $m.s^{-1}$.

L'influence de la houle est prépondérante par rapport à celle des courants de marée en C2 et au niveau de H3 entre PM-54' et PM+54'. Par contre les courants en C2 sont toujours supérieurs à ceux de la houle. Au début du flot et à la fin du jusant, l'influence des courants moyens est supérieure à celle de la houle.

I.4.5 Synthèse

Cette campagne de terrain permet de souligner la complexité de la courantologie agissant sur et autour de la barre lors d'une tempête de morte-eau. Les points suivants peuvent être soulignés :

• Les vitesses du courant moyen ne semblent pas être influencées par les variations de la hauteur d'eau. Ce comportement a également été observé lors de la campagne en beau temps (AGS 02) pour une condition de marée similaire. Les vitesses sont plus élevées, influencée par le vent et l'agitation, atteignant au maximum 0.3 $m.s^{-1}$, alors qu'elles ne dépassent pas 0.15 $m.s^{-1}$ en beau temps (AGS02).

• Dans le chenal, la courantologie est également complexe. Les vitesses des courants sont du même ordre de grandeur que celles observées sur le revers de la barre (généralement inférieures à 0.2 $m.s^{-1}$). Comme lors de l'expérimentation en vive-eau (AGH02), les courants les plus faibles sont constatés sur la partie médiane du chenal, endroit le plus protégé. La direction des courants est différente d'un instrument à l'autre (vers le Nord en C2 et vers le Sud en C3) laissant supposer une divergence des masses d'eau lors du remplissage de la bâche.

• Sur les cinq instruments de cette campagne, aucun ne présente une direction similaire sur la totalité du cycle de marée malgré leur proximité soulignant la complexité des écoulements forcés par la topographie.

• Sur le revers de la barre, l'influence de la houle est prédominante sur l'action des courants de marée pendant la totalité du cycle de marée. Le chenal est un environnement mixte dominé soit par les courants (pleine mer), soit par l'action des houles au début et à la fin du cycle tidal, malgré sa position d'abri en arrière de la barre.

I.5 Discussion

Les caractéristiques des courants relevées dans des environnements macro-mégatidaux sont rares dans la littérature. Quelques études ont été publiées ces dix dernières années, mais elles concernent des plages à « barres et bâches » dont le marnage moyen est inférieur à 6 m (Anthony *et al*., 2004 ; Davidson *et al*., 1993 ; Reichmüth, 2003 ; Stepanian, 2002 ; Voulgaris *et al.*, 1998). Les résultats présentés dans ce chapitre complètent les travaux de Levoy *et al* (1997) qui se focalisent principalement sur les plages mégatidales de la côte ouest du Cotentin. Les sites de mesures de cette dernière étude sont relativement éloignés de l'influence de l'embouchure des havres. De plus, l'acquisition des données en mode continu en plusieurs points de la barre permet d'affiner la connaissance sur la circulation des masses d'eau au voisinage de celle-ci. Cette approche temporelle ne pouvait être réalisé lors des campagnes d'une durée d'un mois présentées dans le chapitre précèdent.

I.5.1 L'intensité des courants moyens

L'étude de l'intensité des courants moyens incluant les courants de marée et les courants induits par les vagues a permis de préciser l'hydrodynamisme sur la barre. Ainsi, sur son revers, l'intensité des courants de marée est contrôlée par le marnage. Un rapport de 1 à 3 entre les vitesses mesurées à pleine mer en vives-eaux et en mortes-eaux est observé. L'intensité varie également pendant le cycle de marée avec un maximum à pleine mer. Cette dynamique est bien marquée pendant une vive-eau, mais semble absente pendant une morte-eau. L'ensemble de ces caractéristiques sont différentes de celles trouvées dans la littérature pour des sites macro et mégatidaux (Wright *et al*., 1982 ; Davidson *et al*., 1993 ; Masselink & Hegge, 1995 ; Voulgaris *et al*., 1998). La côte ouest du Cotentin présente une circulation de marée très typée qui se distingue en particulier par la prédominance en durée et en intensité des courants « longitudinaux » portant gobalement vers le Nord. La géométrie générale du golfe normand-breton, son ouverture septentrionale vers la Manche, la présence de nombreuses îles sur l'avant côte, le caractère progressif de l'onde tidale et l'effet de pente dû à la différence de marnage entre le Nord et le Sud du Cotentin expliquent ces spécificités (Levoy & Monfort, 2003).

En tempête, la vitesse des courants moyens a tendance à diminuer pendant une vive-eau comparée à celle observée en période de beau temps. L'augmentation de l'intensité des vitesses orbitales suivant une direction transversale à l'action des courants de marée peut être responsable de la décroissance des courants moyens en période d'agitation. A l'inverse, en période de morte-eau, l'intensité des courants moyens est plus forte pendant la tempête. La faible tranche d'eau au dessus de la barre associée à des courants induits par les vagues plus important explique cette différence.

De façon générale, l'intensité des courants moyens sur le revers de la barre est relativement identique sur tous les points de mesure. Une différence de 0.1 $m.s^{-1}$ est observée au maximum et peut être imputée en partie, à la différence de hauteur entre les appareils par rapport au fond. Cette observation permet de valider et d'étendre, par hypothèse, à l'ensemble du revers, les conclusions sur la morphodynamique de la barre dressées dans le chapitre précédent à l'aide d'un seul appareil.

Les expériences par beau temps peuvent être comparées aux travaux de Levoy (1994) et Levoy *et al*., (2001) effectués sur les plages de la côte Ouest du Cotentin. L'intensité des courants est sensiblement identique aux travaux de ces auteurs notamment en période de morte-eau. En période de vive-eau, le site étudié présente des vitesses sensiblement supérieures à celles observées sur les plages de Portbail et Coutainville (0.7 $m.s^{-1}$ au lieu de 0.5 $m.s^{-1}$, Levoy (1994)) et sont nettement supérieures à celles de la plage de Donville-les-Bains (0.7 $m.s^{-1}$ au lieu de 0.15 $m.s^{-1}$ (Levoy & Monfort, 2003)). Cependant, cette différence doit être nuancée du fait d'une grande variabilité de l'intensité des courants moyens sur le profil des plages mégatidales. Ainsi, l'emplacement de l'appareil sur la moyenne plage, à proximité de l'embouchure et la hauteur du capteur de courant par rapport au fond peuvent expliquer en partie cette différence par rapport aux mesures effectuées sur les deux premières plages citées.

I.5.2 La direction des courants moyens

En période de vive-eau, les courants moyens sont dirigés vers le NNW. Le flux s'oriente vers l'Ouest en fin de jusant permettant la vidange de la plage. Néanmoins, en période de tempête la circulation peut être différente, notamment en début de flot. Dans ce cas, la courantologie est rotative suivant un sens anti-horaire avec une durée importante de l'écoulement vers le NNW. La forte vitesse d'élévation verticale du plan d'eau et une profondeur importante au dessus de la crête de la barre dès la mi-marée entraînent une courantologie homogène entre le chenal et le revers quelque soit l'énergie de la houle. Pendant ces périodes de vives-eaux, les courants au voisinage de la barre sont similaires à ceux observés de façon générale sur la côte ouest du Cotentin. Ils sont liés au caractère progressif de l'onde tidale et à un courant de pente induit par la diminution du marnage entre le Sud et le Nord de la côte ouest du Cotentin (Levoy & Monfort, 2003). L'influence du remplissage et de la vidange du havre ne semble pas, par conséquent, affecter de façon significative la courantologie du site étudié lors de ces conditions de forte marée, malgré sa proximité.

En période de morte-eau, la direction générale des courants moyens est plus difficile à cerner quelque soit le degré d'agitation. La grande variabilité de résultats rend l'analyse délicate. Une tranche d'eau peu importante pendant la totalité du cycle de marée, une faible

intensité des courants et le rôle de la morphologie sont autant de paramètres qui influence les écoulements induits par les vagues, l'action du vent ou les variations verticales du plan d'eau. En mortes-eaux, la bâche étant la majeure partie du temps isolée du revers, la direction des courants semble mieux structurée. Le Nord du chenal présente des courants orientés vers le Nord, sauf pendant la vidange à la fin du jusant. A ce moment, l'écoulement commence à porter vers le Sud. Au Sud du chenal, les courants sont toujours dirigés vers le Sud.

Les directions observées en vive-eau sur le revers de la barre sont sensiblement identiques à celles des plages mégatidales de la côte ouest du Cotentin (Levoy, 1994 ; Levoy *et al*., 2001). En période de morte-eau, ces plages présentent une composante vers le Nord bien marquée. Sur le site étudié, les champs de courant sont plus complexes. La morphologie de la barre et de façon plus générale celle du delta, associée à une perturbation des écoulements liée à l'embouchure du havre, sont probablement les causes de cette différence.

I.5.3 Influence relative des courants moyens et des vitesses orbitales

Les mesures réalisées permettent de relativiser l'influence respective des courants moyens induits par la marée ou/et par les vagues et celle des courants orbitaux. Ainsi, sur le revers de la barre, les vitesses oscillatoires maximales induites par les vagues dans le domaine gravitaire sont plus élevées que les courants moyens, sauf dans le cas d'une marée de vive-eau en période de beau temps, le revers étant soumis à une double influence, le caractérisant d'environnement mixte. En effet, dans ce cas, en présence d'une tranche d'eau supérieure à 0.9 m, les courants moyens dépassent 0.6 $m.s^{-1}$. Ils sont supérieurs aux vitesses orbitales qui ne dépassent pas 0.3 $m.s^{-1}$. Lorsque la tranche d'eau est faible (inférieures de 0.9 m), l'influence des courants orbitaux devient dominante. Ces résultats soulignent l'impact potentiel de l'agitation sur le transport sédimentaire malgré l'environnement à forte marée. Ils sont en accord avec ceux de Levoy & Monfort (2003) issus d'expérimentations réalisées sur la côte ouest du Cotentin et confortent l'influence de la houle sur la migration de la barre mise en lumière dans le chapitre précèdent.

Les courants orbitaux dans le domaine infragravitaire en dehors de la zone de déferlement sont extrêmement faibles. Ils atteignent au maximum 0.1 $m.s^{-1}$ en période de tempête de vive-eau, mais sont largement subordonnés à l'action des courants moyens et des vitesses orbitales du domaine gravitaire. Ces vitesses augmentent légèrement à proximité du déferlement soulignant une hypothétique importance dans la zone de surf et de swash. Ces mesures confirment les résultats de Russell (1993) et de Davidson *et al*., (1993) obtenus sur les côtes macrotidales de Grande-Bretagne et ceux de Wright *et al*., (1982) sur les plages macrotidales australiennes. Ces auteurs constatent également le rôle négligeable en dehors de la zone de surf des ondes infragravitaires.

L'indice d'asymétrie des courants orbitaux des vagues incidentes est supérieur à 0.5 sur l'ensemble des campagnes. Les vagues incidentes et leurs courants induits participent donc potentiellement au transfert vers la côte des sédiments. Ces résultats sont conformes aux travaux trouvés dans la littérature portant sur des plages à forte marée (Davidson *et al*., 1993 ; Stépanian, 2002 ; Russell, 1993). Ces auteurs précisent par ailleurs que les courants orbitaux des vagues incidentes remettent en suspension les sédiments et que ces derniers sont transportés par la combinaison des courants moyens et éventuellement des vagues infragravitaires quand la vitesse le permet.

II. Propagation de l'agitation au dessus de la barre

La barre étudiée peut être assimilée à une anomalie topographique au regard de la moyenne plage relativement plane. D'autres barres sont bien présentes sur le delta, mais leurs paramètres morphométriques sont sans commune mesure avec celle qui est étudiée.

L'objectif de cette partie est d'appréhender l'influence de cette barre sur la propagation de la houle et l'agitation. La démarche focalise sur l'étude de l'évolution de certains paramètres (hauteur significative, vitesse orbitale, énergie incidente, domaine spectral) entre le revers (amont de la barre) et le chenal (partie aval). La direction de propagation sera également étudiée. Pour cela, deux campagnes de mesures en condition de tempête ont été sélectionnées (AGH01 et AGH02). La première se déroule en période de morte-eau et la seconde en période de vive-eau. Les caractéristiques des instruments, ainsi que leurs localisations répartis transversalement à la crête de la barre, sont précisées dans le sous chapitre précèdent.

II.1 La hauteur significative de l'agitation

Sur la moyenne plage, l'influence de la marée sur la hauteur des vagues est évidente (Figures.127a et 128a). Les agitations les plus fortes sont enregistrées au moment de la pleine mer et les moins élevées lors des périodes de plus faibles tranches d'eau.

En période de morte-eau, l'agitation enregistrée dans le chenal représente au maximum 58 % de celle observée au pied de la barre (Figure.129 et Tableau.28). Ce cas de figure s'observe à pleine mer, lorsque la crête est recouverte par une tranche d'eau de 0.8 m. Lorsque cette dernière est plus faible, l'atténuation est croissante jusqu'à l'émersion de la partie supérieure de la barre. Dans ce cas, la hauteur significative dans le chenal représente moins de 18 % de celle incidente. Elle est liée à l'action directe du vent sur le plan d'eau. Par ailleurs, l'atténuation de l'agitation apparaît plus importante pendant le jusant.

En période de vive-eau, l'atténuation de la houle observée est moins marquée qu'en période de morte-eau. Lorsque la tranche d'eau au dessus de la crête est supérieure à 2.5 m, la hauteur significative de la houle enregistrée dans le chenal est sensiblement identique à celle mesurée au pied de la barre. L'atténuation est au maximum de 12 %, mais plus fréquemment inférieure à 6 % (Figure.129 et Tableau.29). Par contre, en début du flot (jusqu'à une tranche d'eau entre 0.9 m (cycle 1) et 0.7 m (cycle 2), ainsi qu'à la fin de jusant (à partir d'une tranche d'eau de 1.8 m), l'influence de la barre est marquée de façon significative. L'atténuation est alors supérieure à 42 %.

Ainsi, les variations de la hauteur significative de la houle lors du franchissement de la barre sont différentes suivant les conditions de marée. Lors d'une période de tempête en morte-eau moyenne, la crête de la barre est recouverte pendant seulement 3h. L'atténuation de la houle est alors toujours supérieure à 42 %. En conditions de vive-eau, la submersion de la barre est plus longue, en moyenne 4h45. Pendant ce moment, l'atténuation de la houle est inférieure à 42 % pendant 3h45 et à 15 % pendant 3h. Elle est nulle à pleine mer.

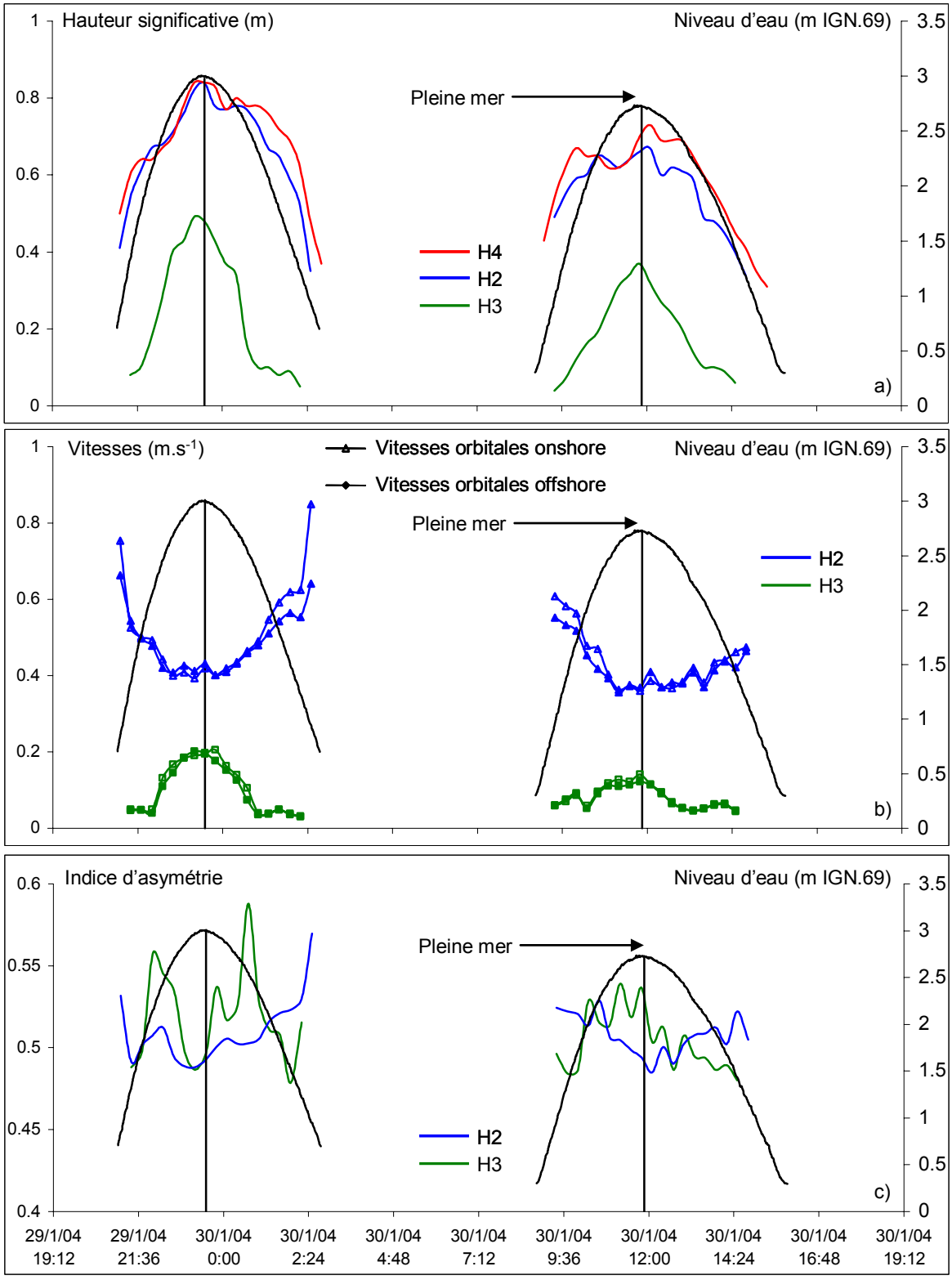


Figure 127: a) Hauteur significative de la houle, b) vitesses orbitales, c) rapport d'asymétrie des vitesses orbitales pendant la campagne AGH01 (morte-eau/tempête).

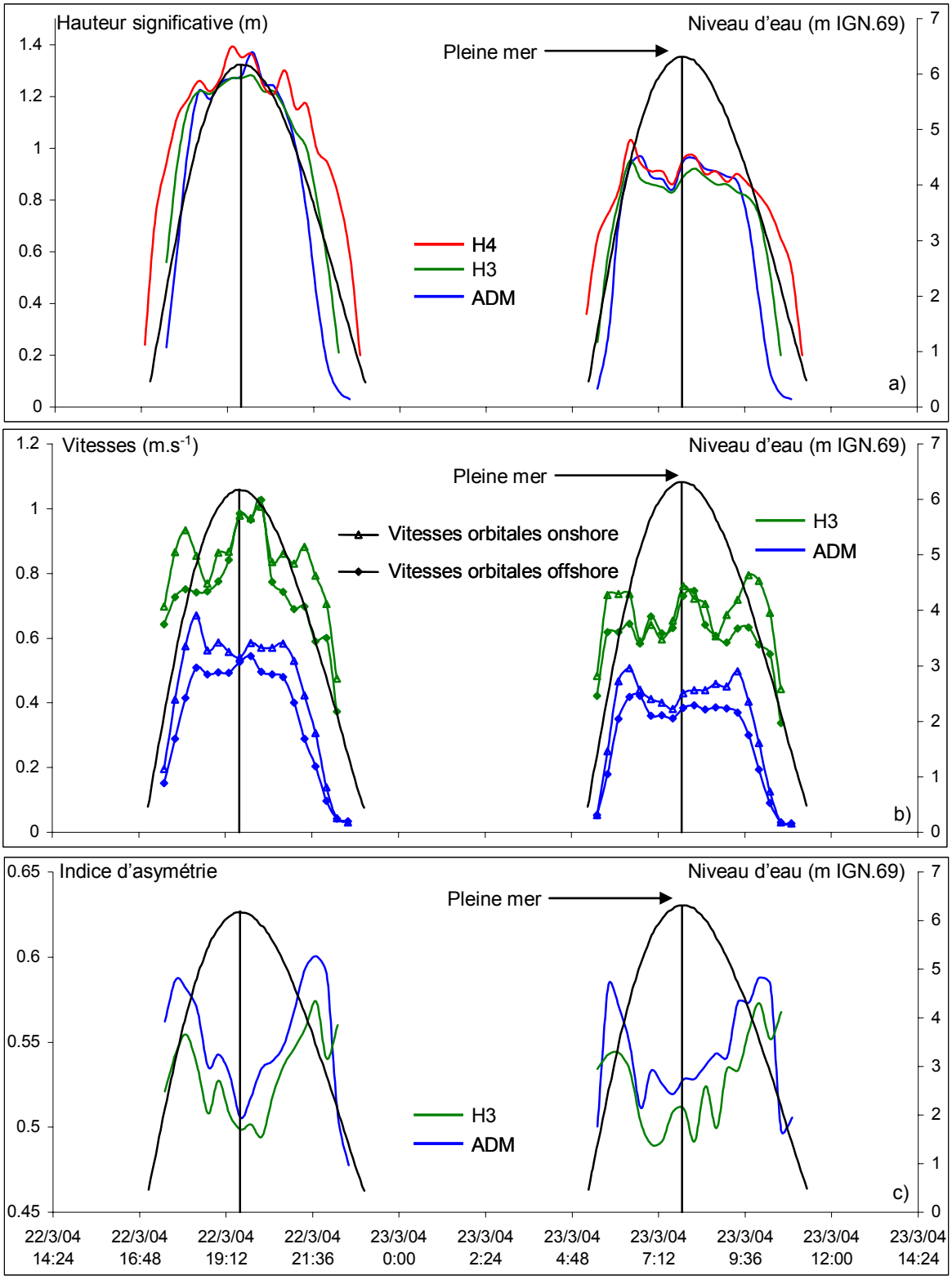


Figure 128: a) Hauteur significative de la houle, b) vitesses orbitales, c) rapport d'asymétrie des vitesses orbitales pendant la campagne AGH02 (vive-eau/tempête).

	PM-120'		PM-60'		PM		PM+60'		PM+120'	
	atténuation des Hs	hauteur d'eau au dessus de la crête	atténuation des Hs	hauteur d'eau au dessus de la crête	atténuation des Hs	hauteur d'eau au dessus de la crête	atténuation des Hs	hauteur d'eau au dessus de la crête	atténuation des Hs	hauteur d'eau au dessus de la crête
Cycle.1	**87%**	hors d'eau	**43%**	0.42 m	**42%**	0.82 m	**57%**	0.66 m	**89%**	hors d'eau
Cycle.2	**87%**	hors d'eau	**51%**	0.25 m	**50%**	0.52 m	**65%**	0.27 m	**82%**	hors d'eau

Tableau 28: Atténuation de la houle lors du franchissement de la barre pendant la campagne AGH01.

	PM-120'		PM-60'		PM		PM+60'		PM+120'	
	atténuation des Hs	hauteur d'eau au dessus de la crête	atténuation des Hs	hauteur d'eau au dessus de la crête	atténuation des Hs	hauteur d'eau au dessus de la crête	atténuation des Hs	hauteur d'eau au dessus de la crête	atténuation des Hs	hauteur d'eau au dessus de la crête
Cycle.1	**56%**	0.32 m	**4%**	3.13 m	**6%**	4.05 m	**12%**	3.35 m	**35%**	1.58 m
Cycle.2	**90%**	0.51 m	**3%**	3.28 m	**0%**	4.23 m	**0%**	3.47 m	**49%**	1.75 m

Tableau 29: Atténuation de la houle lors du franchissement de la barre pendant la campagne AGH02.

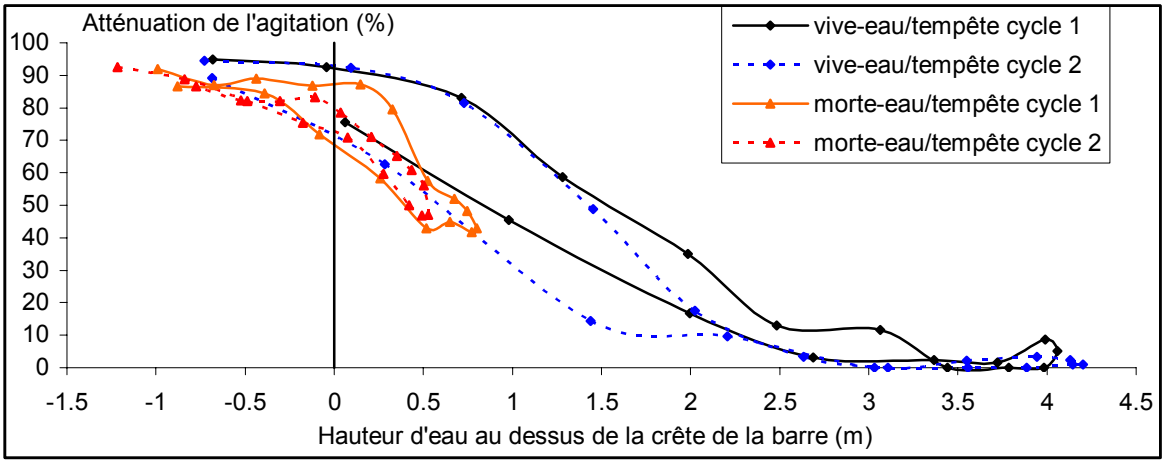


Figure 129: Atténuation de l'agitation en fonction de la hauteur d'eau au dessus de la crête de la barre lors des campagnes AGH01 (morte-eau/tempête) et AGH02 (vive-eau/tempête).

II.2 Les vitesses orbitales

De manière générale, lors d'une tempête en période de morte-eau, l'atténuation des vitesses est décroissante du début du flot jusqu'à la pleine mer, puis croissante jusqu'à la fin du jusant (Figure.127b). A pleine mer, les vitesses sont minimales sur le revers de la barre (0.43 $m.s^{-1}$ pour le cycle I et 0.35 $m.s^{-1}$ pour le cycle 2), mais maximales dans le chenal (0.19 $m.s^{-1}$ pour le cycle I et 0.14 $m.s^{-1}$ pour le cycle 2). L'atténuation y est alors de 58 % lors du cycle 1 et 60 % lors du cycle 2. Au début et à la fin du cycle tidal, les vitesses orbitales sont supérieures à 0.7 $m.s^{-1}$ sur le revers de la barre, alors qu'elles n'excèdent pas 0.05 $m.s^{-1}$ dans le chenal lorsque la crête est émergée.

Lors d'une tempête de vive-eau, la courbe des vitesses orbitales se corrèle bien à celle de la marée. (Figure.128b). Les intensités maximales sont enregistrées à pleine mer sur le revers (0.98 $m.s^{-1}$ pour le cycle I et 0.76 $m.s^{-1}$ pour le cycle 2) et dans le chenal (0.52 $m.s^{-1}$ pour le cycle I et 0.42 $m.s^{-1}$ pour le cycle 2), soit une atténuation moyenne de 45 %. Celle-ci augmente pour les tranches d'eau plus faibles. Les vitesses enregistrées dans le chenal lorsque la crête de la barre est émergée sont quasi-nulles.

L'étude de l'asymétrie des vitesses orbitales révèle peu de changement significatif (Figures.127c et 128c). Le coefficient est en majorité supérieur à 0.5 induisant une composante « onshore » plus intense du mouvement de la masse d'eau. De façon générale, l'indice d'asymétrie dans le chenal est plus élevé que sur le revers, notamment dans les plus faibles tranches d'eau révélant l'influence de la barre sur la déformation des vagues.

II.3 L'énergie de la houle incidente

Le troisième paramètre utilisé pour préciser le rôle de la barre sur la propagation des vagues est le flux d'énergie libéré par l'agitation (Figure.130).

En période de morte-eau, le flux d'énergie incident intégré sur le cycle de marée est de l'ordre de 40.10^6 $J.m^{-1}$. Une très grande partie de cette énergie est dissipée sur le revers de la

barre par friction et déferlement puisque dans le chenal le flux est de 5.10^6 J.m^{-1}. Une atténuation de 88 % de l'énergie incidente pour le cycle 1 et de 94 % pour le cycle 2 se produit lors du franchissement de la barre par la houle. Cette atténuation atteint 81 % pour le cycle 1 et 89 % pour le cycle 2 lorsque la crête est notamment submergée.

En période de vive-eau, le flux d'énergie incident intégré sur le cycle de marée est de 172.10^6 J.m^{-1} pendant le cycle 1 et de 97.10^6 J.m^{-1} pendant le cycle 2. La dissipation de cette énergie sur le revers de la barre est moins marquée que lors d'une morte-eau puisqu'on observe un taux d'atténuation de 14 % (cycle 2) à 24 % (cycle 1). Ces résultats sont sensiblement identiques si l'on considère uniquement la période où la barre est immergée.

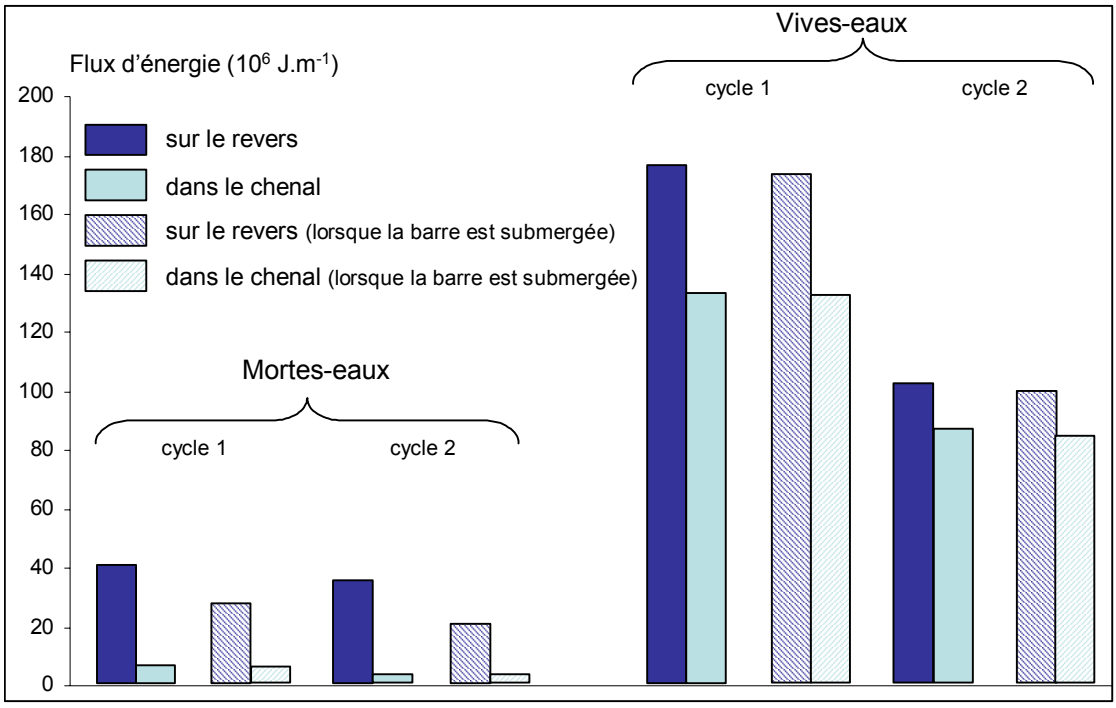


Figure 130 : Flux d'énergie de la houle sur le revers et dans le chenal pour les campagnes AGH01 et AGH02.

II.4 Le domaine spectral

L'analyse de l'évolution du spectre fréquentiel des vagues de part et d'autre de la barre permet de preciser son impact dans la recomposition des périodes et de la distribution fréquentielle de l'énergie ainsi que ses variations au cours du cycle de marée. La répartition des périodes de vagues individuelles est également calculée à l'aide de la méthode « zero downcrossing » en un point du revers (entre la basse mer et la pleine mer), mais aussi entre les mesures des instruments disposés transversalement à la crête de la barre.

II.4.1 En période de vive-eau (AGH02)

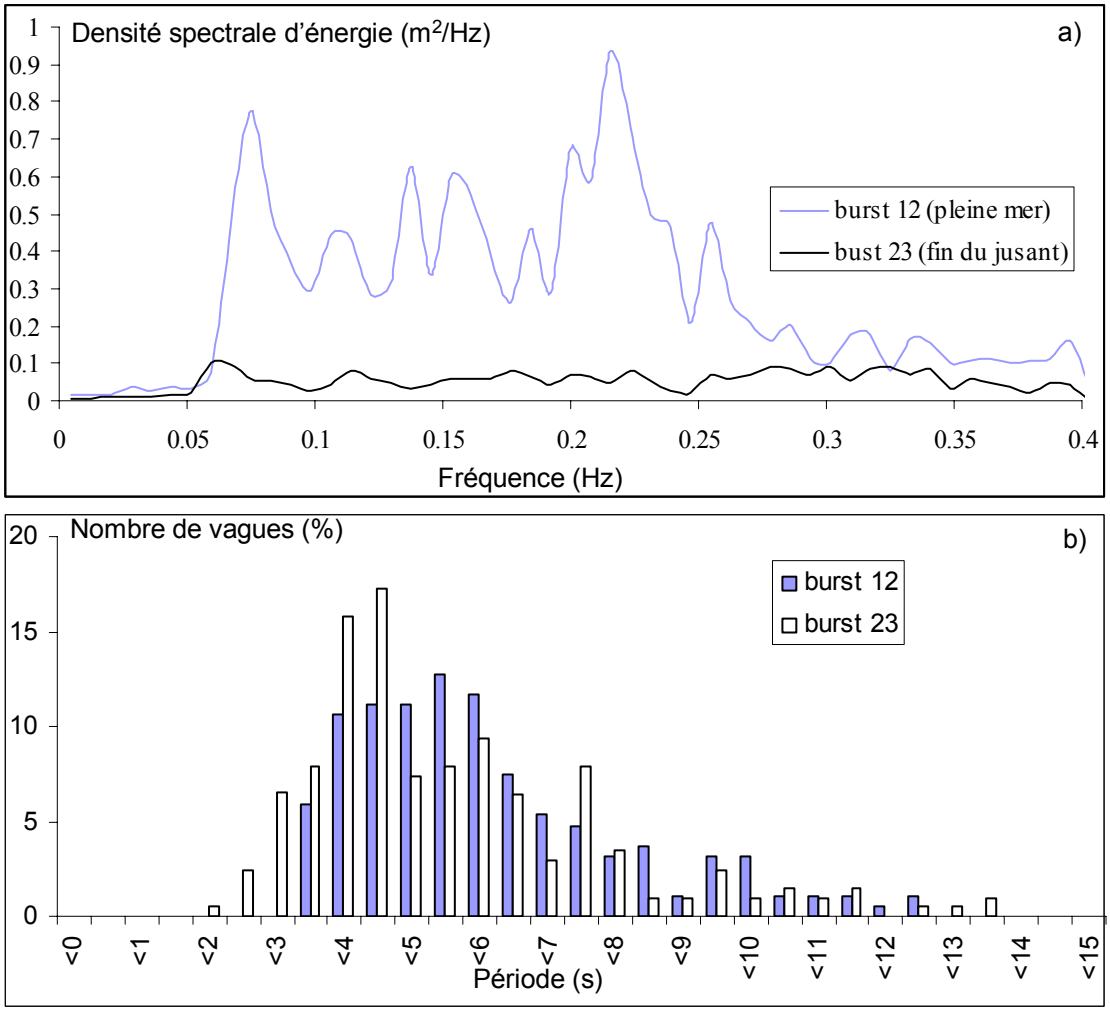
II.4.1.1 Sur un même point du revers

L'évolution de la bande spectrale est d'abord étudiée sur le revers de la barre entre la pleine mer et la fin du jusant, c'est à dire avec des hauteurs variant de 6.4 m à 1.5 m au dessus de la barre.

A pleine mer, la répartition de l'énergie des vagues présente plusieurs pics (Figure.131a). Le spectre est dominé par une onde primaire (0.21 Hz) et des pics secondaires (sous-harmoniques) identifiés autour de 0.074 Hz ; 0.137-0.157 Hz et 0.26 Hz. La figure 127a indique une répartition principale des périodes entre 3.5 et 5.5 s.

Dans les tranches d'eau plus faibles (1.5 m) et en zone de surf (γ = 0.34), une augmentation partielle d'énergie vers des ondes plus courtes est observé. Il est difficile de le distinguer sur le spectre d'énergie du fait d'une forte dissipation pendant le déferlement. Cependant, cela apparaît sur la répartition du nombre de vagues par période avec une augmentation des classes entre 1.5 et 4 s au détriment de celles comprises entre 4.5 et 5.5 s (Figure.131b). Ces constats ont été mentionnés par Masselink (1998) et Sénéchal *et al* (2002) pour des conditions de houle plus longue de l'ordre de 15 s.

Figure 131: a) Densité spectrale d'énergie en H4 pendant les bursts 12 (pleine mer) et 23 (fin de jusant), b) répartition du nombre de vague par classe de période.



II.4.1.2 Lors du franchissement de la barre

A pleine mer, la répartition fréquentielle de l'énergie des vagues lors du franchissement de la barre connaît peu de modification. Les pics définis antérieurement pour l'instrument H4 au pied du revers sont sensiblement identiques à ceux issus de l'ADM dans le

chenal (Figure.132a). Cette constatation se vérifie en étudiant la répartition du nombre de vagues par classe de période entre les deux instruments (Figure.132b), ainsi qu'en observant la représentation de la surface libre de part et d'autre de la barre pour une série de vagues (Figure.133). Ainsi, dans les tranches d'eau importantes (6.4 m au dessus de la barre) et en période de levé des vagues (shoaling) (γ = 0.21 en H4 et γ = 0.19 pour l'ADM), la barre n'influence pas le caractère spectral des vagues.

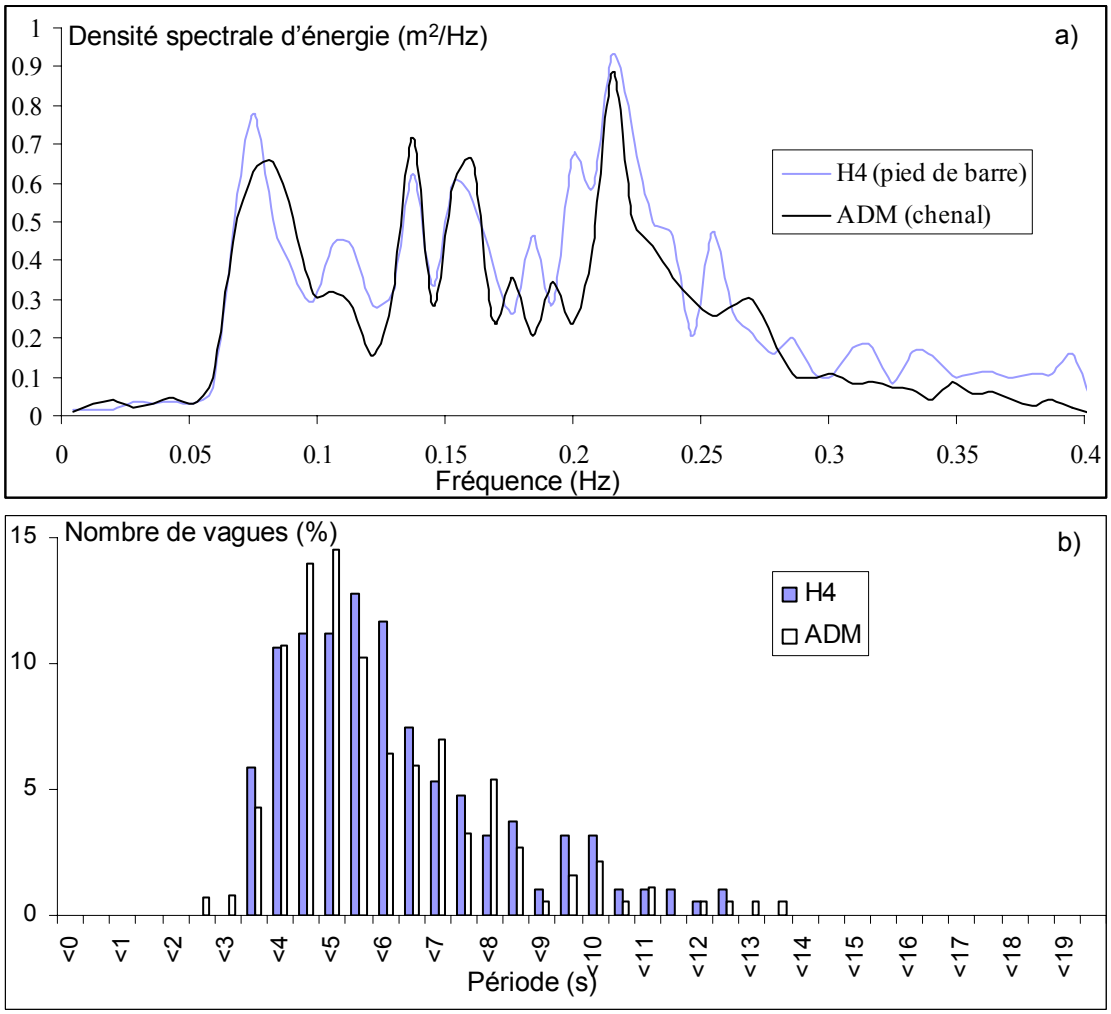


Figure 132: a) Densité spectrale d'énergie en H4 (pied de barre) et ADM (chenal) pendant le burst 14 (pleine mer), b) répartition du nombre de vague par classe de période pour les deux instruments.

Pour les faibles tranches d'eau au-dessus de la crête de la barre (0.5 m pendant le burst 21), une forte dissipation de l'énergie est observée. Cette diminution est croissante du bas du revers jusque dans le chenal (Figure.134a). La répartition du nombre de vagues par classe de période indique une augmentation des ondes plus longues dans le chenal (Figure.134b). L'augmentation du nombre de vagues ayant une période supérieure à 9 s est étroitement liée à la diminution de la tranche d'eau (pendant le flot et le jusant). Lors du burst 12 (pleine mer), le nombre de vagues ayant une période supérieure à 9 s est de 7.5 % au pied de la barre et 11 % dans le chenal (burst 21). En fin du jusant, la proportion de vagues ayant une période supérieure à 9 s reste sensiblement identique au pied du revers (8 %), alors que dans le chenal

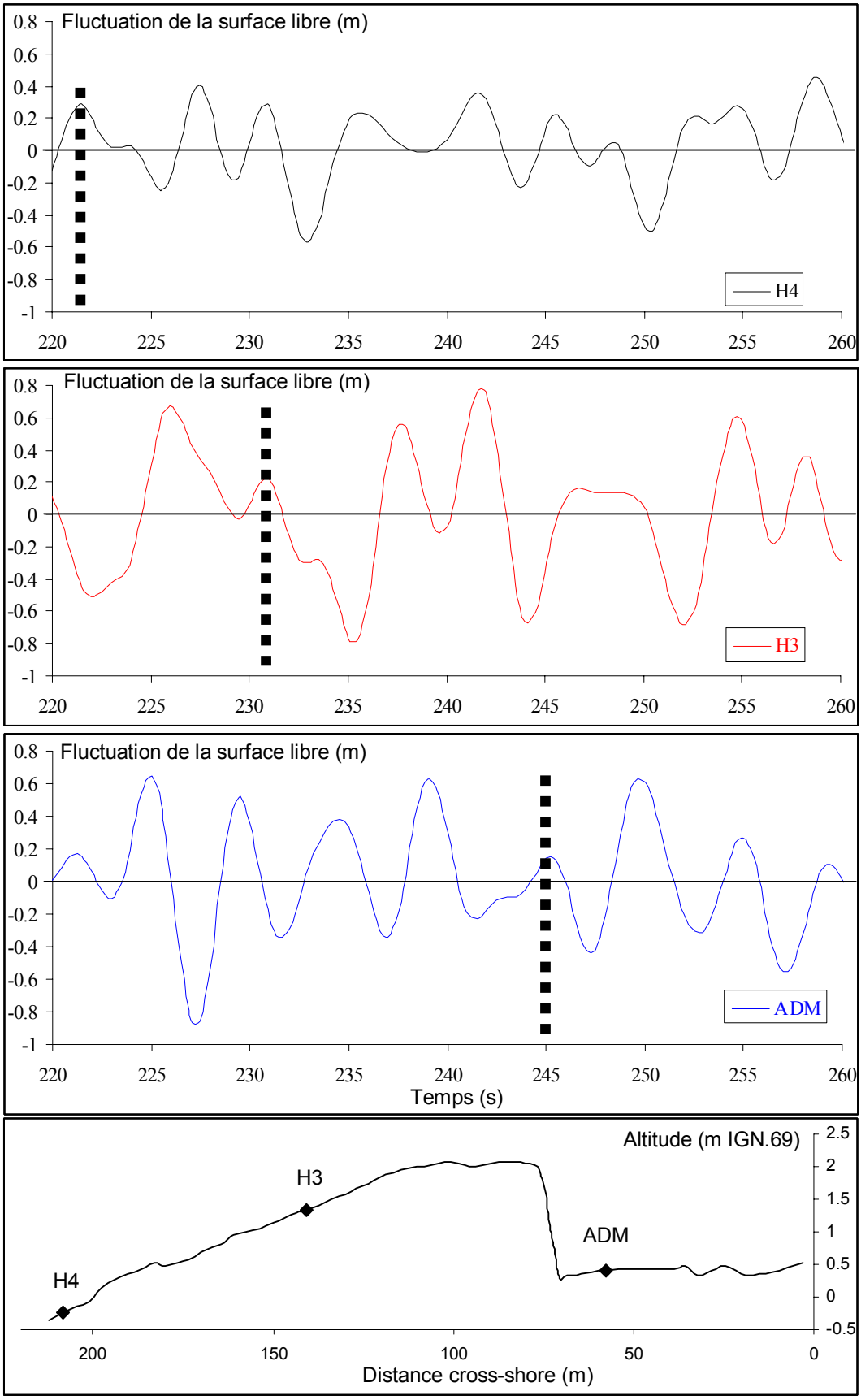


Figure 133: Représentation de la surface libre pendant le burst 12 (pleine mer) pour les trois instruments (le trait en pointillé représente le suivie d'une vague).

elle représente 45 %. Ce changement de la distribution des périodes reflète le rôle de la barre responsable du déferlement des ondes les plus courtes. En fin de jusant, l'instrument sur le revers est localisé dans la zone de surf (γ = 0.34), alors que l'ADM, situé dans le chenal, présente un γ de 0.04 caractéristique de la zone de levé des vagues (shoaling). La barre filtre les ondes courtes cambrées lors du déferlement comme le montre la différence du nombre de vagues enregistré par les deux appareils (200 en H4 et seulement 112 dans le chenal). La houle devient alors faible dans le chenal (Hs de 0.16 m sur le burst), alors que sur le revers elle est encore bien formée (Hs de 0.92 m). La figure 135 représentant la surface libre sur le revers et dans le chenal illustre, à l'échelle de quelques vagues, l'influence de la barre.

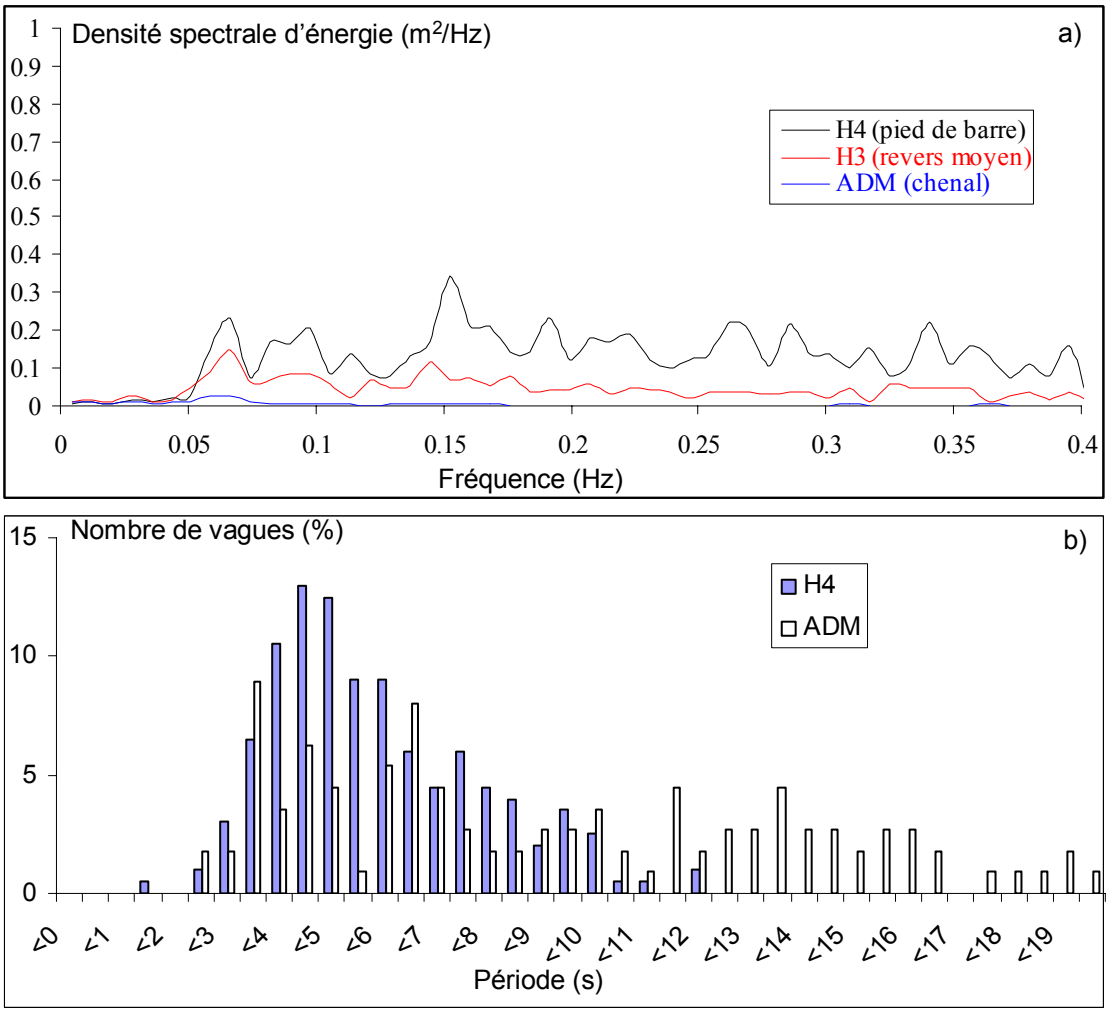


Figure 134: a) Densité spectrale d'énergie en H4 (pied de barre), H3 (revers moyen) et ADM (chenal) pendant le burst 21 (fin de jusant), b) répartition du nombre de vague par classe de période pour les instruments H4 et ADM.

II.4.2 En période de morte eau (AGH01)

En période de morte eau, la répartition de l'énergie des vagues à pleine mer (burst 14) présente un pic principal, centré à 0.29 Hz sur le revers de la barre (H4 et H2) et 0.33 Hz dans le chenal (H3) où l'énergie est moins importante (Figure.136a). Cependant, la distribution du nombre de vagues par période est sensiblement homogène entre les deux appareils H4 et H3 (centré entre 3.5 s et 4 s) (Figure.136b). Il est probable que la largeur du spectre d'énergie très

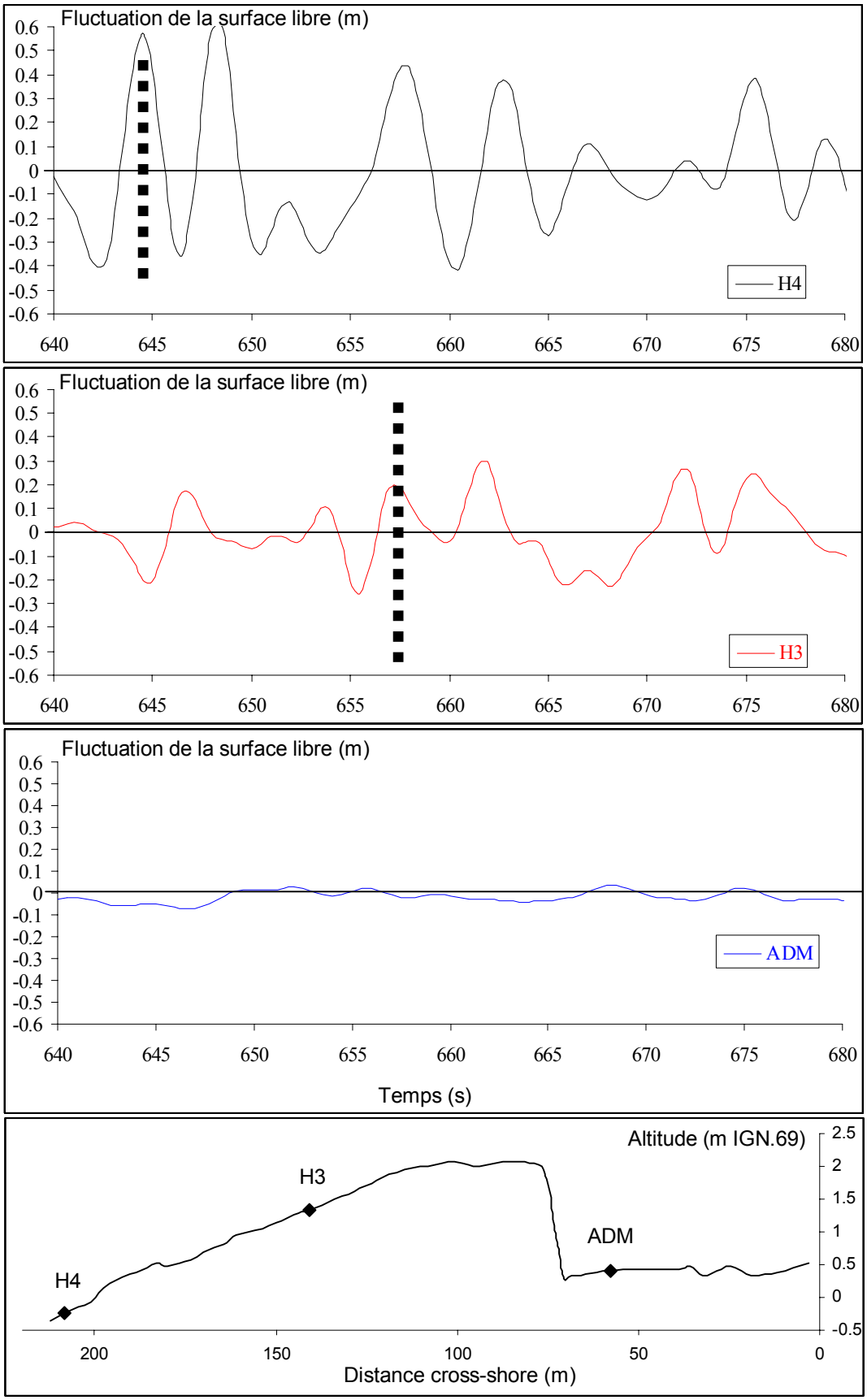


Figure 135: Représentation de la surface libre pendant le burst 21 pour les trois instruments (le trait en pointillé représente le suivie d'une vague).

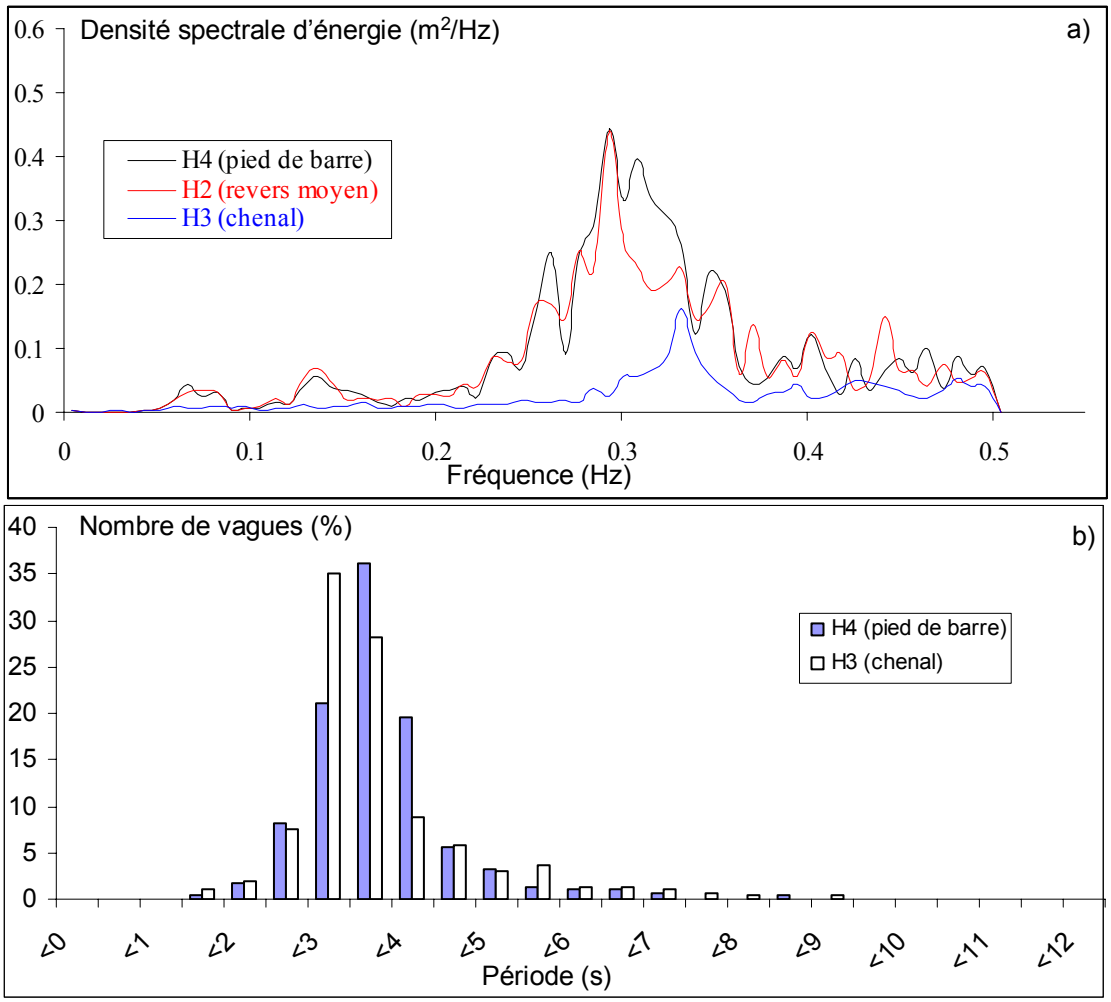


Figure 136 : a) Densité spectrale d'énergie en H4 (pied de barre), H2 (revers moyen) et H3 (chenal) pendant le burst 14 (pleine mer), b) répartition du nombre de vague par classe de période pour les instruments H4 et H3.

resserrée soit liée à la faible profondeur d'eau sur la barre et au caractère dissipatif du delta et que les transferts d'énergie ont lieu bien en amont de la barre.

Lors de faibles tranches d'eau au dessus de la crête (burst 21, Figure.137), l'énergie est entièrement dissipée entre le revers et le chenal. Comme en vive eau, la dissipation de l'énergie des ondes courtes est plus importante que celle des ondes longues (Figure.137). A pleine mer, le nombre de vagues possédant une période supérieure à 6 s représente 3 % au pied de la barre et 4.92 % dans le chenal. Pendant le burst 21 (50 cm d'eau au dessus de la crête), cette répartition reste inchangée en H4 alors que dans le chenal, elle représente 15 %. Bien que ce taux soit inférieur à celui observé en vive eau, il est suffisamment significatif pour illustrer la dissipation d'énergie des ondes courtes. Dans de telles conditions, le plan d'eau dans le chenal est calme avec des hauteurs significatives de l'ordre de 0.1 m alors, que sur le revers, elles atteignent 0.5 m.

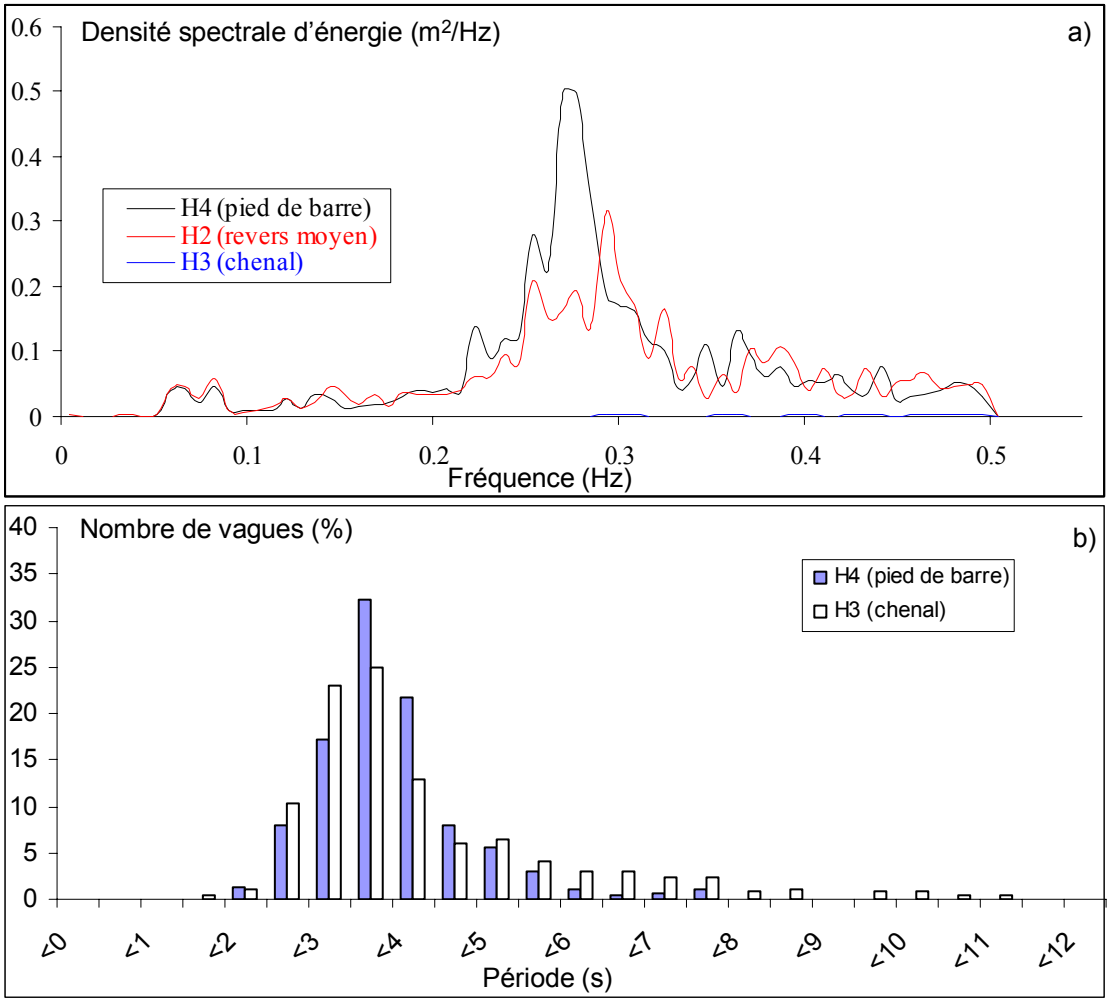


Figure 137: a) Densité spectrale d'énergie en H4 (pied de barre), H2 (revers moyen) et H3 (chenal) pendant le burst 21 (fin du jusant), b) répartition du nombre de vague par classe de période pour les instruments H4 et H3.

II.5 Discussion

L'objectif de cette partie est d'appréhender l'influence de la barre sur la propagation de l'agitation entre son revers et le chenal lors des tempêtes. La marée, par les variations du plan d'eau dont elle est responsable, est à l'origine d'une grande différence de profondeur au-dessus de la crête, oscillant entre, respectivement 4 m et 0.8 m pour une pleine mer de vive-eau et de morte-eau. Cette caractéristique propre à l'environnement tidal étudié nécessite de considérer ces deux conditions de marée au minimum.

En période de morte-eau, les paramètres étudiés (hauteur significative, vitesse orbitale, énergie) montrent une décroissance de leur valeur entre le revers de la barre et la bâche. L'étude de la variation de la hauteur significative de la houle indique une atténuation toujours supérieure à 42 % traduisant une perte d'énergie par déferlement entre 88 % et 94 % sur la totalité du cycle de marée. En période de vive-eau, l'influence de la barre sur les paramètres de la houle est perceptible uniquement lorsque la tranche d'eau au dessus de la crête est inférieure à 2.5 m. Lors de profondeurs plus importantes, l'agitation connaît des variations significatives au passage de la barre, mais l'atténuation de l'énergie reste inférieure à 24 %. La barre agit donc comme un atténuateur de la houle d'autant plus efficace que la hauteur d'eau au dessus de sa crête est faible.

Il est régulièrement évoqué dans la littérature la reformation de la houle suite à un premier déferlement (Davidson-Arnott, 1981 ; Hardisty & Laver, 1989, Masselink, 2004). Dans ces exemples, la dissipation de l'énergie au passage de la première barre n'est que partielle. Ensuite, les vagues se propagent vers le littoral et peuvent à nouveau déferler au niveau d'une nouvelle barre (cas d'une plage à barres multiples) entraînant une perte supplémentaire d'énergie ou/et sur le haut estran (cas d'une seule barre). A la Pointe d'Agon, la proximité actuelle de la barre avec la haute plage ne permet pas à la houle de se réorganiser immédiatement après son passage au-dessus de la crête. La dissipation importante de son énergie notamment en période de morte-eau entraîne une quasi-absence de déferlement sur le haut estran au droit de la barre. En période de vive-eau, la dissipation étant moindre, voire absente à pleine mer, la libération d'énergie s'effectue principalement sur le haut de plage lors du déferlement et du processus de swash relativisant le rôle protecteur de la barre. Néanmoins, signalons que la conjonction d'une forte marée associée à une tempête est rare à l'échelle annuelle. Une hauteur d'eau à pleine mer inférieure à 2.5 m au dessus de la crête de la barre représente déjà 46 % des marées annuelles.

L'ensemble de ces observations est à mettre en relation avec les variations topographiques de la bâche située au devant du talus, ainsi qu'avec l'évolution du trait de côte au droit de la barre. Dans les chapitres V (Figure.90) et VI (Figure.99), l'isolement lors de périodes de tempêtes permet d'observer des variations altimétriques dans la bâche comprises dans la marge d'incertitude de la mesure topographique. Ces évolutions sont différentes de celles constatées sur les zones adjacentes où une érosion significative est généralement remarquée pendant ces épisodes d'agitation. L'étude de l'évolution du trait de côte entre 1972 et 1984 (influence de la barre n°1) (Robin & Levoy, 2007), ou depuis 2004 (influence de la barre actuelle, n°2) (chapitre IV, Figure.58) a permis de dresser un constat pouvant être mis en parallèle. La ligne de végétation connaît une accrétion plus importante au droit de la barre. De part et d'autre de cette protection, le littoral connaît une accrétion moins marquée (au Nord) ou une érosion (extrémité de la flèche). L'ensemble de ces évolutions morphologiques confirme une nouvelle fois le rôle protecteur joué par la barre sur l'évolution du littoral vis à vis de l'action de la houle (Carter & Balsillie, 1983 ; Guillén *et al*., 1999 ; Masselink *et al*., 2006)

III. Etude des processus agissant sur le déplacement de la barre

Sur les plages à fort marnage, la variation verticale du plan d'eau est un paramètre important qui contrôle l'hydrodynamique pendant l'ensemble du cycle de marée. Cette influence affecte à la fois les courants ainsi que la hauteur de la houle, mais aussi la migration des différents processus (swash, surf, shoaling) sur le profil de la plage (Masselink, 1993 ; Masselink & Short, 1993). Pendant un cycle de marée, un point du profil sera affecté successivement par le swash, le surf et le shoaling jusqu'à pleine mer puis par le surf et le swash pendant le jusant. Cependant, ces processus subissent des variations spatiales et temporelles suivant leur localisation sur le profil étudié. Au final, la haute plage est influencée principalement par le swash et le surf, alors que la basse plage est dominée majoritairement par le shoaling et de façon moindre par le surf (Wright *et al*., 1982 ; Short, 1991).

La part respective des processus qui agissent sur la dynamique des barres intertidales est encore peu abordée à ce jour. Elle est inexistante sur les barres de swash de delta et embryonnaire pour les barres de type « ridge & runnel » (Kroon & Masselink, 2002).

L'obtention de données hydrodynamiques couvrant la totalité du cycle de marée afin de prendre en compte le temps d'action et surtout l'intensité de chacun des processus présente encore techniquement de réelles difficultés compte tenu des faibles tranches d'eau. Elle a pu être engagée dans le cadre de cette thèse grâce à des équipements spécifiques tel que le micro ADV Sontek.

Ce sous chapitre repose sur l'exploitation des données de quatre campagnes de terrain (AGH01, AGH02, AGS02, AGS03) dont l'hydrodynamisme générale est détaillée dans les deux premières parties de ce chapitre. Il aborde également l'étude de la nappe présente dans la barre compte tenu de son rôle sur les processus marins.

III.1 Evolution du toit de la nappe

Le toit de la nappe délimite une zone non saturée dont les pores contiennent de l'air et une zone saturée où les pores sont remplis d'eau. Ces deux zones sont généralement superposées. La dynamique des langues de swash est potentiellement différente lorsqu'elles rencontrent un sédiment saturé ou non (Degryse-Kulkarni, 2003). L'infiltration d'une partie du jet de rive induit une réduction du volume de la langue de backwash ce qui génère un transport sédimentaire résiduel vers la côte (Horn, 2002). Dans les plages à marée, les vagues (gravitaires et infragravitaires) et les fluctuations tidales sont les principaux facteurs responsables des fortes variations de la position du toit de la nappe (Turner & Nielsen, 1997). La pression atmosphérique, l'évaporation et les précipitations jouent alors un rôle secondaire (Degryse-Kulkarni, 2003 ; Horn, 2002, 2006).

L'objectif de cette première partie est double :

- Connaître l'évolution de la nappe sur une barre intertidale. La littérature sur cette thématique de recherche comprend uniquement des travaux réalisés en majeure partie sur les hauts de plage sableux (Turner & Nielsen, 1997 ; Turner & Masselink, 1998) ou graveleux (Austin & Masselink, 2006), mais aussi sur des barrières côtières (Turner *et al*., 1997 ; Nielsen, 1999), sur des environnements estuariens (Drabsch *et al*., 1999 ; Li *et al*., 1999), sur son influence sur le transport éolien (Jackson & Nordstrom, 1997 ; Nordstrom *et al*., 1997) ou lors d'essais en canal (Baldock & Holmes, 1998 ; Nielsen *et al*., 2001). L'évolution de la nappe dans une barre intertidale n'a jamais été étudiée à notre connaissance.

- Definir le moment où la barre devient saturé afin de mieux comprendre le sens des écoulements et appréhender celui des transports sédimentaires dans les faibles tranches d'eau.

III.1.1 Méthodologie

Trois piézomètres ont été implantés sur le revers de la barre entre le 02 mai et le 17 mai 2005 lors d'un cycle morte-eau / vive-eau / morte-eau (Figures.138 et 139). Ces instruments ont permis de mesurer les fluctuations de la nappe à haute fréquence (1 mesure toutes les 15 secondes) lors de conditions hydrodynamiques contrastées. En parallèle la limite entre le revers sec et humide a été localisée par DGPS lors des deux campagnes intensives AGS02 (02 mai) et AGS03 (09 mai). Le terme « nappe » est préféré à celui de « nappe phréatique » communément utilisé lors des études effectuées sur les hautes plages. En effet, il s'avère que cette source se rapproche des caractéristiques d'une eau saumâtre et non d'une eau douce.

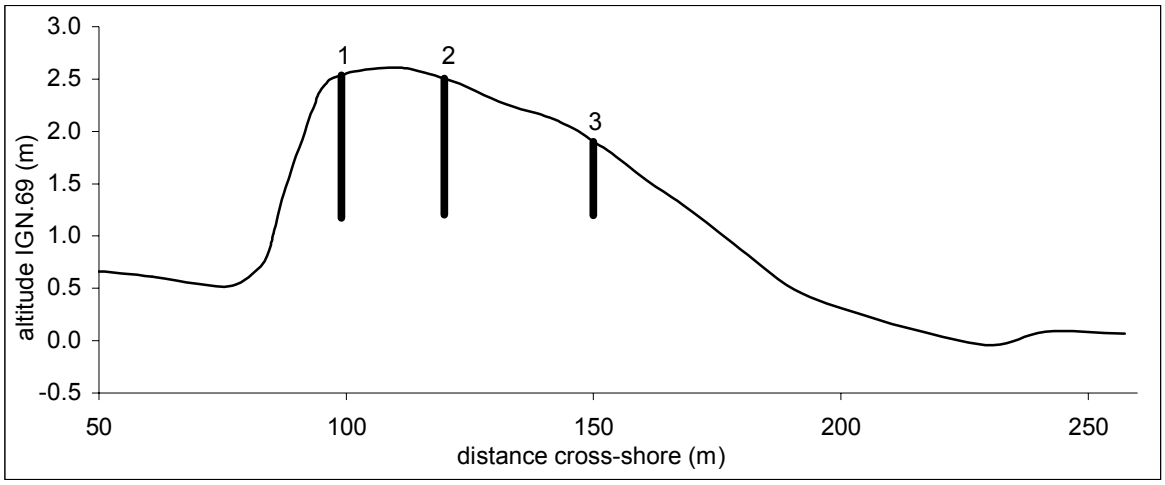


Figure 138: Localisation des piézomètres.

III.1.2 Résultats

Deux différentes dynamiques du toit de la nappe peuvent être identifiées en fonction des conditions de marée.

III.1.2.1 En période de vive-eau

Le début de la remontée du toit de la nappe intervient 2 à 4 minutes avant que le plan d'eau soit au niveau de chaque piézomètre. Les vitesses moyennes sont alors faibles (Figure.140). Lorsque la surface de la barre est recouverte par le plan d'eau, le toit de la nappe remonte brusquement avec des vitesses pouvant atteindre 11.5 cm/min. Cette élévation rapide de la nappe s'effectue de façon simultanée sur les piézomètres 1 et 2. Elle intervient quelques minutes auparavant sur celui situé sur la partie médiane du revers (3) (Figure.140). La saturation totale du massif sableux est effective 6 minutes (partie médiane) à 12 minutes (crête de la barre) après que la barre soit submergée. A ces instants, la tranche d'eau au dessus de la surface de la barre est comprise entre 30 cm (partie médiane) et 55 cm (crête de la barre).

Lors du jusant, la descente du toit de la nappe intervient dès que la surface de la barre n'est plus influencée par le swash. Elle s'effectue de façon continue jusqu'au cycle de marée suivant avec des vitesses beaucoup plus lentes que lors du flot (inférieures à 2 cm/min). Le toit de la nappe descend plus rapidement sur le piézomètre 1. L'exfiltration par le talus est probablement responsable de cette dynamique.

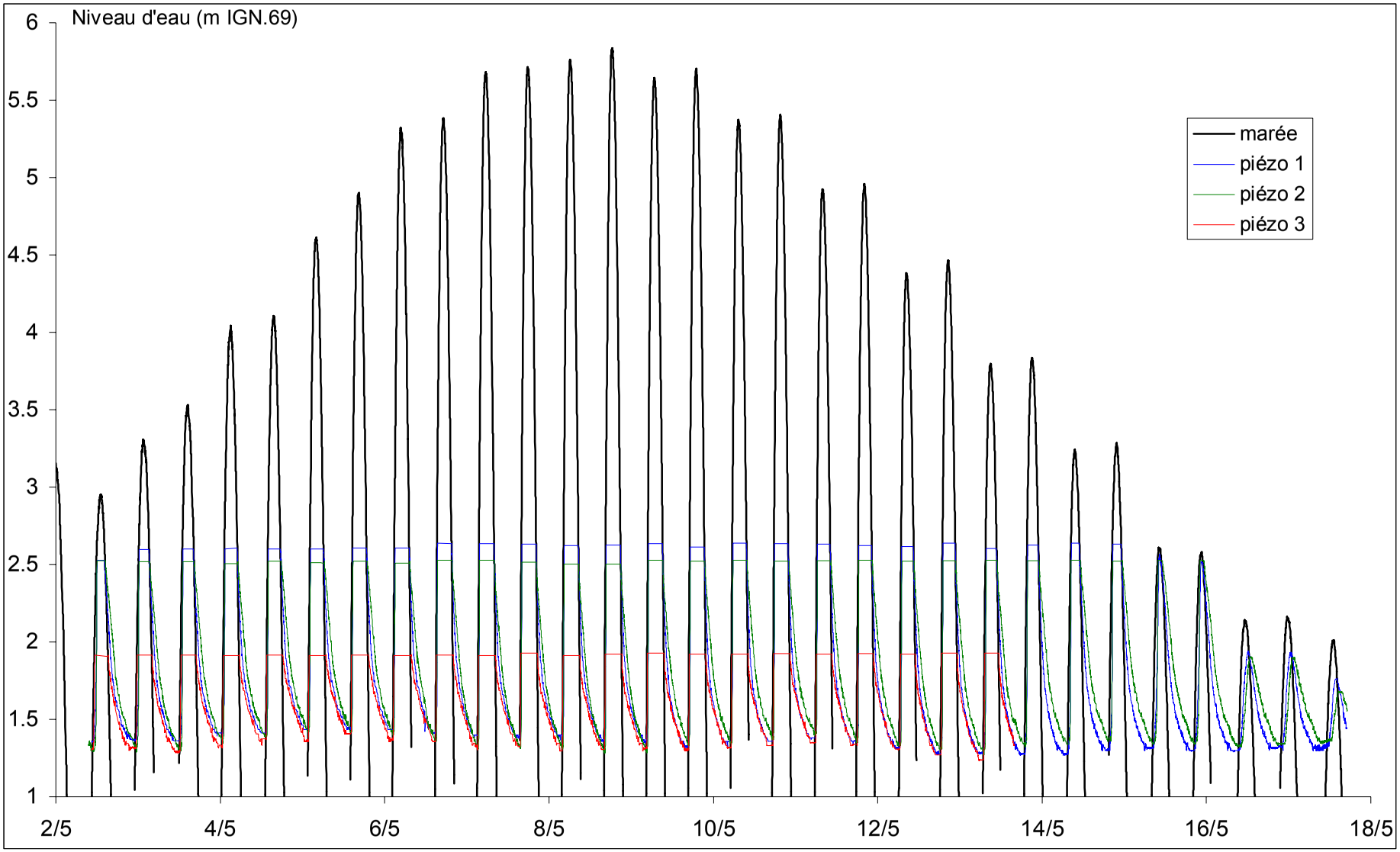


Figure 139: Evolution du toit de la nappe dans les trois piézomètres pendant la campagne.

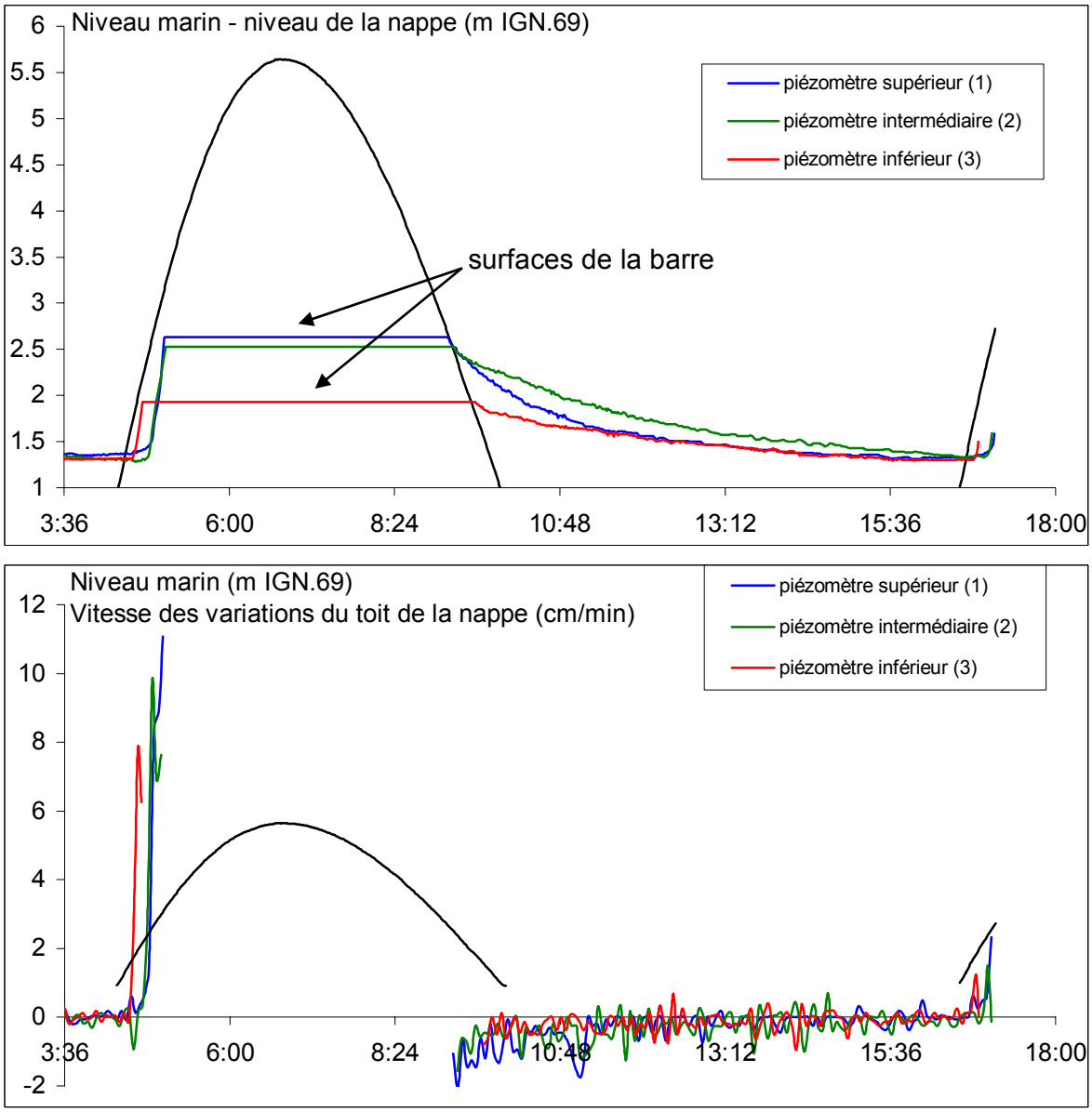


Figure 140: Evolution et vitesse du toit de la nappe pendant la campagne en période de vive-eau.

III.1.2.2 En période de morte-eau

La remontée du toit de la nappe au cours du flot intervient plus tardivement en morte-eau par rapport à une marée de vive-eau (respectivement 29 minutes et 35 minutes pour les piézomètres 2 et 3). Les vitesses moyennes sont faibles, comprises entre 1 à 2 m/h (Figure.141). Lorsque la surface est recouverte par le plan d'eau, le toit de la nappe s'élève alors plus rapidement avec des vitesses pouvant atteindre 11.8 cm/min, mais plus généralement comprises entre 2 et 6 cm/min. Cette remontée rapide de la nappe ne s'effectue pas de façon simultanée sur les deux piézomètres 1 et 2. En effet, le piézomètre 1 enregistre cette accélération plus tôt, du fait d'une probable infiltration de l'eau dans le talus (Figure.142). Une plus faible vitesse verticale du plan d'eau en période de morte-eau par rapport à celle observée en vive-eau, peut expliquer l'influence de cette infiltration sur la dynamique de la nappe. Lorsque intervient la saturation totale du massif sableux, la tranche

d'eau au dessus des piézomètres est de 15 cm (partie médiane) et 6 cm (crête de la barre). Lors du jusant, la descente du toit de la nappe s'effectue de la même manière que lors de la marée de vive-eau.

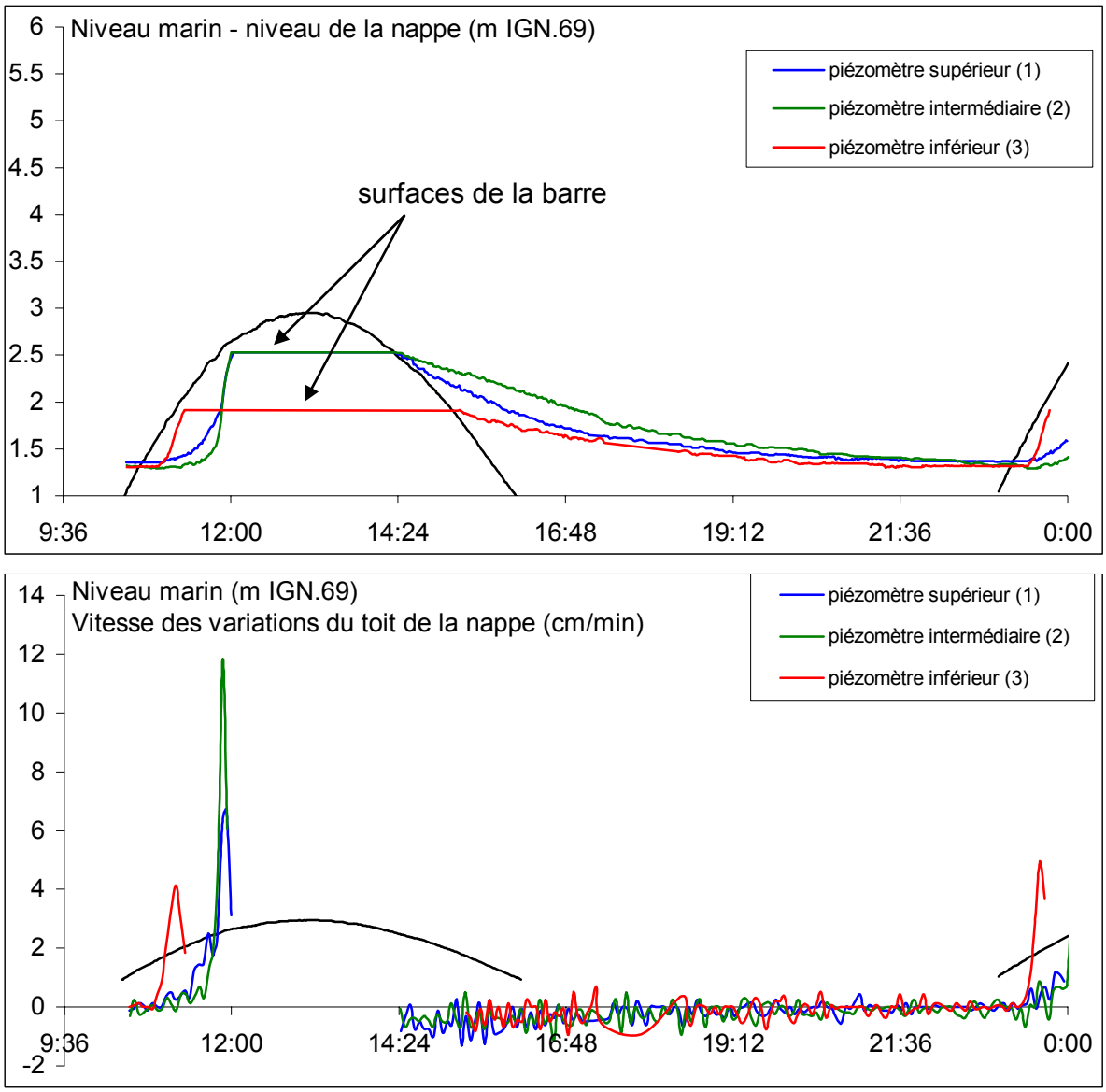
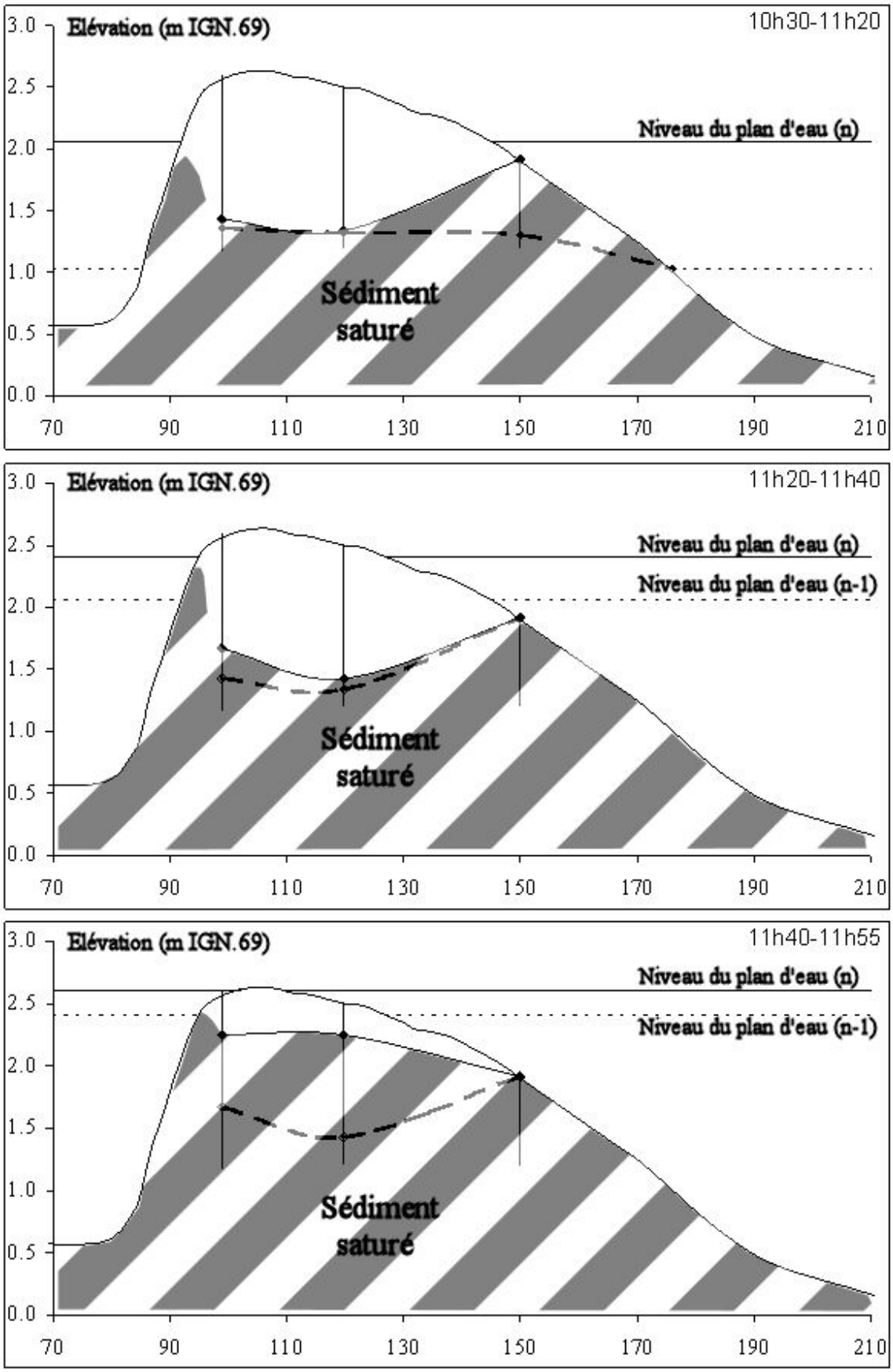


Figure 141: Evolution et vitesse du toit de la nappe pendant la campagne en période de morte-eau.


Elévation (m IGN.69)
10h30-11h20
Niveau du plan d'eau (n)
Sédiment saturé
3.0
2.5
2.0
1.5
1.0
0.5
0.0
70
90
110
130
150
170
190
210
Elévation (m IGN.69)
11h20-11h40
Niveau du plan d'eau (n)
Niveau du plan d'eau (n-1)
Sédiment saturé
Elévation (m IGN.69)
11h40-11h55
Niveau du plan d'eau (n)
Niveau du plan d'eau (n-1)
Sédiment saturé

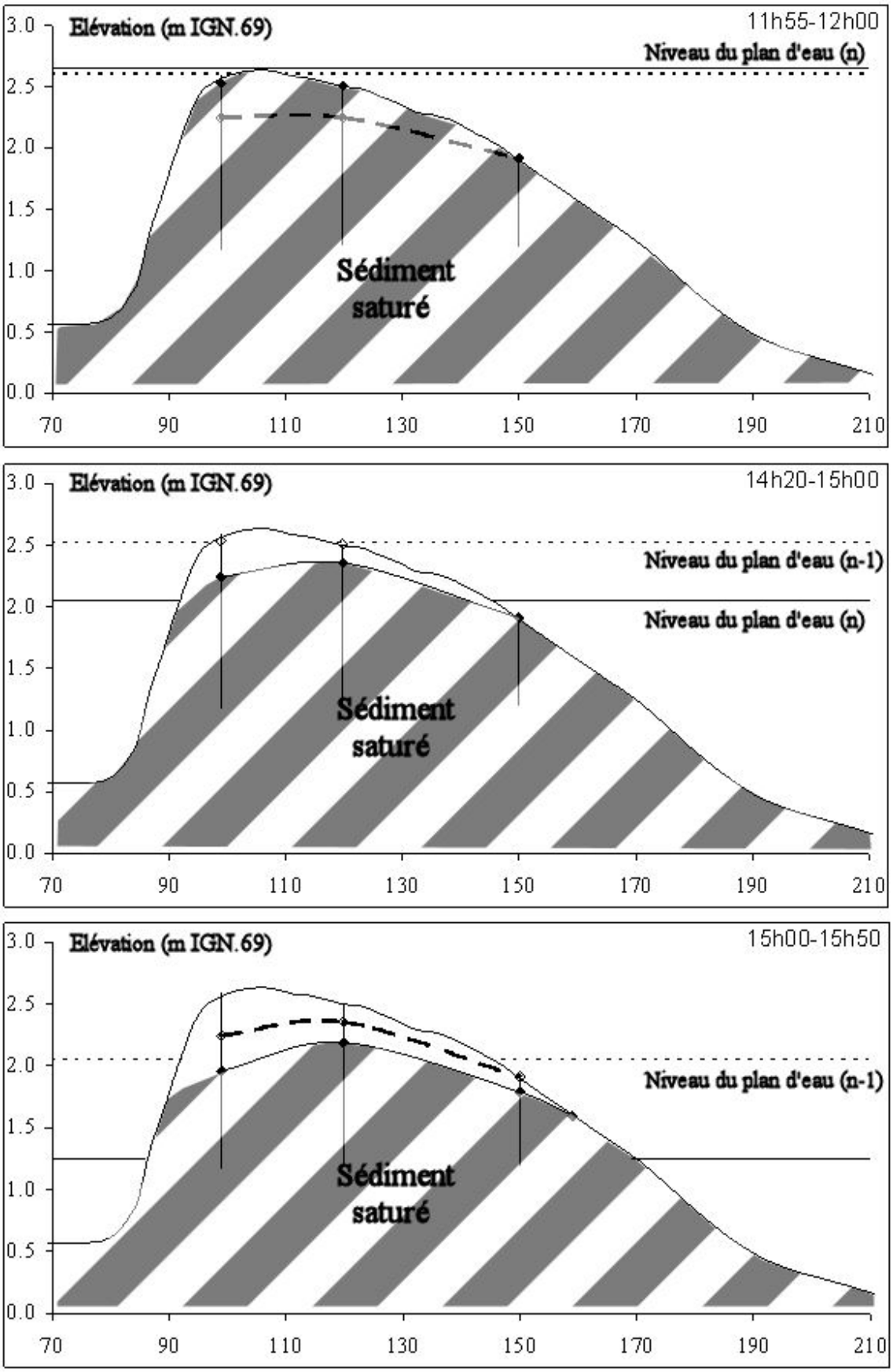


Figure 142: Représentation schématique des variations du toit de la nappe pendant un cycle de morte-eau. La partie hachurée représente le sédiment saturé. Chaque graphique représente l'état n (trait plein) et n-1 (trait hachuré).

III.1.3 Synthèse

Le suivi de l'évolution du toit de la nappe à l'intérieure de la barre montre l'existence d'un déphasage avec la remontée du niveau marin de sorte que lors du flot, le swash et le début du surf s'effectuent sur un sédiment sous-saturé où l'eau pénètre nécessairement dans la barre. Au moment où la barre devient saturée, la profondeur d'eau au dessus de la crête varie selon le cycle semi-lunaire. En morte-eau, elle est de l'ordre de 0.2 m alors qu'en période de vive-eau, elle peut atteindre 0.8 m (Figure.143). La différence de vitesse de remontée du plan d'eau marin est responsable de ce phénomène. Lors du jusant, l'action des processus induits par les vagues s'effectue sur un sédiment continuellement saturé.

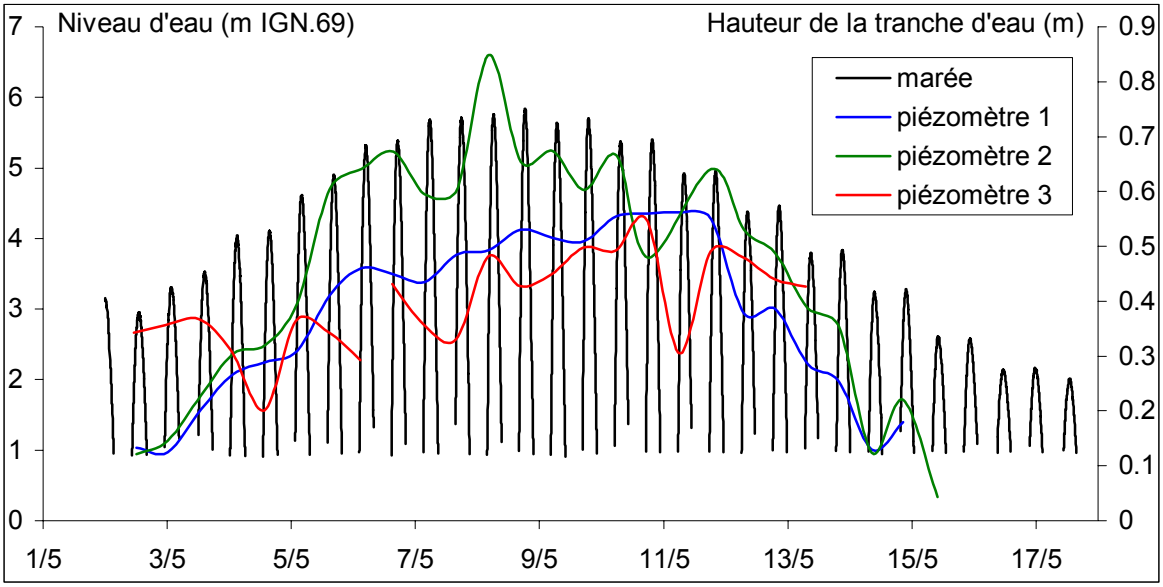


Figure 143: Evolution de la hauteur de tranche d'eau au dessus du fond lorsque la barre devient saturée.

III.2 Sens des écoulements cross-shore

III.2.1 Les écoulements dans les faibles tranche d'eau

Les données hydrodynamiques à fréquences élevées (4 Hz) acquises par l'ADV à 4 cm du fond permettent de caractériser les écoulements dans le swash et le début du surf. La figure 144 montre deux séquences de 3'36'' enregistrées au début du flot et la fin du jusant pendant la campagne AGS 03 (vive-eau / beau temps relatif).

Les profils de vitesse enregistrés pendant le début du flot présentent une composante cross-shore des écoulements dirigés principalement vers la crête de la barre avec une intensité plus forte pendant le jet de rive (Figure.144a). La nappe de retrait est absente des enregistrements pendant les quelques données du swash. Elle apparaît légèrement au début du surf, mais est régulièrement reprise par une masse d'eau dirigée vers la crête (présence de bores). La quasi-absence de nappe de retrait pendant ces événements de faibles tranches d'eau est à mettre en relation avec le caractère sous-saturée du sédiment. La langue de swash s'infiltre en totalité ou partiellement dans le massif poreux, diminuant considérablement le volume d'eau de la nappe de retour (Butt *et al*., 2001). Ce phénomène a pour conséquence de

favoriser un transport sédimentaire plus important vers la crête de la barre contribuant à sa mobilité vers le haut de plage (Hughes *et al*., 1997 ; Masselink & Hughes, 1998).

Les vitesses enregistrées pendant la fin du jusant sont similaires à ceux décrits dans la littérature (Hughes *et al*., 1997). Lorsque la langue de swash parvient au capteur, la vitesse s'accroit très rapidement pour atteindre sa valeur maximale. Elle décroît ensuite progressivement pour revenir à zéro. Elle accélère à nouveau pendant la nappe de retrait, pour atteindre sa valeur maximale. Elle décélère ensuite jusqu'à épuisement de la quantité d'eau ou son interception par le jet de rive suivant. De manière analogue à l'enregistrement du début de flot, les vitesses, d'intensité supérieure pendant le jet de rive, favorisent un transport sédimentaire vers la crête de la barre (Figure.144b). Comme le précise Masselink & Li (2001), la granulométrie grossière du site d'étude et le pouvoir important d'infiltration de l'eau dans le massif sableux accentuent l'asymétrie des écoulements. Cependant, ce transport est probablement moins important que lors du flot, car la vitesse de la nappe de retrait est plus élevée, contrariant le flux transporté par le jet de rive.

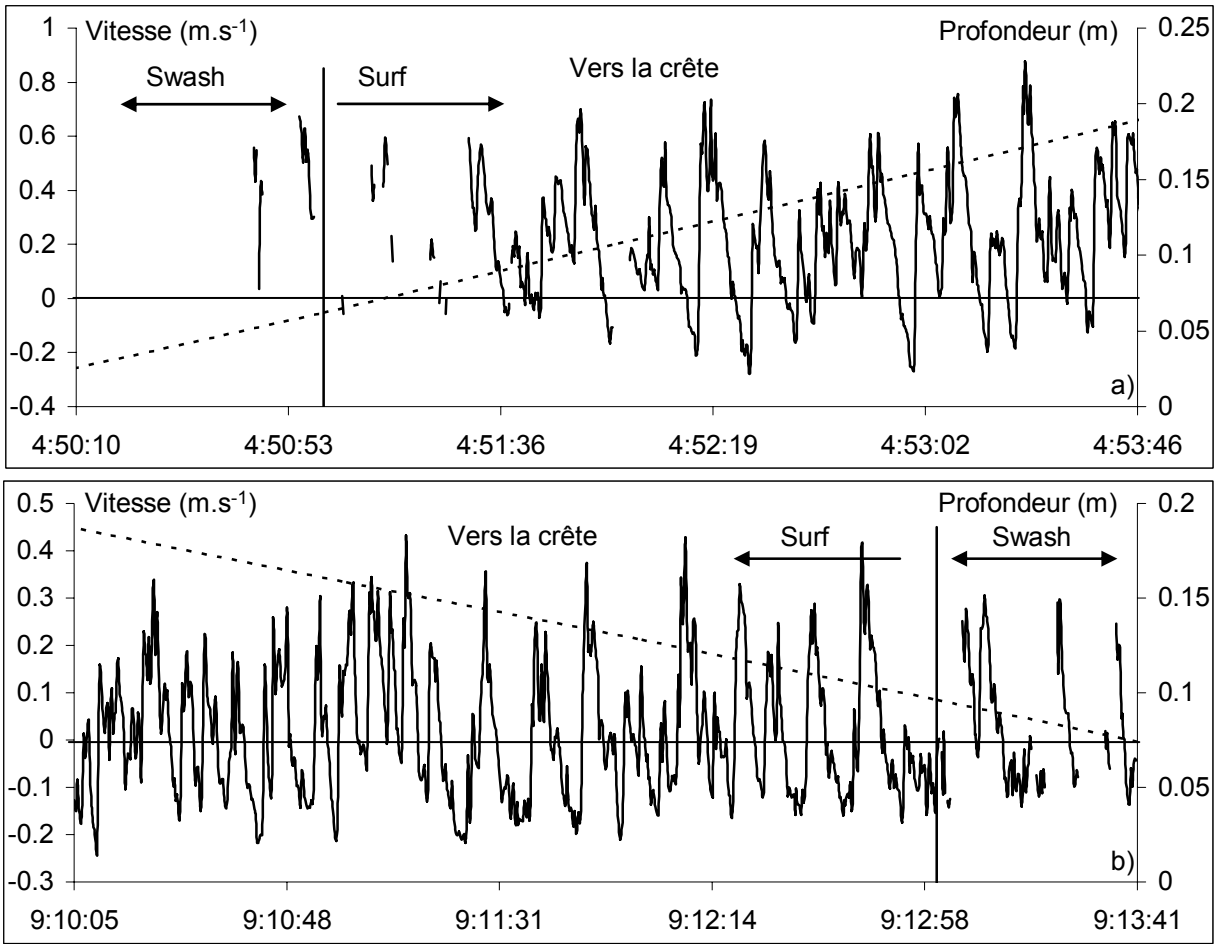


Figure 144: Caractéristique de la composante cross-shore du swash et du début du surf lors du flot (a) et du jusant (b) pendant la campagne AGS03 (vive-eau / beau temps relatif). La profondeur d'eau est indiquée en pointillé.

III.2.2 Observations détaillées du courant de retour (undertow) en parallèle avec le comportement du toit de la nappe

L'enregistrement à haute fréquence de la composante cross-shore des courants moyens pendant la totalité du cycle de marée révèle l'absence d'un courant de retour (undertow) dans les faibles tranches d'eau de la zone de surf (Figure.145). Ces observations confirment celles obtenues dans le chapitre précèdent à l'aide d'un courantomètre classique localisé au pied de la barre. Cependant, elles les complètent car nous pouvions seulement avoir accès qu'aux caractéristiques des courants dans les profondeurs d'eau supérieures à 90 cm.

L'apparition d'un courant dirigé vers le large est variable selon les conditions de marée et d'agitation. Lors d'un événement de vive-eau par beau temps relatif, un écoulement moyen vers le large apparaît lorsque la tranche d'eau est supérieure à 1.2 m lors du flot et disparaît lorsque la profondeur est inférieure à 0.7 m au jusant. De façon analogue, en période de vive-eau associée à une tempête, la composante cross-shore est dirigée vers le large pour des hauteurs d'eau supérieures à 2.6 m au flot et laisse place à un courant dirigé vers la côte lorsque la profondeur est inférieure à 1.7 m au jusant. La présence du courant de retour s'observe toujours dans des tranches d'eau plus importantes au flot par rapport au jusant. Ces tendances sont également observées lors des campagnes de mortes-eaux avec cependant la présence du courant de retour dans des tranches d'eau beaucoup plus faibles (supérieures à 0.2 m en beau temps relatif et 0.6 m en tempête). La profondeur d'eau au-dessus de la barre ne semble donc pas être le facteur principal ou unique qui contrôle l'existence du courant de retour.

L'étude en parallèle de l'évolution de la nappe et de la direction des écoulements suivant la composante cross-shore ne révèle pas de relation direct (Figure.145). Pendant le flot, le courant reste dirigé vers la crête malgré la nature désaturé et saturé du massif sableux. Lors du jusant, le courant porte successivement vers le large puis vers la crête, malgré la présence d'un sédiment saturé jusqu'à l'émersion de la barre. La perméabilité semble donc avoir une influence significative sur l'hydrodynamisme et le sens des écoulements moyens uniquement pendant le swash annulant ou réduisant la nappe de retrait.

La durée d'action du courant de retour est paradoxalement plus faible pendant les tempêtes (3h10 en vive-eau et 1h10 en morte-eau) que lors de la période de beau temps relatif (3h40 en vive-eau et 1h25 en morte-eau). Le calcul de la hauteur d'eau relative ($\gamma = H_s/h$) révèle que le courant de retour apparaît pour un rapport inférieur à 0.33 en vive-eau de beau temps et 0.52 pour les autres campagnes. Il semble donc être le paramètre principal influençant la direction de la composante cross-shore des courants moyens.

III.2.3 Synthèse

Cette partie permet de préciser le sens des écoulements cross-shore observé sur le revers de la barre pendant l'ensemble du cycle de marée. Il s'avère qu'au flot, le swash se caractérise par l'absence de backwash liée au caractère désaturé du sédiment lors de son action. Le courant de retour (undertow) généralement observé pendant le surf est absent jusqu'à une tranche d'eau qui peut être de 2.5 m au maximum, au dessus de la crête de la barre. Cette originalité semble être en relation avec la hauteur d'eau relative (γ). Ainsi, dans les faibles tranches salon la compétence de courant, le transport sédimentaire est dirigé vers la crête de la barre.

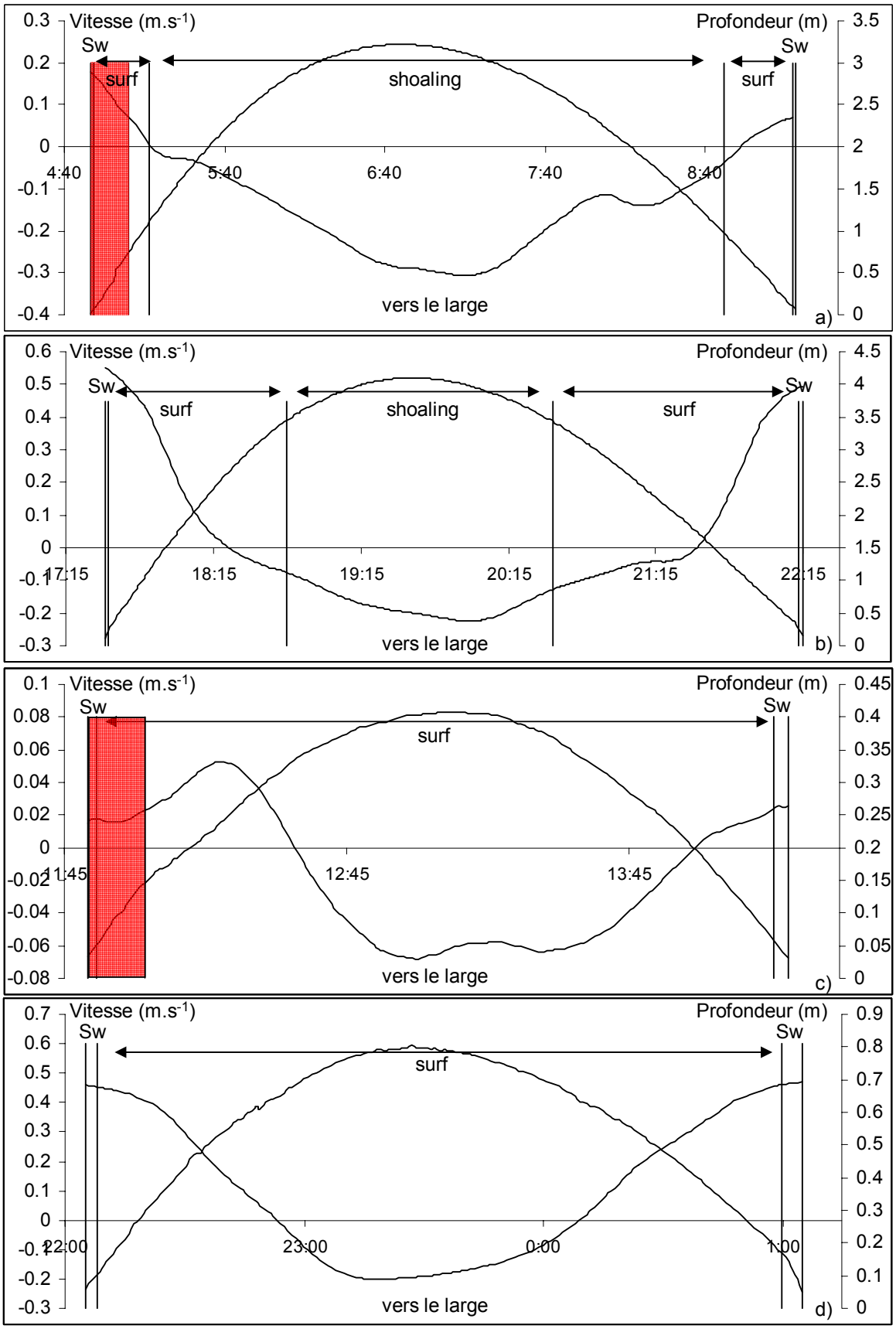


Figure 145. Vitesses cross-shore moyennes pendant la campagne AGS03 (vive_eau / beau temps relatif) (a), AGH02 (vive-eau / tempête) (b), AGS02 (morte-eau / beau temps relatif) (c) et AGH01 (morte-eau / tempête) (d). Le graphique est rouge lorsque le sédiment est désaturé.

III.3 Temps d'action des processus sur la barre

III.3.1 Méthodologie

La détermination des types de processus (swash, surf ou shoaling) et leur temps d'action en un point de la barre (chenal et revers) est obtenue à l'aide d'une méthode quantitative établie par Kroon & Masselink (2002). Cette méthode fut expérimentée avec succès lors de campagnes de terrain dans des environnements à marées contrastés (Kroon & Masselink, 2002 ; Reichmüth, 2003 ; Balouin *et al*, 2004). Elle repose sur les valeurs du niveau d'eau et de la hauteur de la houle localement, ainsi que sur le calcul du run-up (R) en utilisant la formule de Holman (1986).

$$R = 0.36\, g^{0.5}\, H_0^{0.5}\, T\tan\beta$$

g [m/s^2] : accélération de la pesanteur.
H_0 [m] : hauteur significative de la houle en eau profonde.
T [s] : période de la houle.
tanβ: pente de la plage

Une hauteur relative des vagues (γ) de 0.35 est retenue par les auteurs pour caractériser le moment où a lieu le déferlement. Les vagues sont dans le domaine du shoaling lorsque la profondeur d'eau dépasse la profondeur du déferlement et dans la zone de surf lorsqu'elle lui est inférieure. Le swash a lieu lorsque le niveau d'eau local est situé entre le niveau d'eau lié à la marée et le niveau du run-up. La méthode de Kroon & Masselink (2002) s'applique seulement pour des conditions de beau temps relatif car elle ne prend pas en compte l'atténuation de la hauteur des vagues sur le profil.

Afin de s'affranchir de cette limite, le temps d'action des processus est calculé sur l'ensemble des instruments implantés directement sur la barre évitant de considerer la déformation de l'agitation dans sa phase de propagation. Pour s'affranchir des variations verticales importante du plan d'eau et de la hauteur significative de la houle, la méthode retenue interpole les données toutes les minutes. Le temps d'action de chacun des processus peut alors être identifié et exprimé en pourcentage par rapport à la période d'inondation du pied marin de la barre.

Cette méthode a été appliquée sur les données acquises lors des quatre campagnes étudiées depuis le début de ce chapitre. Elle a pour seul but de quantifier le temps d'action des processus hydrodynamiques affectant la barre. Leur influence sur le déplacement de la barre est traitée dans la prochaine partie de ce chapitre.

III.3.2 Résultats

III.3.2.1 En période de vive-eau

En période de beau temps (campagne AGS03), l'ensemble du profil de la barre est dominé principalement par le shoaling (Figure.146). L'action de ce processus est totale au pied de la barre (97 %) où l'estran est plat et la horizontale de mobilité du plan d'eau maximale. Sur le revers, elle agit en moyenne pendant 70 % du temps d'immersion du pied de la barre (255 minutes), partagé avec l'action du processus de déferlement pendant une courte

période au début du flot et la fin du jusant (durée d'action de 45 minutes, soit 15 % du temps) et une période d'hors d'eau. Le processus de swash est quasi inexistant. Sa durée est inférieure à 3 minutes sur le cycle de marée (inférieure à 1 % du temps). Dans le chenal, le processus de shoaling est également dominant.

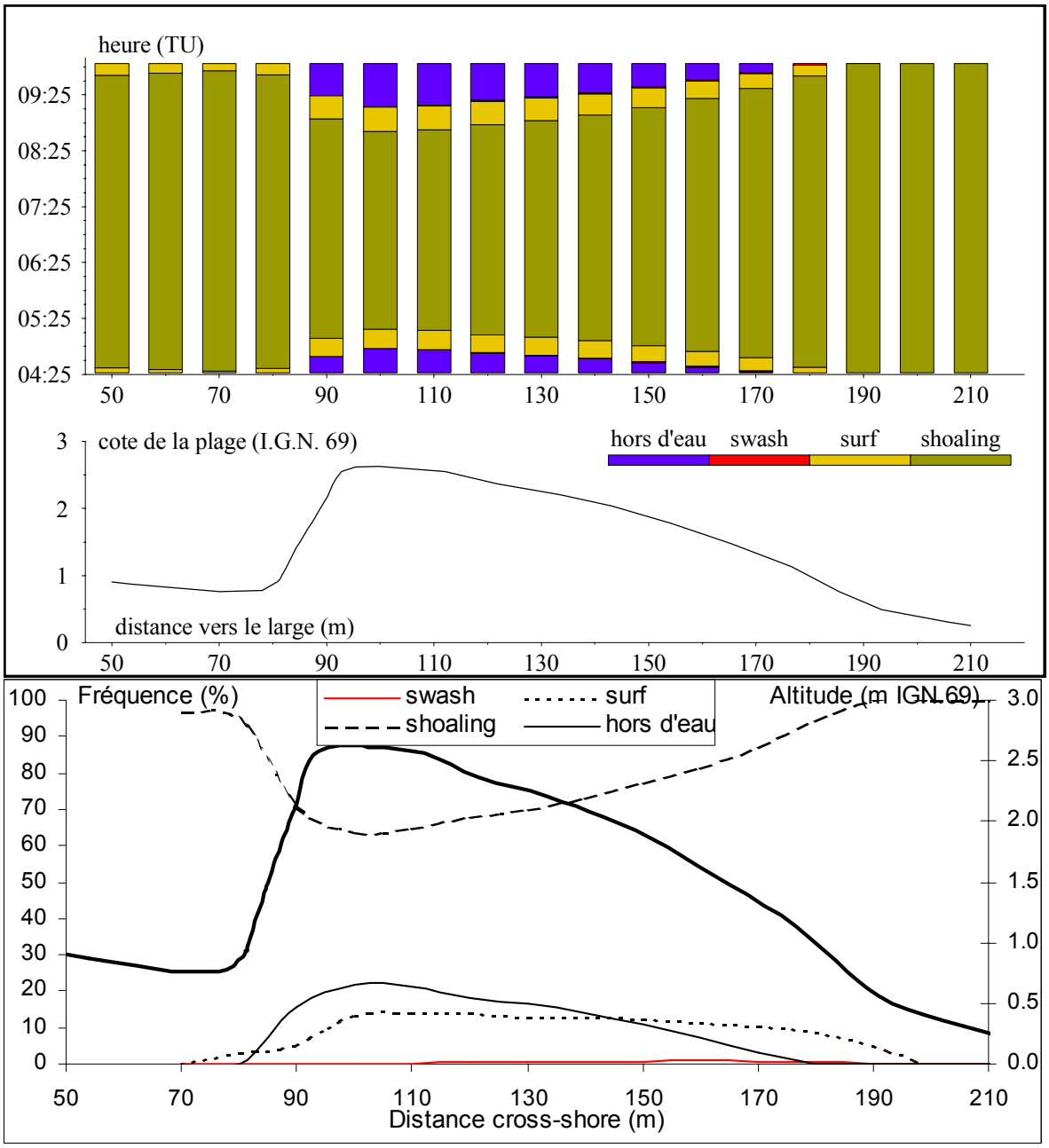


Figure 146: Action des processus sur la barre pendant le cycle de marée et temps total de leur influence relative pendant la campagne AGS03 (vive-eau/beau temps relatif) (pourcentage par rapport à la période d'inondation du pied marin de la barre).

En période de tempête (campagne AGH02), la durée d'action des processus est différente de celle observée en période de beau temps. Le shoaling agit de manière moins prépondérante à l'inverse de celui du surf (Figure.147). La durée de ce dernier atteint 180 minutes (50 % du temps d'innondation du pied de la barre) sur la partie supérieure du revers, alors que le shoaling représente seulement 30 minutes (10 %) de part et d'autre de la pleine

mer. Signalons que l'action du surf est moins importante pendant le jusant (70 minutes) que durant le flot (100 minutes). Par contre, le temps d'action du swash est toujours faible, inférieur à 4 minutes (moins de 1 % du temps). Dans le chenal, l'action du shoaling est majoritaire. Le rôle joué par la barre sur la propagation de la houle est responsable de la décroissance du temps d'action du surf dans le chenal conformément aux résultats obtenus dans la partie II de ce chapitre.

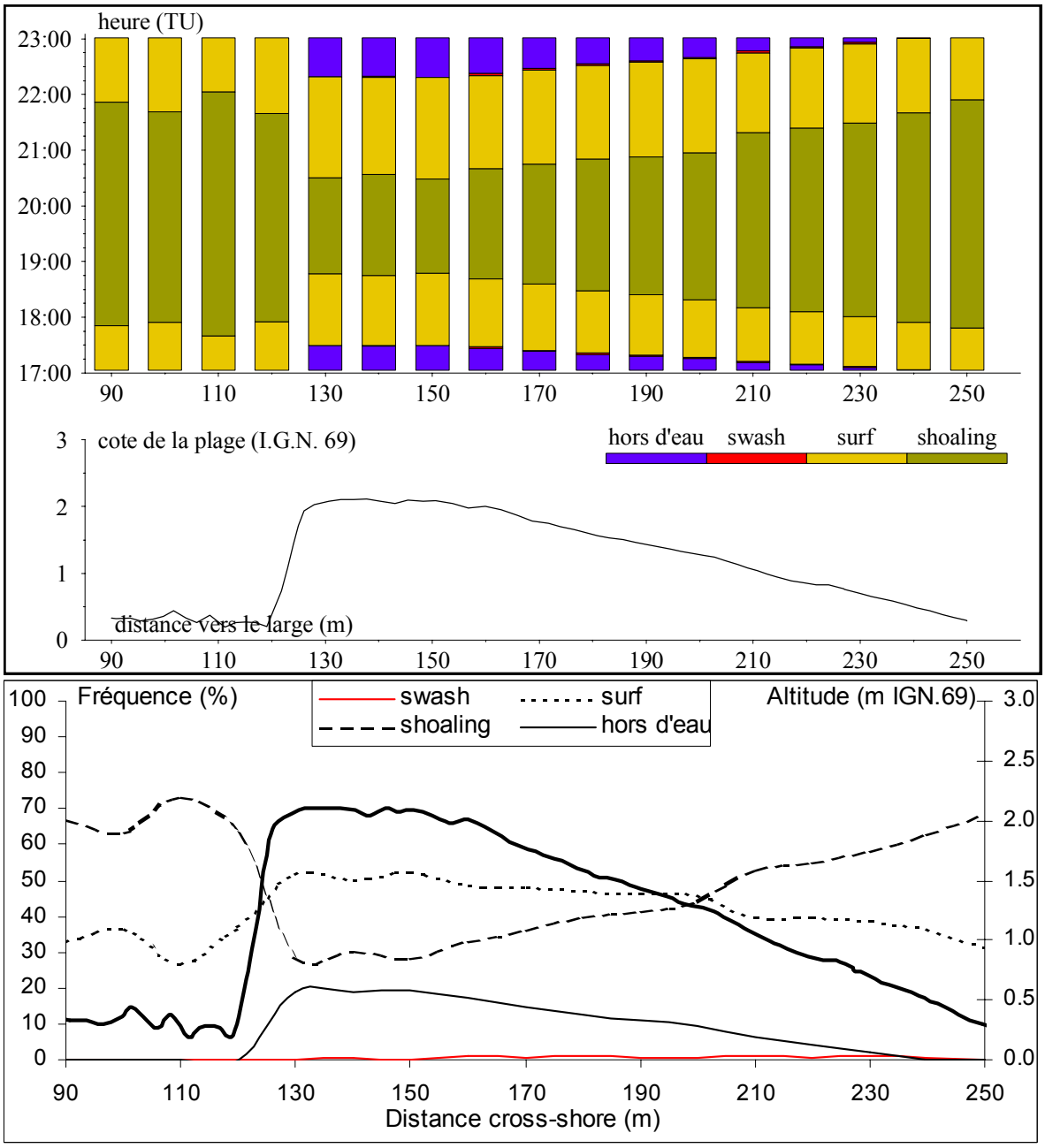


Figure 147: Action des processus sur la barre pendant le cycle de marée et temps total de leur influence pendant la campagne AGH02 (vive-eau/tempête) (pourcentage par rapport à la période d'inondation du pied marin de la barre).

III.3.2.2 En période de morte-eau

En période de beau temps (campagne AGS02), le revers de la barre peut être divisé en trois zones sur la base du temps d'action des différents processus (Figure.148). La partie inférieure

est dominée exclusivement par le shoaling (300 minutes). La partie supérieure est controlée uniquement par la zone de surf (150 minutes). La partie intermédiaire est une zone mixte dominée par ces deux processus avec une influence croissante du surf vers la partie supérieure et du shoaling vers la partie inférieure du revers. La durée hors d'eau de la partie supérieure de la barre est importante (55%). Cette zone subit l'action des processus deux fois moins longtemps que le pied de la barre. Le temps d'action du swash est supérieur à celui observé en vive-eau (9 minutes), mais reste très court. Dans le chenal, le processus de shoaling est toujours largement dominant.

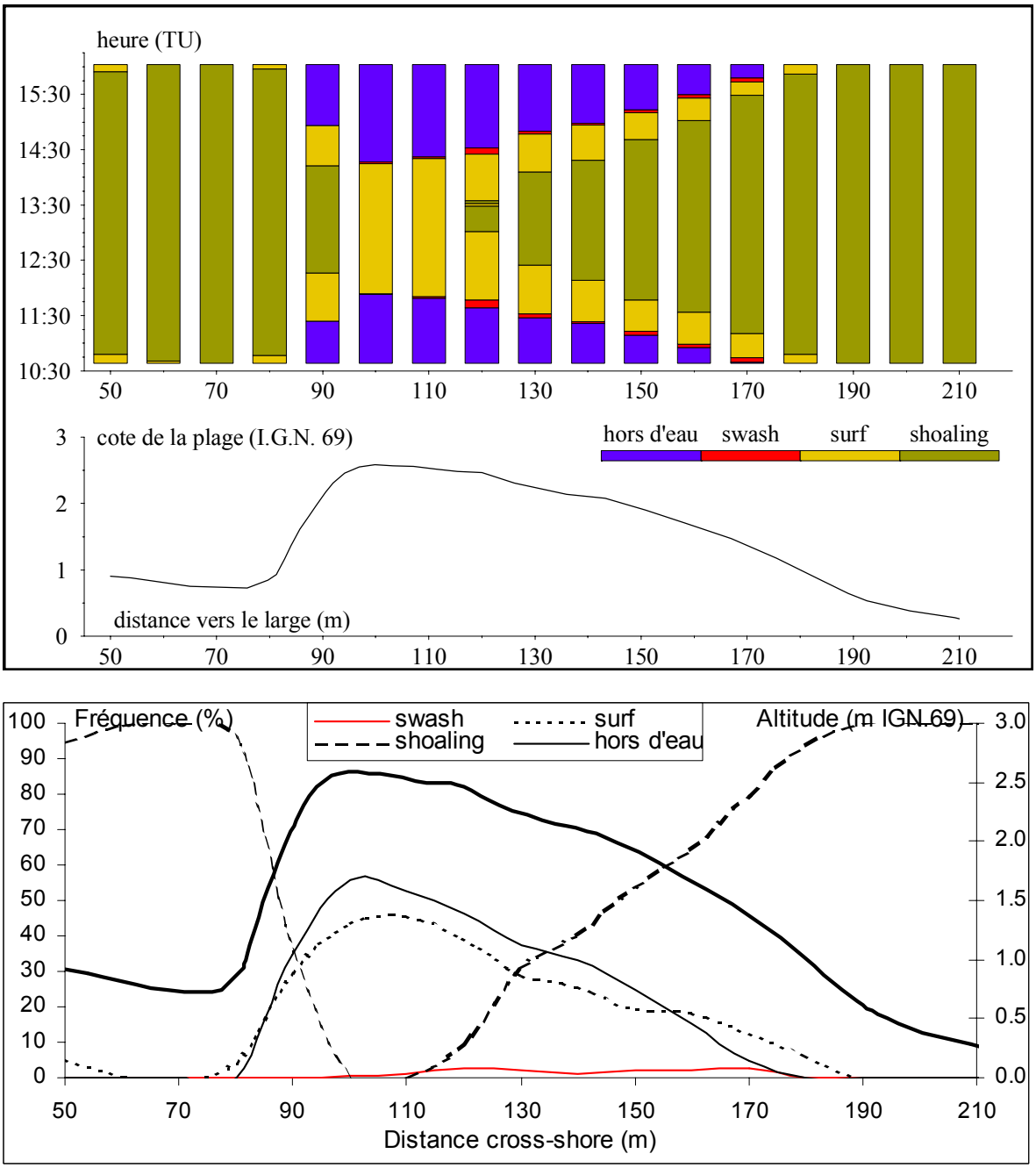


Figure 148: Action des processus sur la barre pendant le cycle de marée et temps total de leur influence pendant la campagne AGS02 (morte-eau/beau temps relatif) (pourcentage par rapport à la période d'inondation du pied marin de la barre).

En période de tempête (campagne AGH01), l'action du surf est exclusive sur l'ensemble du revers (Figure.149). Sa durée est de 140 minutes sur la partie supérieure et 300 minutes sur la partie inférieure. Le shoaling affecte uniquement le pied du revers (160 minutes) et le chenal. Le temps d'action du swash est sensiblement identique à celui observé en période de beau temps (8 minutes), très brève au regard de ceux des autres processus.

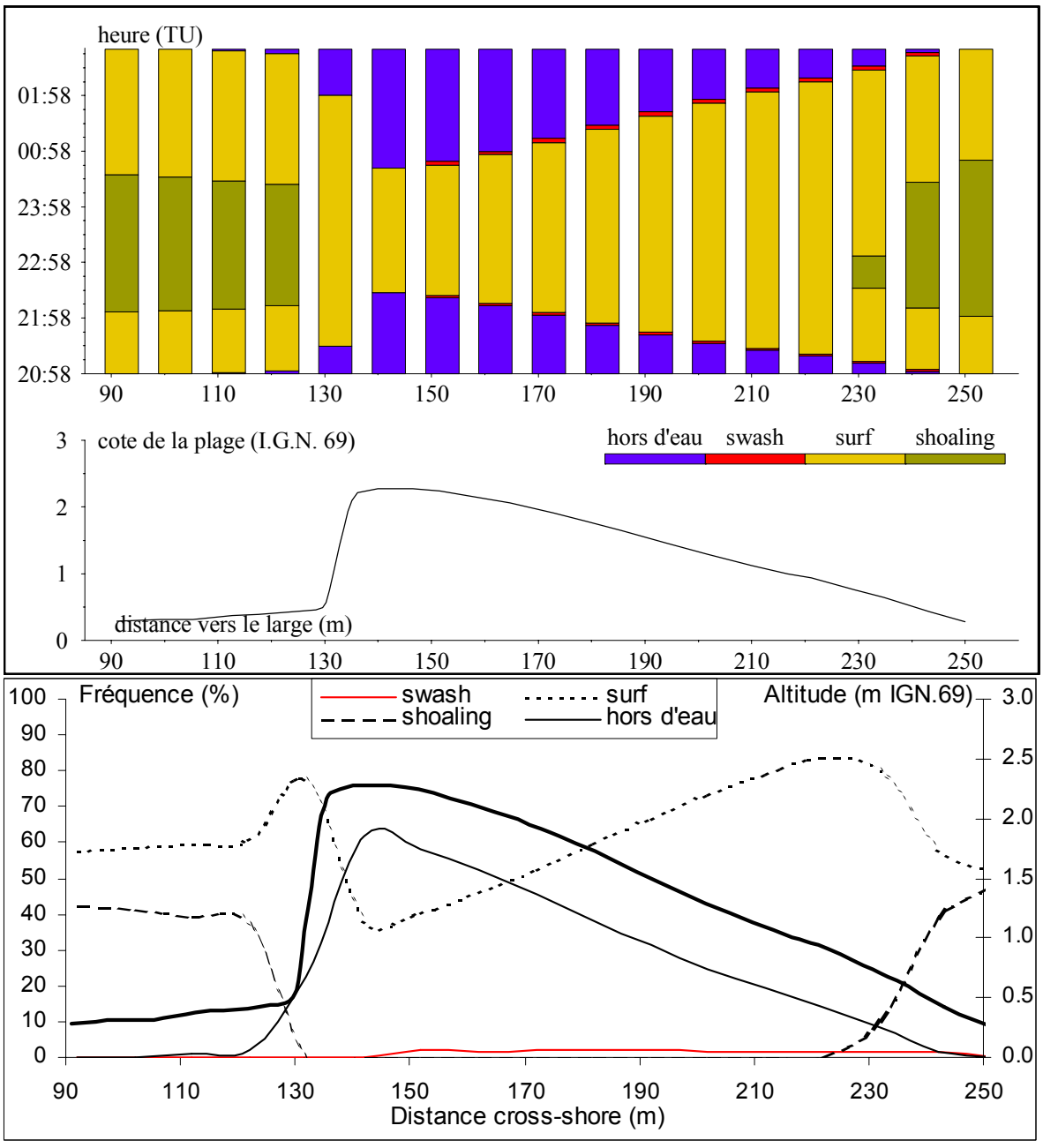


Figure 149: Action des processus sur la barre pendant le cycle de marée et temps total de leur influence pendant la campagne AGH01 (morte-eau/tempête) (pourcentage par rapport à la période d'inondation du pied marin de la barre).

III.3.3 Synthèse

Cette approche méthodologique souligne le faible temps d'action du swash sur la barre étudiée et l'augmentation du temps d'action du surf pendant les tempêtes. Elle révèle également des temps d'action très différents des processus sur le revers. La crête de la barre est influencée principalement par le surf (sauf lors de tempêtes de vives-eaux), alors que le pied de la barre subit majoritairement l'action du shoaling. Ce dernier est également dominant dans le chenal (sauf lors des tempêtes en mortes-eaux).

III.4 Influence des processus hydrodynamiques sur le déplacement de la barre

III.4.1 Méthodologie

La dernière étape de cette partie a pour objectif de quantifier le temps de remise en mouvement du sédiment et d'identifier plus precisement les processus responsables du déplacement de la barre à l'aide d'une approche quantitative utilisant la contrainte de cisaillement (τ).

Les données des quatre campagnes de mesures ont été utilisées ensuite pour calculer les débits solides sur la barre (AGH01, AGH02, AGS02 et AGS03). L'implantation des appareils est présentée sur les figures 113, 116, 120 et 123. A proximité de cette instrumentation, des injections de traceurs fluorescents ont été effectuées pour quantifier in-situ les débits solides. En parallèle, des profils topographiques transverses à la ligne de crête ont été réalisés à l'aide d'un DGPS cinématique.

Les données courantologiques enregistrées par l'ADV et le capteur de pression ont l'avantage de couvrir la totalité du cycle de marée, intégrant, de fait, tous les processus agissant sur le transport sédimentaire (Figures.150 et 151). La contrainte de cisaillement induite par l'action de la houle et par les courants moyens a été calculée à l'aide de ces enregistrements de la manière suivante (Van Rijn, 1993) :

- Calcul de la contrainte de cisaillement sous l'interaction houle-courant : $\tau_{cw} = \tau_c + \tau_w$ [N/m^2].

- Calcul de la contrainte de cisaillement induite par le courant : $\tau_c = \frac{1}{8} \cdot \rho \cdot f_c \cdot \left(V_R{}^2 + u_R{}^2 \right)$ [N/m^2].

avec V_R [m/s] : vitesse du courant moyen intégrée sur la verticale.

et u_R [m/s] : courant de retour induit par la houle sous les creux intégré sur le temps et la verticale : $u_R = -0.125 \cdot \frac{g^{0.5} \cdot H_s{}^2}{h^{0.5} \cdot h_t}$.

g [m/s^2] : accélération de la pesanteur.

H_s [m] : hauteur significative de la houle.

h [m] : profondeur d'eau ;

h_t [m] : profondeur d'eau sous les creux : $h_t = \left(0.95 - 0.35 \cdot \frac{H_s}{h}\right) \cdot h$.

ρ [kg/m^3] : densité de l'eau.

f_c [-] : coefficient de frottement lié au courant : $f_c = 0.24 \cdot \left[\log\left(\frac{12 \cdot h}{k_{sc}}\right)\right]^2$.

k_{sc} [m] : rugosité équivalente du fond liée au courant.

• Calcul de la contrainte de cisaillement induite par la houle : $\tau_w = \frac{1}{4} \cdot \rho \cdot f_w \cdot {U_\delta}^2$ [N/m^2].

f_w [-] : coefficient de frottement induit par la houle : $f_w = \exp\left[-6 + 5.2 \cdot \left(\frac{A_\delta}{k_{sw}}\right)^{-0.19}\right]$.

k_{sw} [m] : rugosité équivalente du fond liée à la houle.

A_δ : [m] amplitude des orbitales de houle à proximité du fond : $A_\delta = \frac{H_s}{2 \cdot \mathrm{sh}\left(\frac{2 \cdot \pi \cdot h}{L'}\right)}$.

L' [m] : longueur de la houle modifiée par l'influence des courants :

$\left[\frac{L'}{T_p} - V_R \cdot \cos(\phi)\right]^2 = \frac{g \cdot L'}{2 \cdot \pi} \cdot \mathrm{th}\left(\frac{2 \cdot \pi \cdot h}{L'}\right)$.

T_p [s] : période de pic d'énergie de la houle.

ϕ [rad] : angle entre la direction de propagation de la houle et celle des courants.

τ_{cr} [N/m^2] : contrainte critique de mobilisation des sédiments du fond :

$\tau_{cr} = (\rho_s - \rho) \cdot g \cdot D_{50} \cdot \theta_{cr}$

ρ_s [kg/m^3] : densité des sédiments.

D_{50} [m] : médiane granulométrique des sédiments du fond.

θ_{cr} [-] : paramètre de Shields :

D_* [-] : paramètre des particules : $D_* = D_{50} \cdot \left(\frac{\rho_s - \rho}{\rho} \cdot \frac{g}{\nu^2}\right)^{\frac{1}{3}}$.

ν [m^2/s] : viscosité cinématique de fluide.

III.4.2 Résultats

III.4.2.1 En période de vive-eau

Lors de la campagne de beau temps, la barre ne montre aucun déplacement significatif. En période de tempête, une migration de 1.3 m en direction du haut de plage est constatée. L'advection du traceur fluorescent confirme cette dynamique avec un transport sédimentaire dirigé vers le Nord en période de calme (déplacement de 2.5 m du centre de gravité du nuage de grains fluorescents) et vers la rupture de pente de la barre en période de tempête (déplacement de 19.45 m du centre de gravité du nuage de grains fluorescents suivant

une direction 42° N) (Figure.152 et Tableau.30). En période de vive-eau par beau temps, la composante transversale à la crête de la barre indique un déplacement du barycentre du traceur de 0.7 m vers le large alors qu'en tempête, il est de 10.3 m vers la crête de la barre.

La contrainte de cisaillement induite par la houle en période de beau temps relatif est de l'ordre de 1 à 3.5 N/m^2 (Figure.151a). Elle est toujours supérieure à la contrainte critique de remise en mouvement des sédiments (0.39 N/m^2), quelque soit le processus impliqué. Celle liée à l'action des courants est proche de la valeur seuil au début et à la fin du cycle, mais elle atteint 13 N/m^2 à pleine mer lorsque les courants sont dirigés vers le Nord. Au total, le temps de remise en mouvement du sédiment en direction de la crête de la barre (en fonction du sens des courants de marée) est limité à 20 minutes au début du flot (action conjointe de la houle et des courants les dix premières minutes, puis uniquement de la houle) et 20 minutes à la fin du jusant (action uniquement de la houle). Ce transport potentiel s'établit pendant le swash, dont la durée est très brève (2 minutes), et le début (au flot) et à la fin (au jusant) du surf (38 minutes). Néanmoins, il n'est pas suffisant pour induire une migration significative de la barre d'après les mesures topographiques. La direction de dispersion du traceur indique que le transport du sédiment s'est produit pendant le shoaling, principalement sous l'action des courants de marée dirigés vers le Nord, parallèlement à la crête de la barre et de façon moindre, sous l'action de la houle.

En période de tempête, la contrainte de cisaillement induite par la houle est environ sept fois supérieure à celles calculée pour des conditions de beau temps relatif, avec une intensité maximale au début et à la fin du cycle de marée (20 à 25 N/m^2) (Figure.151b). La contrainte liée au courant est plus faible, inférieure à 2 N/m^2, mais régulièrement supérieure à la valeur seuil de mise en mouvement. Au total, le temps de mobilisation potentielle du sédiment en direction de la crête est important. Il est de 45 minutes au début du flot (action de la houle et du courant pendant les 34 premières minutes) et de 43 minutes à la fin du jusant (action conjointe de la houle et du courant pendant les 26 dernières minutes). Le temps d'action du swash est similaire à celui observé en beau temps (2 minutes). Par contre, l'action du surf est plus longue (86 minutes), plus intense et fait intervenir l'action conjointe de la houle et ses écoulements intégrés. L'allongement de la durée de remise en mouvement potentiel du sédiment dans le sens du déplacement de la barre est en lien direct avec l'augmentation de la hauteur significative de la houle et une efficacité durable du surf sur la barre. Dans ces conditions, un déplacement de la barre vers la haute plage est observé malgré un temps d'action similaire du swash très court lors des deux campagnes menées en vive-eau.

III.4.2.2 En période de morte-eau

Lors de la campagne par beau temps, la barre ne se déplace pas significativement. En période de tempête, une migration de 0.7 m en direction du haut de plage est constatée. L'advection du traceur fluorescent confirme cette dynamique en période de tempête avec un transport sédimentaire dirigé vers la crête de la barre (déplacement de 19 m du centre de gravité du nuage de grains fluorescents dans la direction 34° N). En période de calme, le transport sédimentaire est dirigé également vers la rupture de pente (direction de 90° N), mais le déplacement du centre de gravité du nuage de n'est que seulement de 3.5 m (Figure.152 et Tableau.30). En période de beau temps, la composante transversale du mouvement du traceur, indique un déplacement du nuage de grains fluorescents de 0.6 m vers la côte alors qu'en période de tempête, il est de 7.2 m vers la crête de la barre.

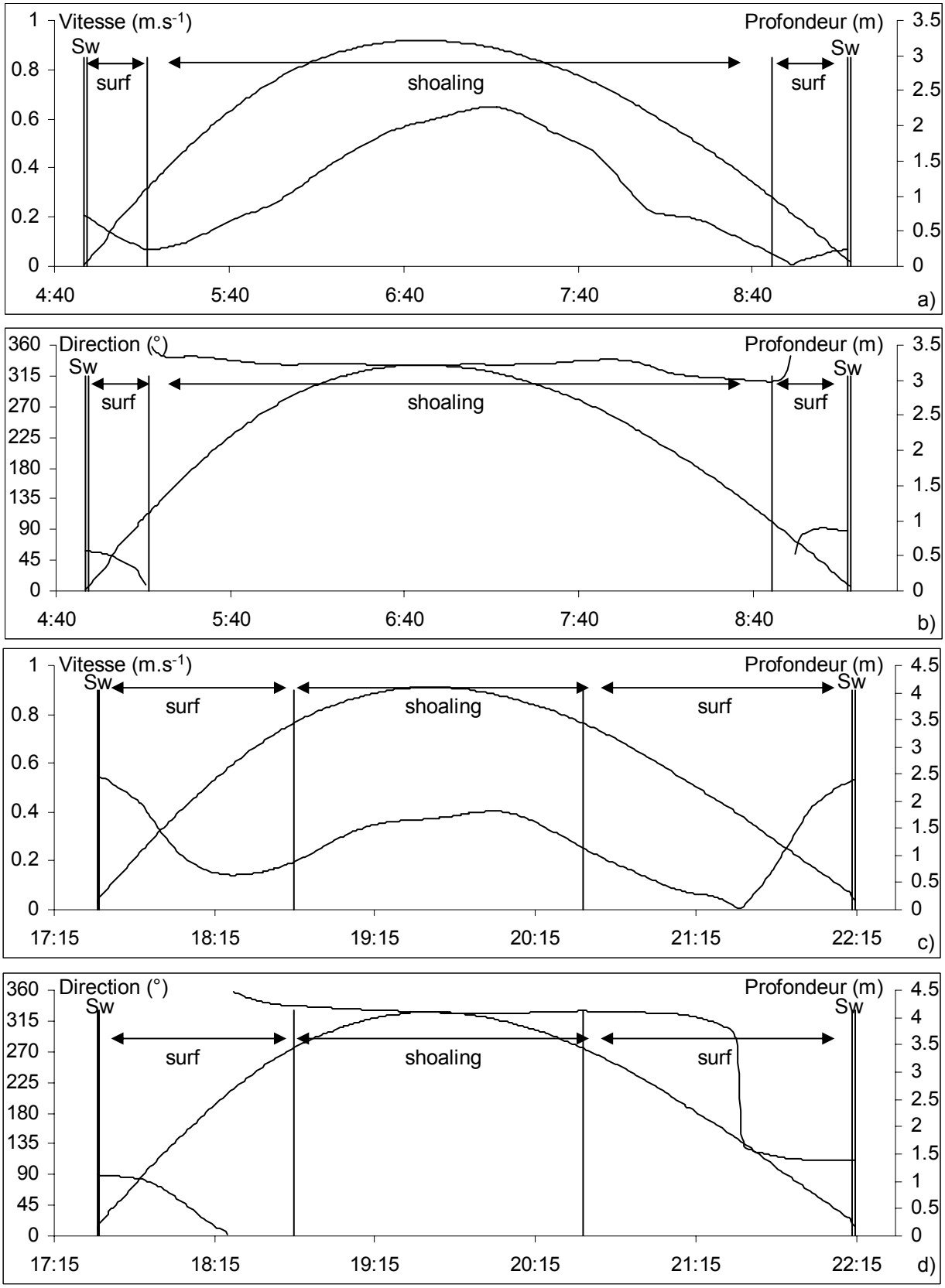


Figure 150: Vitesse et direction des courants moyens pendant la campagne AGS03 (vive-eau / beau temps relatif) (a, b) et AGH02 (vive-eau / tempête) (c, d).

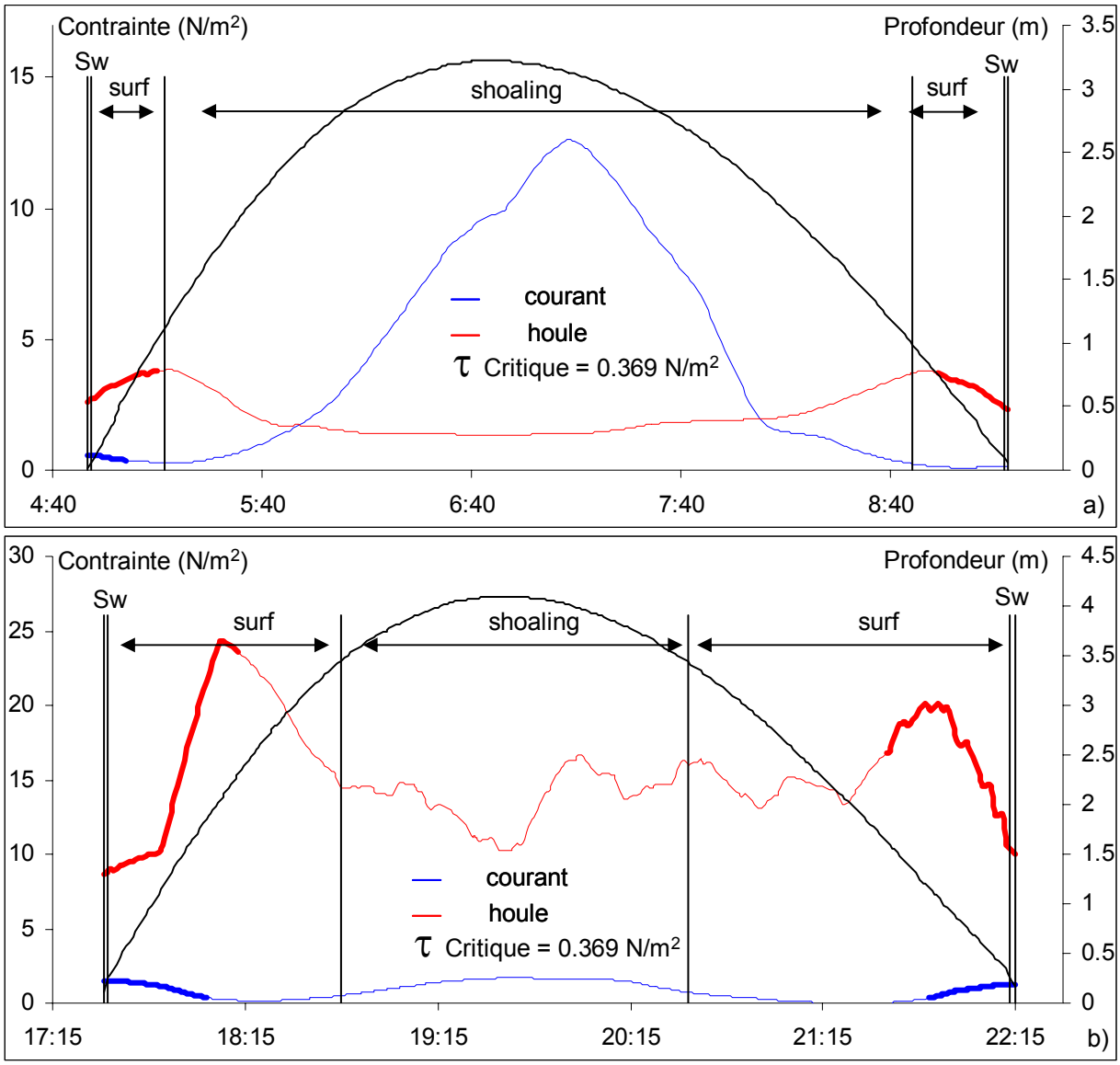


Figure 151: Contrainte de cisaillement induit par l'action de la houle et du courant pendant la campagne AGS03 (vive-eau / beau temps relatif) (a) et AGH02 (vive-eau / tempête) (b) (les courbes sont en gras lorsque la contrainte est supérieure à la valeur seuil et quand l'écoulement porte vers la crête de la barre).

En période de beau temps, la contrainte de cisaillement induite par la houle est comprise entre 1.8 N/m^2 et 3.8 N/m^2 (Figure.154a). Elle est toujours supérieure à la valeur seuil de remise en mouvement des sédiments (0.39 N/m^2), quelque soit le processus impliqué. Celle liée à l'action des courants est faible, toujours inférieure à 0.04 N/m^2. La fenêtre de direction des courants est comprise entre 110° N et 270 °N. La direction de dispersion du traceur n'est pas représentative de cette courantologie générale. Elle indique plutôt un transport de sédiments suivant la direction de propagation de la houle. Le temps de remise en mouvement du sédiment (lié à l'action de la houle uniquement) en faveur d'un déplacement de la barre est de 44 minutes au début du flot (2 minutes de swash et 42 minutes de surf) et de 19 minutes à la fin du jusant (3 minutes de swash et 16 minutes de surf). Néanmoins, il n'est pas suffisant pour induire un déplacement significatif de la barre comme le souligne la faible distance parcourue par le centre de gravité du nuage de grains fluorescents (3.5 m).

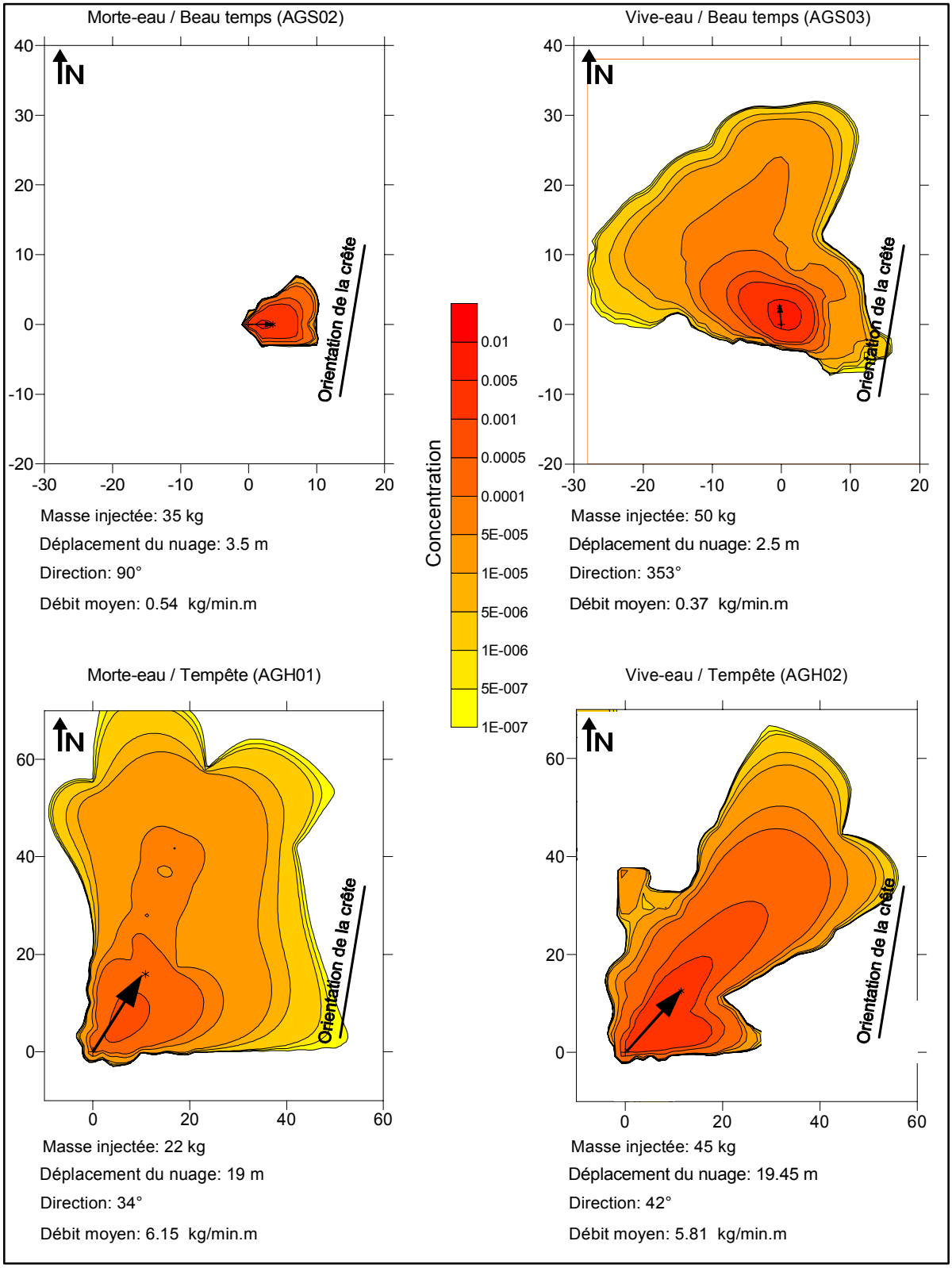


Figure 152: Déplacement des traceurs fluorescents lors des quatre campagnes de terrain (AGH01, AGH02, AGS02 et AGS03) par rapport à la crête de la barre étudiée.

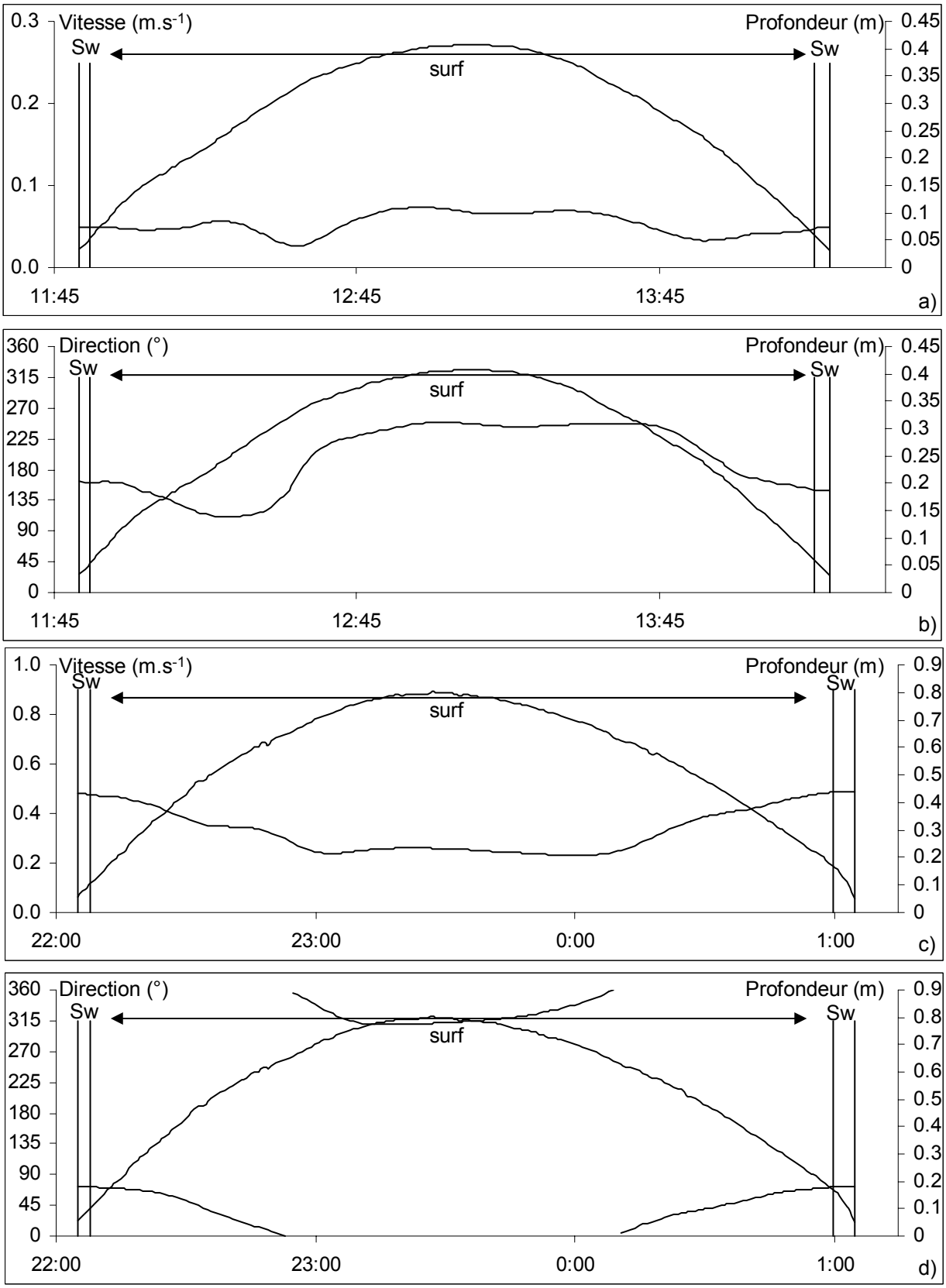


Figure 153: Vitesse et direction des courants moyens pendant la campagne AGS02 (morte-eau / beau temps relatif) (a, b) et AGH01 (morte-eau / tempête) (c, d).

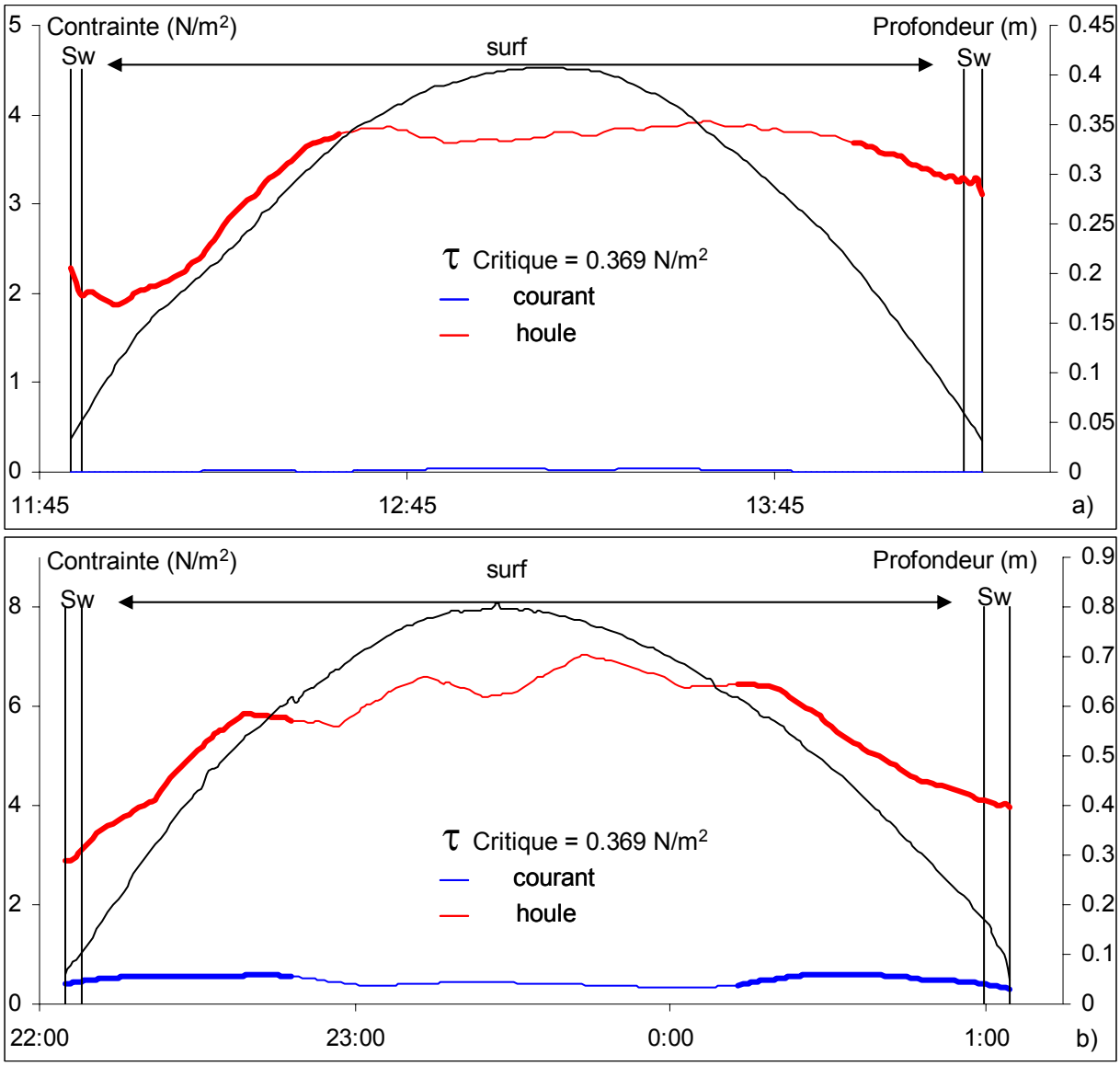


Figure 154: Contrainte de cisaillement induit par l'action de la houle et des courants pendant la campagne AGS02 (morte-eau / beau temps relatif) (a) et AGH01 (morte-eau / tempête) (b) (les courbes sont en gras lorsque la contrainte est supérieure à la valeur seuil et quand l'écoulement porte vers la crête de la barre).

En période de tempête la contrainte de cisaillement induite par la houle est toujours supérieure à 3 N/m^2 et atteint 7 N/m^2 au voisinage de la pleine mer (Figure.154b). La contrainte liée au courant est plus faible avec des taux de l'ordre de 0.39 à 0.61 N/m^2 mais toujours supérieure à la valeur seuil de remise en mouvement des sédiments (0.39 N/m^2). Au total, le temps de remise en mouvement potentiel du sédiment par l'action conjointe de la houle et du courant en direction de la crête de la barre est important et en lien direct avec l'augmentation de la hauteur significative de la houle. Il est de 42 minutes au début du flot et de 51 minutes à la fin du jusant. Le temps d'action du swash est sensiblement similaire à celui observé par beau temps (8 minutes). Celui du surf est beaucoup plus important (85 minutes). Dans ces conditions, un déplacement de la barre vers la haute plage est logiquement observé.

	condition hydrodynamique	déplacement de la barre (m)	déplacement du traceur (m)	déplacement longitudinal du traceur (m)	déplacement transversal du traceur (m)	direction de déplacement du traceur (°)	temps d'immersion de la crête de la barre (min)	temps des processus quand la contrainte de cisaillement est au dessus du seuil et courant portant vers la crête de la barre swash/surf/shoaling (min)	intensité des contraintes de cisaillement lorsque le courant porte vers la crête de la barre (N/m^2) swash/surf/shoaling
AGS 03	vive-eau/beau temps (Hs max 0.25 m)	0	2.5	2.3	-0.7	353	4h25	2/38/0	2/2-4/0
AGH 02	vive-eau/tempête (Hs max 1.4 m)	1.3	19.45	16.4	10.3	42	4h45	2/86/0	9/9-25/0
AGS 02	morte-eau/beau temps (Hs max 0.2 m)	0	3.5	3.44	0.6	90	2h30	5/58/0	1.9-3.2/1.8-4/0
AGH 01	morte-eau/tempête (Hs max 0.85 m)	0.7	19	17.7	7.2	34	3h00	8/85/0	3-4/3-6/0

Tableau 30: Synthèse sur l'hydrodynamisme et le transport sédimentaire pendant les quatre campagnes.

III.5 Discussion

Concernant les caractéristiques du swash

L'enregistrement des écoulements dans les faibles tranches d'eau lors de conditions contrastées montre que la durée du swash est très courte. Elle est de 8 minutes sur l'ensemble du cycle tidal en période de morte-eau associée à une tempête, mais plus généralement inférieure à 3 minutes, soit moins de 2 % du temps d'immersion de la barre. Cette particularité s'explique de trois façons :

- La barre se trouve sur la moyenne plage, zone de balancement de la marée. A l'inverse de la haute plage où généralement les études sur le swash se focalisent, le plan d'eau évolue sans cesse verticalement et horizontalement.

- L'environnement mégatidal du site, induit une vitesse verticale du plan d'eau très importante. Elle atteint 0.06 $m.min^{-1}$ en période de vive-eau et 0.03 $m.min^{-1}$ en période de morte-eau (Figure.155). Ces vitesses sont supérieures à celles trouvées dans la littérature sur des sites à fort marnage. Par exemple, Masselink & Anthony (2001) et Reichmüth (2003) observent une vitesse verticale inférieure à 0.02 $m.min^{-1}$, Anthony *et al* (2004) de l'ordre de 0.03 $m.min^{-1}$ en période de vive-eau.

- La faible pente du sommet de la barre est un facteur influençant la durée d'action du swash. Elle favorise une vitesse horizontale élevée du déplacement du plan d'eau conjointement à sa translation verticale.

Les vitesses enregistrées dans le swash pendant le début du flot présentent une composante cross-shore des écoulements dirigée principalement vers la crête de la barre avec une absence fréquente de nappe de retrait. Ce constat est à mettre en relation avec le caractère désaturé du sédiment. La langue de swash s'infiltre partiellement ou en totalité dans le massif poreux, diminuant considérablement le volume d'eau de la nappe de retour (Butt *et al*., 2001). Ce phénomène a pour conséquence de favoriser un transport sédimentaire plus important vers la crête de la barre (Hughes *et al*., 1997 ; Masselink & Hughes, 1998). Le rôle des caractéristiques granulométriques de la barre et de sa perméabilité est ainsi mis en évidence. Ces caractéristiques contribuent à son mouvement vers la côte.

Concernant l'absence du courant de retour (undertow) au début et la fin du surf, dans les faibles tranches d'eau

L'étude de la composante transversale du courant moyen révèle des spécificités sur son intensité et sa direction pendant l'ensemble du cycle tidal. Il est généralement indiqué dans la littérature la présence d'un courant de retour (undertow) qui compense les masses d'eau apportées par le déferlement (Dyhr-Nielsen & Sorensen, 1970, Svendsen, 1984, Thornton *et al.,* 1996). Ce courant dirigé vers le large peut atteindre des valeurs supérieures à 0.4 $m.s^{-1}$ (Garcez Faria *et al*., 2000 ; Aagaard *et al*., 2006), mais est plus fréquemment mesuré entre 0.1 et 0.3 $m.s^{-1}$ (Davidson-Arnott & Mc Donald, 1989, Greenwood & Osborne, 1990 ; Masselink & Black, 1995 ; Aagaard *et al*., 2002, Anthony *et al*., 2004). Sur le site étudié, lorsque le revers de la barre subit le début du déferlement des vagues, la direction du courant moyen est dirigée vers la crête avec des vitesses inférieures à 0.6 $m.s^{-1}$. Un courant de retour

vers le large est observé de part et d'autre de la pleine mer lorsque la tranche d'eau est plus élevée avec des vagues non déferlantes (zone de shoaling) sur la barre totalement immergée.

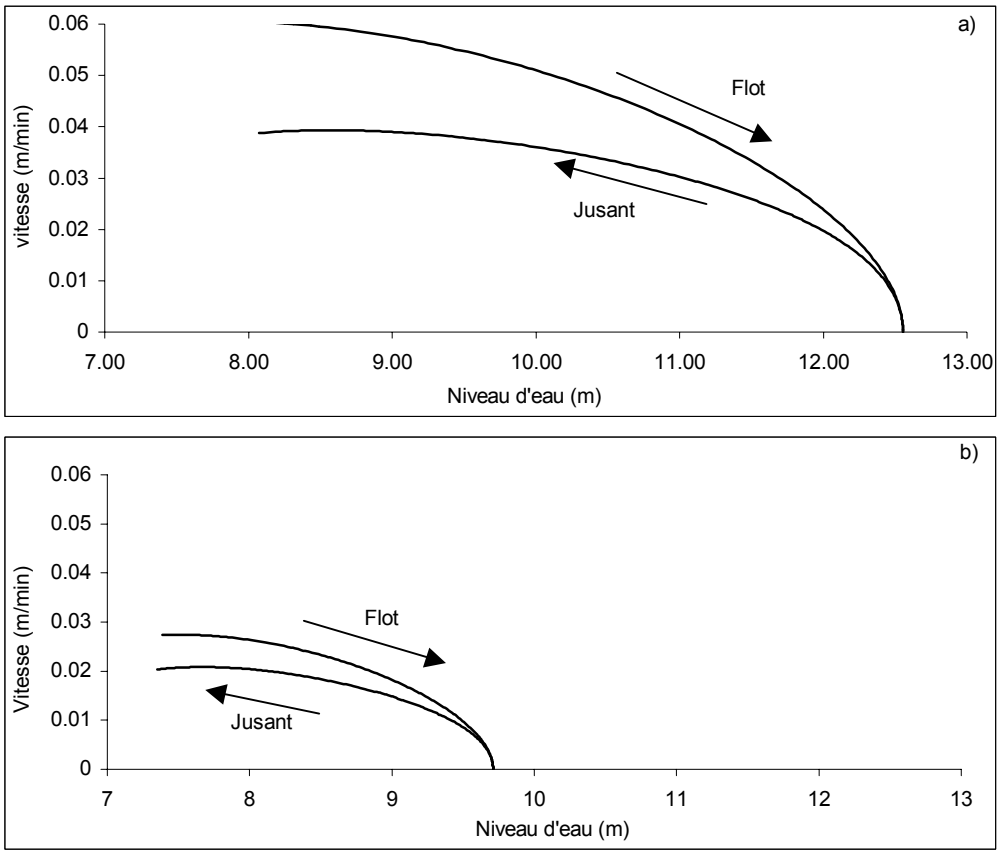


Figure 155: Vitesse verticale de plan d'eau en vive-eau moyenne (a) et morte-eau moyenne (b).

L'absence de courant de retour pendant la phase de déferlement a déjà été observée de nombreuses fois sur le revers des barres (Greenwood & Davidson-Arnott, 1979 ; Wright & Short, 1984, Aagaard *et al*., 1998, Ruessink & Terwindt, 2000). La compensation des masses d'eau apportées par le déferlement peut s'effectuer par des chenaux de vidange où localement les courants moyens sont dirigés vers le large. Cependant, cette hypothèse n'est pas valable sur le site d'Agon. En effet, la crête de la barre n'étant pas immergée, aucun transfert de masse d'eau ne peut se produire entre son revers et le chenal de vidange. Trois hypothèses peuvent être avancées pour expliquer ce phénomène :

- L'apport d'eau lié principalement à la marée et secondairement à la houle (Faria et al., 2000) est supérieur au courant de retour. Cette hypothèse est renforcée par la faible pente du revers de la barre (Raubenheimer *et al*., 1996, Aagaard *et al*., 2002), et la vitesse élevée de translation de la ligne de rivage.

- Le sédiment de la barre est constitué d'un sable grossier avec des débris coquilliers. L'infiltration de l'eau au moment du swash et du déferlement doit être importante et réduire considérablement l'intensité des courants de retour. Ceci est particulièrement vrai pendant le swash, voire le début du surf, mais semble inefficace pour des tranches d'eau supérieures

• Enfin, l'influence des courants longitudinaux orientés vers le Nord dans de faibles tranches d'eau pendant le flot peut compenser l'apport de masse d'eau.

Concernant l'influence des processus sur le déplacement de la barre

Les résultats des campagnes de terrain effectuées dans des conditions hydro-météorologiques contrastées avec une implantation des appareils de mesures relativement semblable permettent de mettre en lumière l'influence de chacun des processus hydrodynamiques agissant sur le déplacement de la barre.

• L'action du swash a une durée inférieure à 8 minutes sur le cycle tidal quelque soit les conditions de marée. Malgré des vitesses supérieures à la valeur seuil de remise en mouvement du sédiment, ce processus ne peut qu'initier le déplacement des sédiments vers la crête de la barre, sans induire un déplacement significatif. Les résultats issus des deux campagnes réalisés par beau temps vont dans ce sens.

• L'augmentation de la hauteur significative de la houle a pour conséquence d'allonger le temps de remise en mouvement potentiel du sédiment dans un sens conforme au déplacement de la barre. Ainsi, la période de surf est plus longue et présente une contrainte de cisaillement induite par la houle plus élevée, pouvant être 60 fois supérieure à la valeur seuil (en tempête de vive-eau). Lors de ces conditions, la contrainte de cisaillement liée à l'action du courant est également plus intense. Elle est toujours supérieure à la valeur seuil de remise en mouvement contrairement aux campagnes par beau temps où seulement les dix premières minutes du flot son efficace. En tempête, la barre se déplace nettement vers le haut de plage comme l'atteste les deux campagnes de mesures réalisées.

• Le processus de shoaling est observable sur la crête de la barre uniquement pendant des conditions de vives-eaux de beau temps relatif et de tempête. Lors de ces événements, le transport du sédiment se produit par l'action conjointe de la houle et des courants de marée dirigés vers le Nord, soit parallèlement à la crête de la barre. Cette dynamique est observable notamment pendant les périodes de beau temps. Ce processus ne peut induire, en aucun cas, un déplacement de la barre.

Aux vues des résultats obtenus, il s'avère que le terme de barre de swash communément utilisé pour définir les barres intertidales de delta en contexte micro-mésotidal (Hayes, 1975) n'est pas approprié pour qualifier celles évoluant dans des environnements à forts marnages. En effet, le déplacement de la barre s'opère principalement pendant le processus de surf par l'action conjointe de la houle et de ses écoulements moyens induits. Le terme « barre de surf de delta » semble, par conséquent, plus adapté.

IV. Conclusion générale

Les mesures réalisées permettent de relativiser l'influence respective des courants moyens, induits par la marée ou par les vagues, et celles des courants orbitaux sur la morphodynamique de la barre d'Agon. Ainsi, sur la moyenne plage en dehors du déferlement, les vitesses oscillatoires induites par les vagues dans le domaine gravitaire sont toujours beaucoup plus élevées que les courants de marée excepté en période de beau temps associé à une vive-eau. Leurs directions respectives sont également contrastées, à dominante cross-

shore pour les courants orbitaux et longshore pour les courants de marée. Ces observations sont caractéristiques des plages mégatidales de la côte ouest du Cotentin (Levoy & Monfort, 2003). Ainsi, malgré le marnage très important du site d'étude, l'action des vagues est suffisamment importante pour maintenir un environnement de plage sableuse et ne pas favoriser le développement de vastes estrans intertidaux de type sand flat. Il ressort donc de cette analyse que le site mégatidal d'Agon présente des caractéristiques sédimentologiques (estran sableux), morphologiques (axe de la barre perpendiculaire à la propagation de la houle) et hydrodynamiques (importance relative des courants orbitaux sur les courants moyens) spécifiques qui caractérisent le littoral étudié, d'environnement mixtes (mixed wave-tide megatidal environments) comme le préconise Levoy & Monfort (2003) pour les plages voisines étudiées. D'un point de vue morphodynamique, il n'est donc pas uniquement dominé par la marée malgré le marnage exceptionnel (tide dominated, Davis & Hayes, 1984).

Cette partie a permis de mettre en évidence le rôle significatif joué par la barre sur la propagation de la houle. En effet, la présence d'une barre sur le delta engendre une atténuation de la hauteur significative de la houle par déferlement. Ce constat est particulièrement vrai en période de morte-eau où la dissipation est quasi-totale. En période de vive-eau, son influence est perceptible uniquement en début et fin de cycle de marée, lorsque la tranche d'eau au-dessus de la crête de la barre est inférieure à 2.5 m. La présence de ces barres entraînent donc une modification des caractéristiques des vagues propices à la stabilisation du haut de plage et du trait de côte. Elles apparaissent donc comme une alternative naturelle aux techniques de lutte contre l'action érosive des tempêtes. Leur préservation est alors indispensable si les enjeux le justifient.

Au vu des résultats, il s'avère que le terme de barre de swash communément utilisé pour définir les barres intertidales de delta en contexte micro-mésotidal (Hayes, 1975) n'est pas approprié pour qualifier celles évoluant dans des environnements à forts marnages. Le terme de « barre de surf de delta » semble plus adapté. En effet, le déplacement de la barre s'opère essentiellement pendant le processus de surf par l'action conjointe de la houle et de ses écoulements. L'absence d'un courant de retour (undertow) au début et à la fin du surf est à l'origine de cette dynamique. Le swash possède une durée d'action très brève. L'asymétrie prononcée de ses courants liée au phénomène d'infiltration de la langue de swash favorise toutefois également un transport sédimentaire dirigé vers le talus. Néanmoins, compte tenu de sa durée, il n'est pas suffisant à lui tout seul pour entraîner une migration significative de la barre vers la haute plage.

Chapitre VIII : Expérimentation en canal à houle

Chapitre VIII

Expérimentation en canal à houle

La dynamique transversale de la barre étudiée est principalement dominée par la houle et les courants qu'elle génère (Robin & Levoy, 2005 ; Robin *et al*., 2007a). Ce constat a été démontré précédemment lors de campagnes de terrain à une échelle mensuelle, mais aussi à court terme. Ces dernières expérimentations réalisées pendant un cycle de marée ont permis de mettre en évidence le rôle du surf comme élément de forçage principal agissant sur le déplacement de la barre. L'absence ou la compensation d'un courant de retour sur son revers pendant le début du flot favorise une direction des écoulements et du transport sédimentaire vers la rupture de pente. Cette originalité au regard des sens d'écoulements généraux détaillés dans la littérature (Dyhr-Nielsen & Sorensen, 1970 ; Svendsen & Lorenz, 1989 ; Masselink, 2004) est l'élément clé de la migration de la barre.

L'approche choisie dans ce chapitre doit permettre d'affiner la connaissance sur les écoulements se produisant sur le revers de la barre lors de différents scénarii hydrodynamiques. Pour mener à bien cette démarche, une modélisation physique à l'aide d'un canal à houle et d'une maquette représentant la barre à une échelle réduite a été réalisée. Cet outil permet d'effectuer un nombre important de scénarii hydrodynamiques les plus fréquemment observés sur le site de la Pointe d'Agon et de contrôler le rôle des différents processus (surf et shoaling) afin de mieux comprendre les observations réalisées lors des différentes campagnes de terrain. Le swash ne pourra pas être apprécié compte tenu de la rugosité de la surface de la maquette. Son rôle est toutefois mineur comme cela a été précédemment souligné.

Les objectifs de ce chapitre sont les suivants :

- Caractériser, pour chacun des scénarii hydrodynamiques, les écoulements moyens et les courants orbitaux en plusieurs points de la barre. La finalité des essais est d'apprécier quantitativement les gradients de vitesse transversalement à la barre et le sens résiduel de l'écoulement pour en déduire un comportement potentiel des sédiments, ceci pour différents niveaux d'eau et d'agitation.

- Caractériser l'influence de la barre sur l'évolution de la hauteur significative de la houle lors de son franchissement afin de valider les observations exposées dans le chapitre précèdent.

Ce chapitre est traité en deux parties. La première présente le matériel utilisé et notamment le fonctionnement du canal à houle du laboratoire Morphodynamique Continental et Cotière de Caen. Les différents paramètres hydrodynamiques utilisés seront considérés. La seconde partie détaille les résultats acquis sous forme d'un article.

I. Méthodologie

I.1 Dispositif expérimental

Le canal utilisé à une longueur de 22 m, une largeur de 0.8 m et une profondeur de 0.7 m (Figure.156). Le batteur génère des vagues régulières ou aléatoires avec différentes périodes et hauteurs de vagues. Un modèle réduit de la barre de swash étudiée à la Pointe d'Agon à l'échelle 1 :20 se trouve à 6 m du batteur. Cette maquette mesure 7 m de long pour 0.09 m de haut au niveau de la crête (Figure.157). Les vagues qui passent derrière la barre sont absorbées par une plage d'amortissement située à l'extrémité du canal pour éviter la superposition des vagues incidentes et réfléchies dans l'enregistrement des courants et de la surface libre.

Pour obtenir des similitudes granulomètriques voisines avec celles évoluant dans la nature, la maquette a été réalisée en mousse (Figure.157). Plusieurs tests de perméabilité dans un perméamètre de Darcy ont été effectués sur différents modèles. De plus, l'utilisation de ce type de matériel permet de faire abstraction des phénomènes de rétroaction agissant sur les changements morphologiques de la barre et les conditions hydrodynamiques en situation du terrain.

Figure 156: Photographie du batteur (A) et vue d'ensemble du canal (B).

La hauteur d'eau du canal ne pouvant descendre en dessous de 40 centimètres pour le bon fonctionnement du batteur, des jeux de planches de plusieurs hauteurs (6.8 cm, 16 cm, 21.8 cm et 27.9 cm), permettant de faire monter et descendre la barre dans le canal ont été mis en place, afin de simuler plusieurs niveaux de marées. La hauteur d'eau est ensuite fixée à 42 cm et les niveaux de planches variables, permettent de simuler la marée. Cette technique a l'avantage de permettre une circulation des masses d'eau en dessous de la maquette. En effet, dans la nature, les barres sont associées à des bâches et des chenaux qui contribuent à l'évacuation des masses d'eau apportées par les vagues. Dans le modèle, seule une approche en 2D est possible.

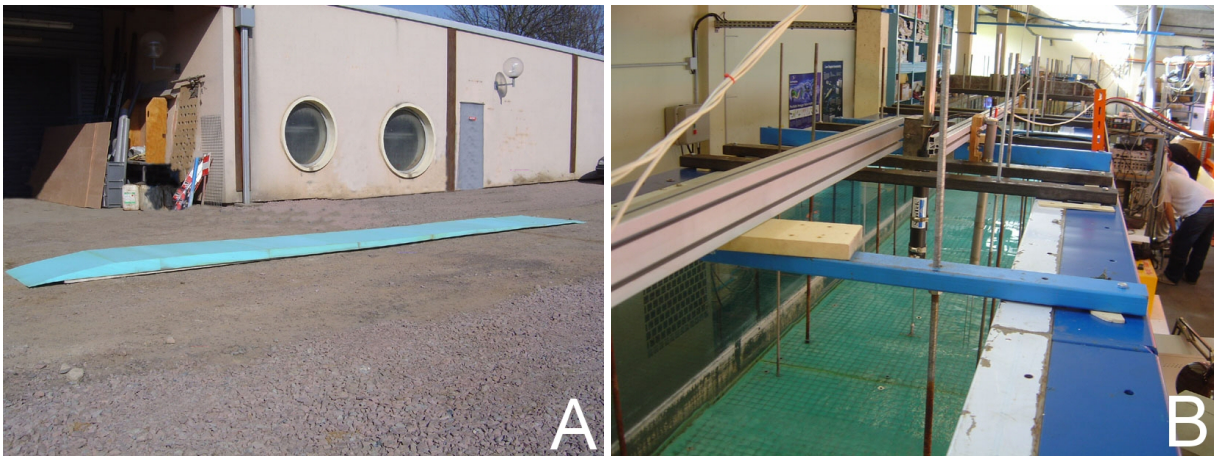


Figure 157: Photographie de la maquette (A) et de la zone de mesure (B).

I.2 Instrumentation

Pour chaque test, les conditions hydrodynamiques ont été enregistrées avec un courantomètre 2D Sontek Acoustic Doppler Velocimeter (ADV) à 0.02 m au dessus du fond avec une fréquence d'acquisition de 32 Hz. L'ADV a été positionné à trois endroits différents sur le revers de la barre. Tout d'abord sur la partie basse (ADV_1), ensuite sur le milieu (ADV_2) et enfin proche de la crête (ADV_3) soit à 1.3, 3.3, et 5.3 m du début de la barre. Grâce à ces enregistrements, les vitesses moyennes des courants transversaux (U_m), les vitesses orbitales maximales dirigées vers la côte (U_{onmax}) et vers le large (U_{offmax}), ainsi que l'asymétrie des courants (U_{onmax} / (U_{onmax} + U_{offmax})) ont été calculées.

L'enregistrement des variations de la surface libre s'effectue à l'aide de sondes résistives. Elles se composent de deux tiges en acier qui forment une résistance dont la valeur varie proportionnellement à la profondeur à laquelle elles sont immergées. Dix sondes ont été placées dans le canal. Les 3 premières sont à environ 3.5 mètres du batteur et servent à évaluer la hauteur de houle réelle qui est générée. Les sondes 4, 5, 6 et 7 sont placées sur le revers de la barre. Les 3 premières correspondent aux endroits où est positionné le courantomètre MicroADV. Enfin, les 3 dernières sont placées entre la barre et la plage d'amortissement pour évaluer la houle qui est transmise après le franchissement de la crête. La fréquence d'aquisition de ces perches de mesure est de 32 Hz.

I.3 Les variables considérées

Trois variables ont été considérées : la période (T), la hauteur incidente de la houle (Hi) et la profondeur d'eau (d) (Tableau.31). Différentes périodes de houle ont été testées avec différentes hauteurs de houle incidente pour simuler des conditions hydrodynamiques qui s'étendent du temps calme à des conditions de tempêtes. Plusieurs profondeurs d'eau ont également été simulées correspondant à des simulations de coefficients de marée allant d'une morte-eau (55) à une vive-eau moyenne (95).

T (s)	1.28	1.778	2.286		Echelle 1/20
	5.7	8	10.3		Equivalence réelle
Hi (m)	0.025	0.05	0.075	0.1	Echelle 1/20
	0.5	1	1.5	2	Equivalence réelle
d (m)	0.121	0.182	0.24	0.332	Echelle 1/20
	2.42	3.64	4.8	6.64	Equivalence réelle

Tableau 31: Variables considérées lors des essais.

II. Etude en canal à houle de la variabilité des courants et de la hauteur de la houle sur une barre intertidale de delta

Cette partie est présentée sous la forme d'un article dont les références sont les suivantes :

B. Reichmüth, G. Carpentier, R. Desguee, F. Levoy, O. Monfort, D. Mouazé, N. Robin: Wave flume experimentation about Cross-shore currents on a intertidal delta bar, soumis à Earth Surface Processes and Landforms.

Cet article est le fruit d'une collaboration entre les équipes "mécanique des fluides" et "dynamique littoral" du laboratoire M2C dans le cadre du stage Master 2 Génie côtier de Romain Desguée.

WAVE FLUME EXPERIMENTATION ON CROSS-SHORE CURRENTS ON A MEGATIDAL EBB DELTA BAR

B. Reichmüth, G. Carpentier, R. Desguee, F. Levoy, O. Monfort, D. Mouazé, N. Robin
Université de Caen, UMR 6143 CNRS Morphodynamique Continentale et Côtière,
24 rue des Tilleuls, 14 000 Caen, France

Abstract

Recordings of cross-shore currents and significant wave heights were obtained in a wave tank on a model scale bar representing an intertidal ebb delta bar in a megatidal environment. The main objective of this experiment was to understand the processes involved in the exclusive onshore migration of this type of bar. The topography of the bar leads to attenuation of the significant wave height on the middle and the upper part of the seaward bar face (up to 80% on the middle part). In storm conditions, this attenuation area can extend to the lower part of the seaward face. The mean current direction is under the influence of waves and becomes predominantly onshore in the surf zone in association with a strong current asymmetry. Compensation of the onshore mass flux was achieved via a free water circulation under the bar in order to simulate evacuation of water impounded by the runnel behind the bar, in the field. The quasi-absence of undertow in this system shows the importance of 3D effects of water circulation in the field and their impact on the cross-shore water circulation.

Keywords: intertidal bar, ebb delta, cross-shore current, flume experiments.

Introduction

Various authors have identified different types of intertidal bars on sandy coasts on the basis of morphological specificities (Greenwood and Davidson-Arnott, 1979; Wright and Short, 1984; Carter, 1988, Wijnberg and Kroon, 2002). Three bar types are mainly observed: slip-face bars, low-amplitude ridges and sand waves (Masselink *et al*., 2006). Hayes (1975, 1980) also highlighted the presence of intertidal bars in ebb deltas close to tidal inlet mouths. These ebb-delta features are also called “swash bars” and have specific morphodynamic characteristics that clearly differentiate them from ridges and runnels (bar and troughs) and other bar types. They move exclusively onshore across the swash platform (Oertel, 1972; FitzGerald, 1984). Most studies on swash bars have been basically interested in their morphodynamics at the time scale of a year to a decade and have concerned only microtidal and mesotidal settings (Hine, 1979; Sha, 1989; FitzGerald, 1984; Smith and FitzGerald, 1994). At this time scale, bars move quickly onshore with migration rates of between 60 and 330 $m.yr^{-1}$ (FitzGerald, 1984; Smith and FitzGerald, 1994). These migration rates and bar volume are related to inlet size and tidal prism (Kana, 1995; Gaudiano and Kana, 2001). The size of the bars and the time required to migrate onshore decrease as the size of the inlet decreases (FitzGerald, 1988).

Knowledge on the morphology and dynamics of bars in megatidal range (spring tidal range > 8 m) settings is lacking. A recent study by Robin and Levoy (accepted) in a megatidal environment shows that the bars in this large tide-range setting are

generally small and migrate slowly (35 $m.yr^{-1}$) despite being subject to hydrodynamic variables similar to those of environments with lower tidal ranges. This slow migration is attributed mainly to the tide-controlled water level fluctuations and their consequences on wave activity. The relationships between morphological evolution and hydrodynamic patterns are poorly known especially with regards to short and medium time scales (order of days to years). Working in a microtidal environment, Balouin *et al*. (2001) highlighted onshore bar movement during calm conditions whereas Robin and Levoy (2005) observed no movement during these conditions along the megatidal coast of the Cherbourg Peninsula, Normandy, France, and only recorded onshore movement during storm conditions.

The transition between shoaling waves and the surf zone and the currents generated by the waves are important parameters for understanding the morphodynamics of intertidal ebb delta bars. Such intertidal bars are usually complex entities in place somewhere between the shoaling-dominated area and the surf zone (Reichmüth, 2003). The difficulty inherent to the understanding of their morphodynamics stems from the process inter-relationships among various agents (wind, waves, tide and topography). Tidal currents close to a tidal inlet, are, for instance, superimposed on the mean current induced by waves. Furthermore, the vertical and horizontal tidal excursion rates fluctuate in time and along the cross-shore profile, thus affecting the water depths (i.e. the location of the breaking point) and the action time of wave shoaling, surf and swash (Kroon and Masselink, 2002; Reichmüth, 2003; Anthony *et al*., 2004; Reichmüth and Anthony, 2005). The morphological feedback processes on hydrodynamic conditions and the relaxation time effects of this specific topography induce further morphodynamic complications (Reichmüth and Anthony, 2005; Masselink *et al.*, 2006; Reichmüth and Anthony, 2007). These complex field interactions may sometimes lead to uncertain interpretations, and field measurements on ebb delta bars are lacking to prove the mechanism responsible for the onshore movement of bars during stormy conditions.

While more comprehensive field investigations with a short-term approach are necessary, laboratory experiments can also contribute to improving our understanding of this swash bar type, especially with regards to the morphodynamic role of wave-induced mean currents. Laboratory experiments provide a controlled means for discriminating the role of each process, while providing results that can further our understanding of field conditions, notably the impact of the bar on wave attenuation and the relative importance of the offshore current on an intertidal ebb delta bar that shows no offshore movement. The purpose of this paper is to verify the influence of breaking waves over a model scale bar representing a sandy bar located at the extremity of the Agon spit, near Regnéville inlet in West coast of Cherbourg Peninsula, Normandy (Fig. 1), and, especially, to analyse the cross-shore current characteristics using results obtained from flume experiments under various hydrodynamic conditions.

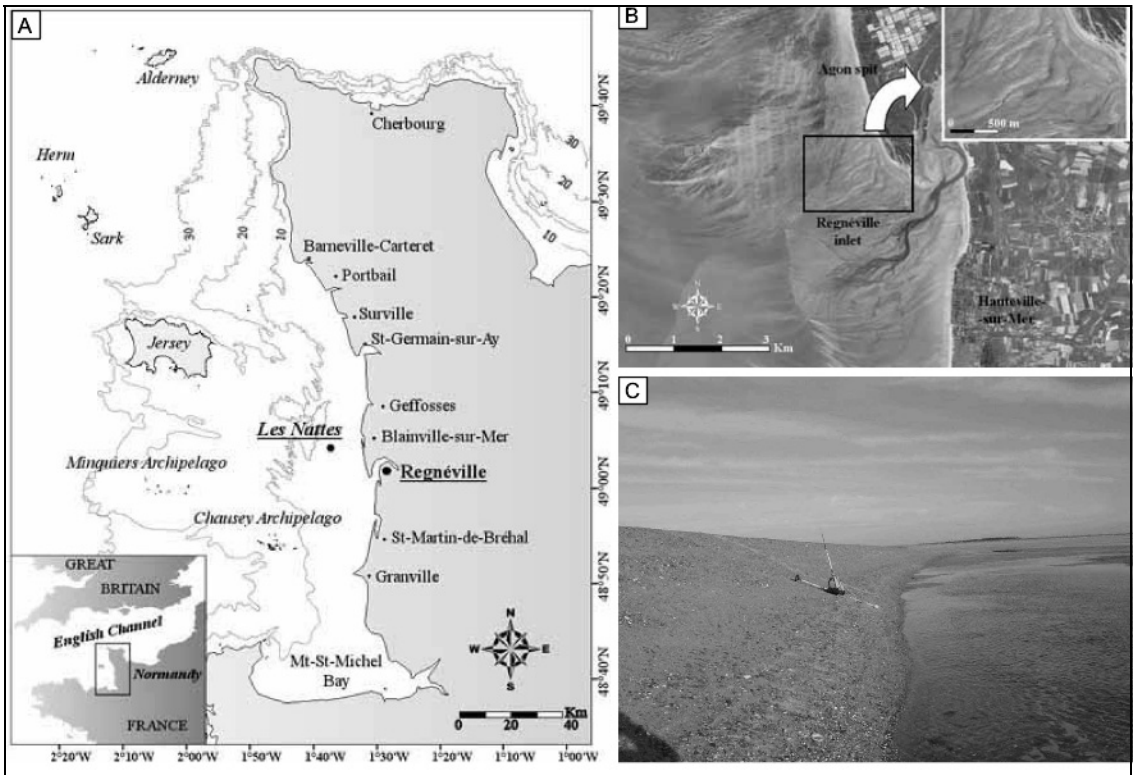


Fig.1. Location map (a), aerial photo (b) and ground photo (c) of the megatidal Agon bar in Normandy, France.

Methodology and experimental facilities

The experiments were carried out in a small wave flume in the M2C laboratory of the University of Caen, France. The wave flume set up is shown in Fig. 2. The flume is 22 m long, 0.8 m wide and 0.7 m high. The wave maker generated regular waves with different periods and deep-water wave heights. A model scale bar made of foam was located 6 m after the wave maker in order to enable proper wave generation, and represented a sandy bar located at the extremity of the Agon spit, near Regneville inlet (West coast of Cherbourg Peninsula, Normandy). This bar is located in the mid-tidal zone and is oblique to the shoreline with an angle of 40°, but normal to the main direction of wave propagation (Fig. 1). The bar is 100 m wide, 250 m long and 2 m high (Robin and Levoy, 2005). Despite a width and a height comparable to those of intertidal bars observed in micro- and mesotidal environments (FitzGerald, 1984; Smith and FitzGerald, 1994), the length of the Agon spit bar and its volume are significantly smaller. Its morphology is highly asymmetric and can be divided into 3 distinct sections: (1) the seaward slope of the bar with a low local gradient ($\tan\beta = 0.02$); (2) a steep slip face with a local gradient of 0.3; (3) a generally flat runnel. The mean D_{50} value of the seaward slope is 1 mm and increases to 2.3 mm at the top of the bar (coarse sand with abundant shell debris). The tidal range in this zone is one of the highest in the

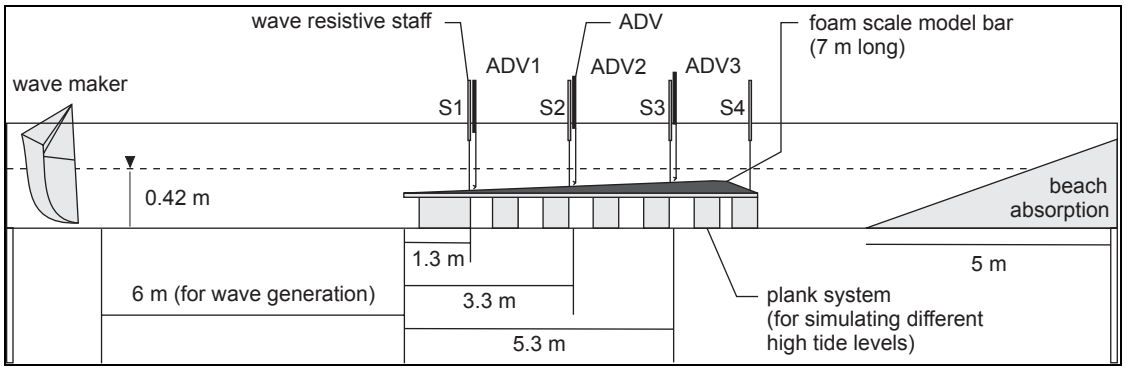


Fig. 2. Wave flume configuration.

world (Levoy *et al*., 2000), exceeding 14 m during exceptional spring tides. It involves a great water depth difference between high and low tide and between spring and neap conditions. High-tide water depth over the top of the bar is about 1.5 m under neap conditions but attains 4.5 m at spring tides.

The field bar has been approximately reproduced in the laboratory facility at a 1:20 scale, i.e. 7 m in length and 0.09 m in height at the top of the model scale bar. An open-pore synthetic foam was chosen to simulate the bed behaviour of the beach. According to Darcy's law, the head loss of water flowing through a permeable soil is proportional to the flow rate. The resulting kinematic permeability k ($m.s^{-1}$) measured for this specific foam is 4.10^{-3} $m.s^{-1}$ according to Darcy's law. In this case, the model reproduces sediment the permeability of which is set between very coarse sand (2 mm) and small pebbles (10 mm). Open-pore foams present advantages regarding the good reproductibility of the tests, the stability duration, the ease of obtaining desired shapes, and the large choice of features. Nevertheless, liquefaction aspects cannot be modelled, and a specific permeameter should be designed to measure the limits of Darcy's law with this foam when subjected to a cyclic load of large amplitude (Carpentier, 2006). Waves transmitted behind this scale model are absorbed by the flume-end beach in order to avoid the superposition of incident and reflected waves in the recordings. In the field, a longshore runnel is present behind the bar. It contributes to the evacuation of excess water supply by waves during stormy conditions. In the scale model, the 2D approach obviously cannot take into account this morphology and its consequences on water circulation. However, this water return effect was considered, and the water impinging on the bar following wave breaking was allowed to freely circulate under the bar, in a cross-shore direction.

Three input-variables were considered: wave period (T), incident wave height (H_i) and water depth (d). Different wave periods were tested (T = 1.280, 1.778 and 2.286 s) with different incident wave heights (H_i) in order to simulate different hydrodynamic conditions from calm to rough weather conditions (corresponding to H_i of 0.025, 0.050, 0.075, 0.100 m). Different tide levels were also simulated, corresponding to different high-tide levels in a tidal environment (water depth at the beginning of the scale model bar d = 0.121, 0.182, 0.240, and 0.332 m). Table 1 sums up each scenario and indicates field equivalences.

Table 1: Input parameters of each scenario: period T (s), incident wave height H_i (m), and water depth at the beginning of the scale model bar d (m) and their equivalences in the field.

T (s)	1.280	1.778	2.286		1/20° scale
	5.7	8.0	10.3		field equivalence
Hi (m)	0.025	0.050	0.075	0.100	1/20° scale
	0.5	1.0	1.5	2.0	field equivalence
d (m)	0.121	0.182	0.240	0.332	1/20° scale
	2.42	3.64	4.80	6.64	field equivalence

During each test, hydrodynamic conditions were recorded with a 2D Sontek Acoustic Doppler Velocimeter (ADV) at an elevation of 0.02 m above the bed and an acquisition frequency of 32 Hz with an accuracy to within 0.0025 $m.s^{-1}$. The ADV was positioned at three different sites along the bar profile (Fig. 2): first on the lower part of the seaward face (ADV1), and then on the middle (ADV2) and upper part (ADV3) of the seaward face (i.e. at 1.3, 3.3 and 5.3 m from the beginning of the scale model bar). The recordings enable extraction of the mean cross-shore current velocities (U_m), the maximum onshore (U_{onmax}) and offshore current (U_{offmax}) velocities and the current asymmetry (U_{onmax} / (U_{onmax} + U_{offmax})).

Four wave resistivity staffs were deployed with the ADV (Fig. 2). Sensors S1, S2 and S3 were deployed at the same points as the ADV, while sensor S4 was located in the lower part of the landward face of the bar, in the runnel. These sensors incorporate resistor probes that record variations of the free water elevation with a resolution of +/- 1 mm, enabling calculation of the significant wave height (H_s), using a wave-by-wave analysis. The acquisition frequency was the same as that of the ADV (32 Hz). For each experiment, it was visually determined whether the ADV recordings concerned the surf zone or not.

Results

Significant wave height across the bar as a function of tide levels and incident wave conditions

The mean values of H_s and U_m for each test are shown in Fig. 3 (each column corresponding to a specific incident wave height H_i and each line corresponding to various tidal conditions). For an increasing incident wave height, obviously an increase of the significant wave height at the beginning of the bar system is observed and the evolution of H_s along the seaward face changes. The first visible effect of the bar topography is a clear decrease in wave heights shoreward, especially between sensors S2, where maximum values were recorded, and S3 where the height is similar or lower than that of the incoming waves.

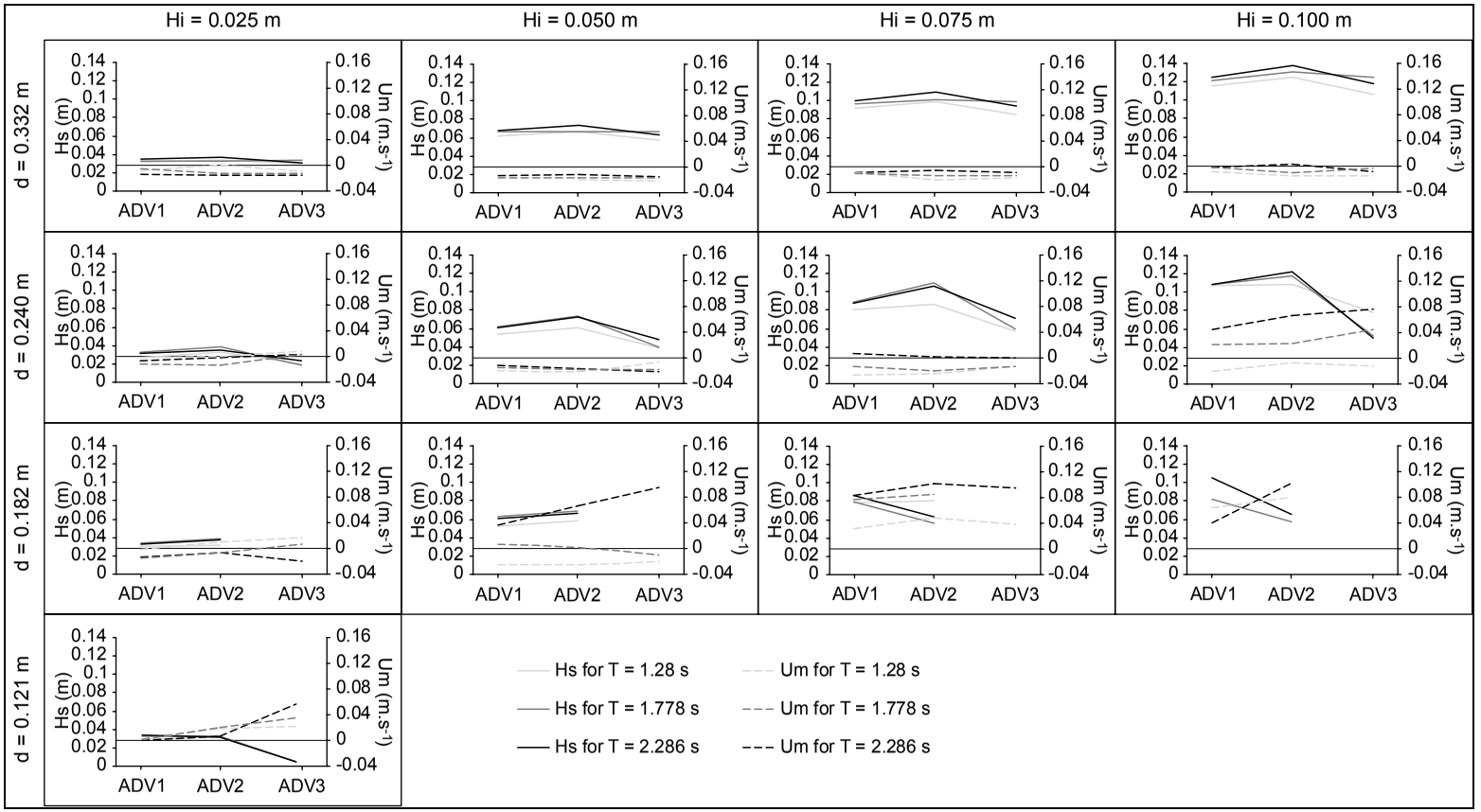


Fig. 3. Hs and Um (positive values correspond to the onshore direction and negative values to the offshore direction) according to the incident wave height used (column 1: H_i = 0.025 m; column 2: H_i = 0.050 m; column 3: H_i = 0.075 m; column 4: H_i = 0.100 m) and the water depth (line 1: d = 0.332 m; line 2: d = 0.240 m; line 3: d = 0.182 m; line 4: d = 0.121 m).

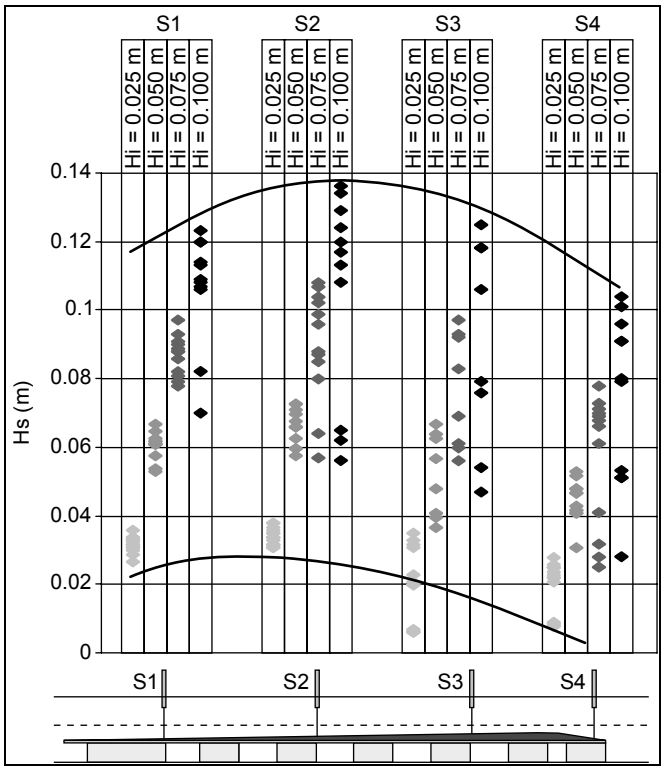


Fig. 4. Changes in Hs in the wave tank as a function of different incident wave heights (from 0.025 m in grey to 0.100 m in black).

For Hi = 0.025 m, the influence of the bar morphology on H_s is not clearly visible. H_s remains weak, between 0.02 and 0.04 m, except for d = 0.121 m which shows an important decrease in H_s from S2 to S3. This influence of the bar topography on H_s starts getting significant for Hi = 0.05 m. The most important decrease is observed for Hi = 0.1 m with a 0.24 m water depth: H_s is around 0.12 m in the middle of the seaward bar face and decreases to an extreme value of 0.06 m (for T = 2.286 s).

Fig. 4 shows the different H_s recordings according to the H_i inputs (from H_i = 0.025 m in light grey to H_i = 0.1 m in black) for each sensor. For each specific case of H_i-inputs, the bar influence is clearly visible. The waves arriving at the model scale bar first, undergo a slight increase in H_s in the middle part of the seaward bar face (S2) – this is also observed in the ADV recordings – and then a decrease in the upper part of the seaward face (S3). H_s decreases further on the landward face (S4). The increase in H_s depends on H_i, and the H_s interval of values becomes larger as H_i increases.

In calm weather, with H_i = 0.025 m, the data show for S1 and S2 that H_s values are more or less similar, but for S3 there are three groups of H_s-values. These groups depend on the local water depth: the highest H_s values correspond to d = 0.332 m, the intermediate values to d = 0.240 m and the lowest ones to d = 0.121 m. At the level of S4, for H_i = 0.025 m, only two groups are identified, and the lower group corresponds to d = 0.121 m. For H_i = 0.050 m, the same observations hold, with mean H_s higher due to the increase in H_i. For Hi = 0.075 m, the influence of water depth is observed starting

from the middle part of the seaward face of the bar (S2) with H_i = 0.1 m, from the lower part of the seaward face (S1), for d = 0.182 m.

To identify the impact of the bar on significant wave height, the attenuation of H_s was calculated as (100 - (Hs_{before} / Hs_{after})*100). To clarify the influence of the deep-water wave height and the local water depth, eight histograms were constructed (Fig. 5). They correspond to different cases of H_i (left column) and d (right column) and confirm the tendency observed in Fig. 4.

A weak increase is observed from S1 to S2, with the exception of points with H_i = 0.075 and 0.1 m. A systematic decrease occurs from S2 to S3, but the value of H_i does not seem to be the factor responsible for this decrease because the most important values are observed for H_i = 0.025 and 0.1 m. Between S3 and S4, the tendency is not really clear, a decrease being observed half of the time, and an increase the rest of the time, and this for each H_i-input.

The trend seems to be clearer as far as the local water depth is concerned. Actually, for d = 0.332 m, the attenuation is quite weak (seldom exceeding 30 %) and the tendency described in Fig. 5 is respected (an increase between S1 and S2 followed by a decrease between S2, S3 and S4). For d = 0.240 m, the results are similar between S1 and S2, with values slightly higher, but between S2 and S3 the decrease is really more important (up to 60 %), and between S3 and S4 an increase was observed on the landward face. For the d = 0.182 m test, the lack of data is due to a technical problem with wave probes S3 and S4. As a result, only the influence of the lower and the middle part of the seaward face was observed. This involved a light increase between S1 and S2. It may be pointed out that some cases highlight a decrease, and they correspond exactly to high energy input conditions (H_i = 0.075 and 0.100 m). Under these conditions, the observations indicate an increasing impact of the bar on wave attenuation, in relation with the local water level. Although the last test, test-d (d = 0.121 m) was effected only in calm hydrodynamic conditions, it confirms the tendency and shows an important diminution of the wave height from the middle to the upper part of the seaward face by up to 80 %, followed by an increase from the top of the bar to the lower part of the landward face (between 20 and 40 %).

Mean and orbital cross-shore current characteristics

With regards to the mean cross-shore currents U_m, their intensity and direction seem to depend on three factors: the incident wave height H_i, the wave period T, and the water depth d (Fig. 3). A combination of decreasing d and increasing H_i engenders a direction change of U_m (the offshore-directed current becomes onshore-directed), as well as an increase in current velocity (up to 0.12 $m.s^{-1}$ for the maximum value observed). This change is not observed for the high water level (d = 0.332 m). For this case, which corresponds to a high spring tide in the field, U_m is mainly offshore with a low velocity between 0 and 0.03 $m.s^{-1}$, with the exception of one value, when H_i = 0.100 m and T = 2.286 s on the middle of the seaward slip face of the bar, which cannot be considered as significant (0.0037 $m.s^{-1}$, a value very close to the ADV error margin).

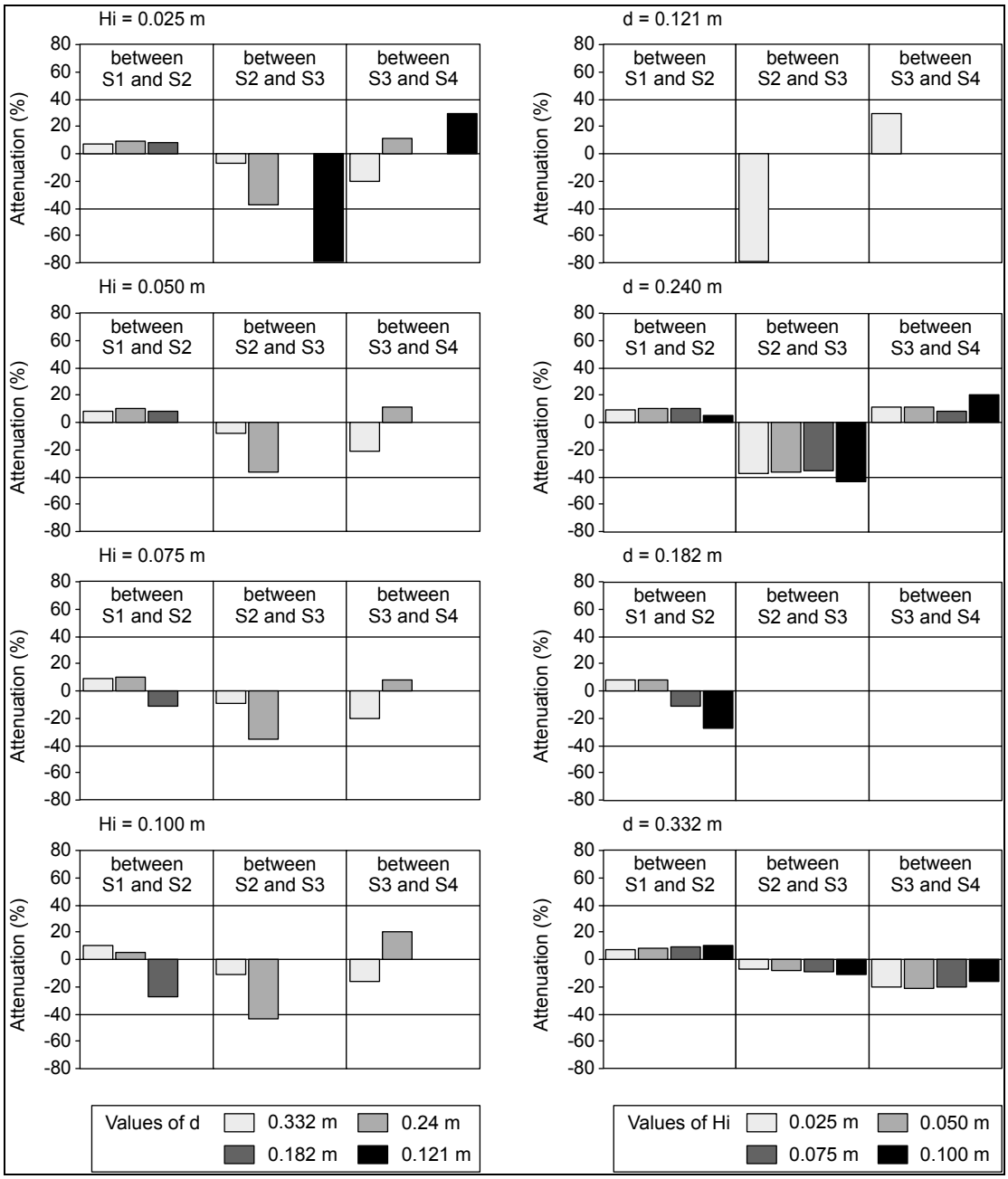


Fig. 5. Percentage of attenuation of the significant wave height from one wave staff to the next: the first column corresponds to the different H_i-inputs with shaded tones from black for d = 0.121 m to light grey for d = 0.332 m; the second column corresponds to the different d-inputs with shaded tones from light grey for H_i = 0.025 m to black for H_i = 0.100 m.

In the last water depth used in the wave tank (d = 0.121 m corresponding to high water level during neap tides), with H_i = 0.025 m, U_m is in the onshore direction, and undergoes a clear increase from the middle to the upper part of the seaward face.

The ratio between the significant wave height (H_s) and the local water depth (d) determines the separation between the shoaling and the surf zones. Fig. 6 represents U_m-

data as a function of the local relative wave height (H_s / d). The breaker zone is considered as starting when H_s / d exceeds 0.3 (Masselink *et al.*, 2006). Visual observations show that a large majority of the recordings in the surf zone corresponded quite clearly to this criterion. This ratio is lower (close to 0.25) for two points (Fig. 6) located in the upper part of the seaward face during high energy conditions.

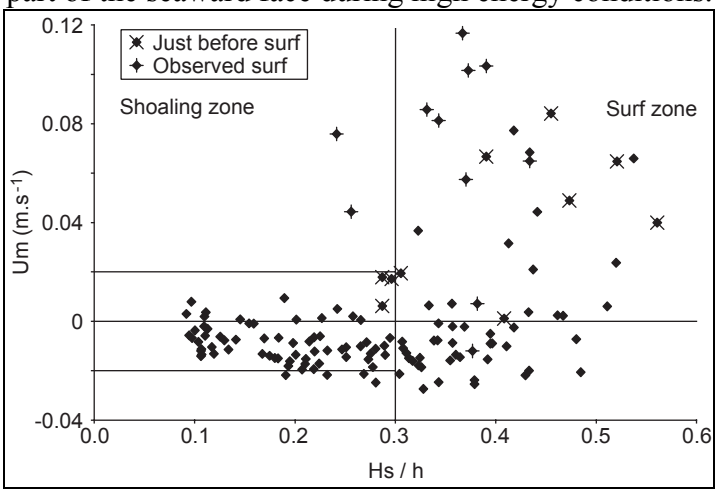


Fig. 6. U_m ($m.s^{-1}$) versus H_s / d.

Two distinct areas of the velocity recordings, separated by H_s / d = 0.3, can be identified: (1) the shoaling zone shows low U_m ranging from 0.03 $m.s^{-1}$ for offshore flows to 0.02 $m.s^{-1}$ for onshore flows; (2) the surf zone is characterized by U_m values higher in the onshore direction by up to 0.12 $m.s^{-1}$ than in the offshore direction, the latter values not exceeding 0.03 $m.s^{-1}$. 42.7 % of the data points are in the surf zone for 57.3 % in the shoaling zone. In the surf zone, 46.9 % of the points are onshore, while 67.4 % in the shoaling zone are offshore-directed.

Fig. 7 shows the relationship between the maximum orbital velocity and the local relative wave height (H_s / d) (Fig. 7-A and 7-B). The same evolution of U_{onmax} as a function of the local relative wave height is observed for the recordings identified as being in the surf zone as for the other points. The general tendency is an increase of U_{onmax} as a function of H_s / d. This increase is more or less linear (y = 0.57 x with R^2 = 0.65). The behaviour of U_{offmax} shows a clear change from H_s / d = 0.3. In the shoaling zone (H_s / d < 0.3), the maximum values of U_{offmax} are controlled by H_s / d, and limited by the straight line y = 0.7x, but inside the surf zone, the maximum offshore velocity seems limited, with values never exceeding 0.21 $m.s^{-1}$.

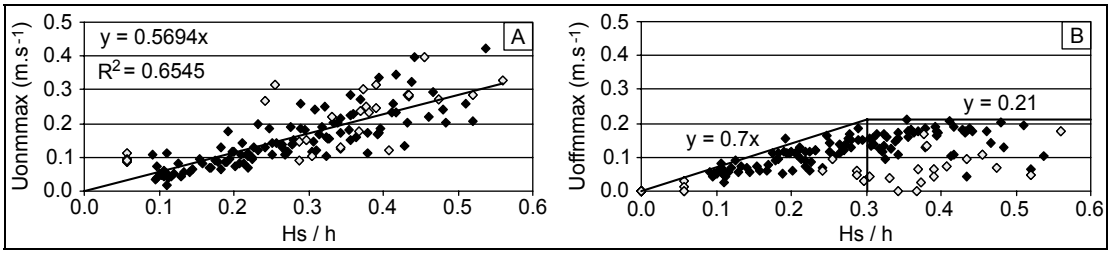


Fig. 7. U_{onmax} (A) and U_{offmax} (B) ($m.s^{-1}$) as a function of H_s / d ($m.s^{-1}$). The grey boxes correspond to surf or just before surf observed during the recordings.

The relationship between U_m and the current asymmetry highlights a threshold evolution (Fig. 8). Actually, there is no recording under a wave asymmetry of 0.4, so that U_{onmax} values are never under 0.7 U_{offmax}. Starting from a current asymmetry of 0.6, U_m values start to increase in the onshore direction, and beyond a wave asymmetry of 0.7, U_m values are only onshore-directed. This indicates that when $U_{onmax} > 1.5\ U_{offmax}$, U_m values start to change direction with an onshore-directed acceleration, and when $U_{onmax} > 2.3\ U_{offmax}$, U_m is directed onshore only with high values. U_m becomes higher when the asymmetry becomes more important. This indicates that U_{onmax} and U_{offmax} intensities are very different, as depicted earlier in Fig. 7.

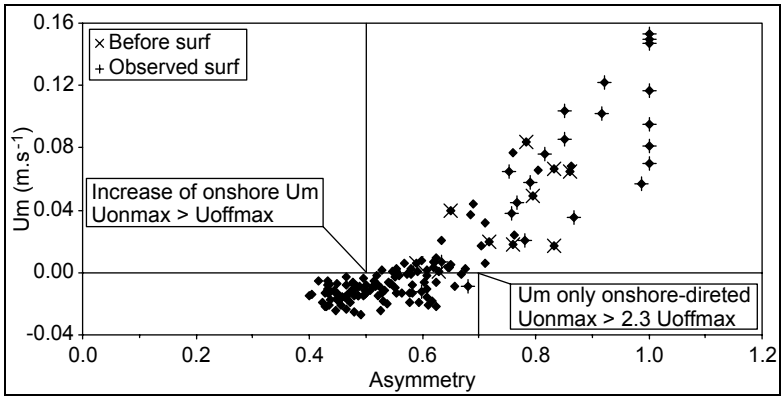


Fig. 8. U_m ($m.s^{-1}$) versus current asymmetry.

Discussion

The impact of the bar on significant wave height is clearly observed in this model. The recordings indicate a wave height increase on the middle of the seaward bar face generated by shoaling processes just before wave breaking. An important wave height decrease in the upper part of the seaward face is observed in the surf domain. The attenuation becomes higher when the water depth decreases and the incident wave height increases. This area probably extends to the lower part of the seaward face for extreme incident wave heights. Shoreward of the bar, two scenarii are observed. In the first case, attenuation continues after the bar for the configuration corresponding to the maximum water depth values (d = 0.332 m). In the second, when water depth decreases, the bar topography induces wave breaking earlier in the model scale, contributing to the generation of a large surf zone that can extend beyond the bar crest. In these cases, the wave heights recorded by S4 are slightly higher than those by S3 due to the re-formation of waves after crossing the crest of the bar. This type of wave behaviour is generally observed on beaches with multiple bars, with a succession of breakpoints located on the crests and seaward slopes of the intertidal bars (Davidson-Arnott, 1981; Hardisty and Laver, 1989; Masselink, 2004).

Some recordings were identified as being located in the surf zone during the experiment by visual estimation. In these cases, the ratio H_s / d, lower than 0.3, does not allow for classification of these points in the surf zone. This shows that the border between the shoaling and surf zones, even in a wave tank, is not easy to define without

recourse to specific methods such as video imagery that enable decomposition of the water movement.

The mean cross-shore currents generated by waves are also conditioned by the morphology of the bar. The direction and the velocity of these currents are linked to the wave domain (surf or shoaling). Actually, the currents are mainly offshore-directed in the shoaling zone with very low velocities between -0.03 and 0.02 $m.s^{-1}$. After the breaker line, the mean currents can remain offshore-directed with very low velocities (never exceeding 0.03 $m.s^{-1}$) or can become onshore-directed, with accelerations that depend on increases of the local relative wave heights (H_s / d). Furthermore, maximum onshore and offshore velocities indicate two distinct behaviour patterns between the shoaling and the surf zone (Fig. 7). While the maximum onshore velocity continues to increase with local relative wave height, the maximum offshore velocity stops increasing when H_s / d exceeds 0.3 (in the surf zone), and strongly decreases after wave breaking. This imbalance provokes a strong current asymmetry. When this imbalance becomes too important (when $U_{onmax} > 2.3\ U_{offmax}$), the mean current becomes exclusively onshore-directed, as shown in Fig. 8.

It is generally accepted in the literature and in sediment transport models that in the shoaling zone, waves induce onshore currents, and in the surf zone, offshore currents, the latter called undertow (Osborne and Greenwood, 1992a, b). In the surf zone in field conditions, three types of currents can be observed: (1) bed return flows, (2) rip currents and (3) longshore currents. The only type of surf zone current that could be observed in the wave tank experiment were bed return flows, which correspond to a segregation of mean flows, with onshore-directed currents above the wave trough level and offshore-directed flows below.

The results obtained during this experiment are in contradiction with these premises. Concerning the shoaling zone, some studies (conducted *in-situ*) indicate offshore currents during the majority of the tidal cycle, as on the barred intertidal beach of Leffrinckoucke on the North Sea (Reichmüth, 2003), notably during storm conditions. At the top of the bar of Agon, onshore currents were recorded 5 cm above the bed in the surf zone in up to 0.75 m water depth. As water depth increases, the cross-shore current direction becomes seaward. This behaviour has been observed by Aagaard *et al*., (2004) with relatively weak seaward-directed undertows and landward sand transport in the surf zone. These specific cases can be explained by a specific morphological context, notably the influence of local topography. Aagaard and Greenwood (1999) highlight the fact that the sediment transport model is only valid in the case of seaward-directed bed return flows. In the case of horizontally segregated mean currents (cell circulation), these mean currents are directed onshore over bars/shoals (weak undertows as a function of the relative wave height and the small seaward bar slope) and offshore in rip channels, and the net sediment transport will be directed onshore in shallow water. However, cell circulation will occur in the case of three-dimensional bar topography but not in the case of linear bars (Aagaard *et al*., 1998; Aagaard *et al*., 2004). However, Anthony *et al*. (2004) highlight a clear correlation between the local relative wave height (H_s / d) and the cross-shore currents from in-situ recordings. These cross-shore currents were weak (between +0.05 and -

0.05 $m.s^{-1}$) away from the breaker zone, but became stronger and offshore-directed near the breaker zone, but always in the shoaling domain.

A laboratory study realised by Ting (1994) compared the surf zone turbulence between a plane beach and a barred beach and indicated that the wave profiles in the surf zone were significantly altered on a barred beach. This study indicated that this type of morphology reduced the magnitude of undertow in the inner surf zone. In a more recent study, Longo and Petti (2004) observed, during experiments on spilling breakers in a wave flume, an offshore current (undertow) below the mean water level, which compensated the mass flux of waves on a uniform slope (1:20) model in Plexiglas.

These contradictions are a source of interrogation, but they do underline the role of the presence of a bar. As Masselink (2004) pointed out, the processes responsible for onshore bar migration in the surf zone have received only scant attention in the literature. This case of onshore bar migration may occur when asymmetric bores exceed the bed return flow (Faria *et al*., 2000) as observed under low waves (Sunamura and Takeda, 1984) and gentle bed gradients (Aagaard *et al*., 2002).

The comparison between our results and the literature highlights different points that could provide explanations for these two opposite cross-shore current behavioural patterns. First of all, the material used for the model bar was foam and its permeability corresponds to that of coarse sand and gravel, which favours infiltration and could reduce the bed return flows. To avoid infiltration losses, Longo and Petti (2004) used, for instance, Plexiglas to model the beach. Finally, as the results were obtained in a wave flume, the predominance of onshore currents in the surf zone could be explained by compensation of the onshore mass flux under the model bar for an offshore current direction. This system permits simulation of the offshore currents in rips channels for three-dimensional bar topography (Aagaard *et al*., 1998; Aagaard *et al*., 2004) and indicates the importance of water circulation in the trough on the current direction on the seaward face of the bar. This hydrodynamic context is favourable to the onshore migration of the bar during storm events. The wave currents become stronger and essentially onshore directed, and the compensation of the mass flux is not effected by undertows but via the trough located behind.

Conclusions

The flume experiment carried out in this study highlights various aspects on waves and flows over an asymmetric bar such as the megatidal bar of Agon:

(1) Attenuation of the significant wave height induced by the topography is essentially observed in the middle and the upper parts of the seaward face of the bar. For neap tide conditions combined with high-energy events, this area of attenuation extends to the lower part of the seaward face. This attenuation is the result of the wave breaking induced by the diminution of the water depth along the bar.

(2) The behaviour of the mean currents is related to the wave domain (shoaling or surf zone). The weak water depth correlated with a limitation of the amplitude of U_{offmax}

but not of U_{onmax}. It results in a strong current asymmetry, with currents that become essentially onshore-directed and with high velocities in the surf zone.

(3) The quasi-absence of undertows in the surf zone, in spite of onshore mass flux, requires a compensation which is effected by the free water circulation under the bar in the model, with also a weak contribution of flows within the model form due to its permeability. In the field, this pattern indicates the importance of water evacuation by the trough on the seaward face of the bar and the effect of a coarse grain in generating 3D water circulation effects even if the bar morphodynamic behaviour is exclusively 2D.

Acknowledgements

This work was supported by the Conseil Régional de la Basse-Normandie. We thank Laurent Benoît for his help during the experiment. Thanks to Edward Anthony for his help and his constructive comments.

Reference list

Aagaard T, Black KP, Greenwood B. 2002. Cross-shore suspended sediment transport in the surf zone: a field-based parameterization. *Marine Geology* **185**: 283-302. DOI: 10.1016/S0025-3227(02)00193-7

Aagaard T, Davidson-Arnott R, Greenwood B, Nielsen J. 2004. Sediment supply from shoreface to dunes: linking sediment transport measurements and long-term morphological evolution. *Geomorphology* **60**: 205-224. DOI: 10.1016/j.geomorph.2003.08.002

Aagaard T, Greenwood B. 1999. Directionality of cross-shore sediment transport in the surf zone under high-energy conditions. *Proceedings of Coastal Sediments '99* Vol. 2: 1003-1018.

Aagaard T, Nielsen J, Greenwood B. 1998. Suspended sediment transport and nearshore bar formation on a shallow intermediate-state beach. *Marine Geology* **148**: 203-225. DOI: 10.1016/S0025-3227(98)00012-7

Anthony EJ, Levoy F, Monfort O. 2004. Morphodynamics of intertidal bars on a megatidal beach, Merlimont, Northern France. *Marine Geology* **208**: 73-100. DOI: 10.1016/j.margeo.2004.04.022

Balouin Y, Howa H, Michel D. 2001. Swash platform morphology in the ebb-tidal delta of the Barra Nova inlet, South Portugal. *Journal of Coastal Research* **17(4)**: 784-791.

Carpentier G. 2006. Etude expérimentale des effets de perméabilité des soubassements de structures soumises à l'action de la houle. PhD thesis, Université de Caen – Basse Normandie, Caen.

Carter RWG. 1988. Coastal Environments – An introduction to the Physical, Ecological and Cultural Systems of Coastlines. Academic Press: London

Davidson-Arnott RGD. 1981. Computer simulation of nearshore bar formation. *Earth Surface Processes and Landforms* **6**: 23-34. DOI: 10.1002/esp.3290060104

Faria AFG, Thornton EB, Lippmann TC, Stanton TP. 2000. Undertow over a barred beach. *Journal of Geophysical Research* **105**: 16999-17010. DOI: 10.1029/2000JC900084.

FitzGerald DM. 1984. Interactions between the ebb-tidal delta and landward shoreline: Price inlet, South Carolina. *Journal of Sedimentary Petrology* **54**: 1303-1318.

FitzGerald DM. 1988. Shoreline erosional-depositional processes associated with tidal inlets. In Aubrey, D.G. and Weishar L. (eds.), *Lecture notes on coastal and estuarine studies: Hydrodynamics and sediment dynamics of tidal inlets*. New York, Spinger-Verlag, 29: 186-224.

Gaudiano DJ, Kana TW. 2001. Shoal bypassing in mixed energy inlets: geomorphic variables and empirical predictions for nine South Carolina Inlets. *Journal of Coastal Research* **17(2)**: 280-291.

Greenwood B, Davidson-Arnott RGD. 1979. Sedimentation and equilibrium in wave-formed bars: a review and case study. *Canadian Journal of Earth Sciences* **16**: 312-332.

Hardisty J, Laver AJ. 1989. Breaking waves on a macrotidal barred beach: a test of McGowan's criteria. *Journal of Coastal Research* **5**: 79-82.

Hayes MO. 1975. Morphology and sand accumulation in estuaries. In: Cronin, L.E. (ed.), *Estuarine Research*. Academic Press, New York, vol. 2: 3-22.

Hayes MO. 1980. General morphology and sediment patterns in tidal inlets. *Sedimentary Geology* **26**: 139-156. DOI: 10.1016/0037-0738(80)90009-3

Hine AC. 1979. Mechanisms of berm development and resulting beach growth along a barrier spit complex. *Sedimentology* **26**: 333-351. DOI: 10.1111/j.1365-3091.1979.tb00913.x

Kana TW. 1995. Signatures of coastal change at mesoscales. *Proceedings of Coastal Dynamics '95*: 987-997.

Kroon A, Masselink G. 2002. Morphodynamics of intertidal bar morphology on a macrotidal beach under low-energy wave conditions, North Lincolnshire, England. *Marine Geology* **190**: 591-608. DOI: 10.1016/S0025-3227(02)00475-9

Levoy F, Anthony EJ, Monfort O, Larsonneur C. 2000. The morphodynamics of megatidal beaches in Normandy, France. *Marine Geology* **171**: 39-59. DOI: 10.1016/S0025-3227(00)00110-9

Longo S, Petti M. 2004. Velocity measurements under broken waves and bores. *Proceedings of the 29th International Conference on Coastal Engineering '04* Vol. 1: 305-317.

Masselink G. 2004. Formation and evolution of multiple intertidal bars on macrotidal beaches: application of a morphodynamic model. *Coastal Engineering* **51**: 713-730. DOI: 10.1016/j.coastaleng.2004.07.005

Masselink G, Kroon A, Davidson-Arnott RGD. 2006. Morphodynamics of intertidal bars in wave-dominated coastal settings – A review. *Geomorphology* **73**: 33-49. DOI: 10.1016/j.geomorph.2005.06.007

Oertel GF. 1972. Sediment transport of estuary entrance shoals and the formation of swash platforms. *Journal of Sedimentary Petrology* **42**: 858-868.

Osborne PD, Grennwood B. 1992a. Frequency dependent cross-shore suspended sediment transport. 1. A non-barred shoreface. *Marine Geology* **106**: 1-24. DOI: 10.1016/0025-3227(92)90052-J

Osborne PD, Grennwood B. 1992b. Frequency dependent cross-shore suspended sediment transport. 2. A barred shoreface. *Marine Geology* **106**: 25-51. DOI : 10.1016/0025-3227(92)90053-K

Reichmüth B. 2003. Contribution à la connaissance de la morphodynamique des plages à barres intertidales, approche expérimentale, Côte d'Opale, Nord de la France. PhD thesis, Université du Littoral Côte d'Opale, Dunkerque.

Reichmüth B, Anthony EJ. 2005. Morphodynamic mobility of intertidal bars on a macrotidal 'ridge and runnel' beach, Dunkerque-Est, Cote d'Opale, Northern France. 5th International Conference on Coastal Dynamics 2005. Barcelona, Spain. 11-15 April 2005. *CD-ROM of proceedings of the Coastal Dynamics '05 Conference*.

Reichmüth B, Anthony EJ., 2007. Tidal influence on the intertidal bar morphology of two contrasting macrotidal beaches. *Geomorphology*, in press. DOI: 10.1016/j.geomorph.2007.01.015.

Robin N, Levoy F. 2005. Morphodynamics of bars on the ebb delta of a megatidal estuary (Normandy, France). 5th International Conference on Coastal Dynamics 2005. Barcelona, Spain. 11-15 April 2005. *CD-ROM of proceedings of the Coastal Dynamics '05 Conference*.

Robin N, Levoy F. 2007. Rythmes et étapes de formation d'une flèche sédimentaire à crochets multiples en environnement mégatidal. *Zeitschrift für Geomorphologie*. Vol.51

Sha LP. 1989. Sand transport patterns in the ebb-tidal delta off Texel inlet, Wadden Sea, The Netherlands. *Marine Geology* **86**: 137-154. DOI: 10.1016/0025-3227(89)90046-7

Smith JB, FitzGerald DM. 1994. Sediment transport at the Essex River inlet ebb-tidal delta, Massachusetts, USA. *Journal of Coastal Research* **10(3)**: 752-774.

Sunamura T, Takeda I. 1984. Landward migration of inner bars. *Marine Geology* **60**: 63-78. DOI: 10.1016/0025-3227(84)90144-0

Ting FCK. 1994. Laboratory study of surf-zone turbulence on a barred beach. *Proceedings of the 24th International Conference on Coastal Engineering* Vol. 3: 2712-2725.

Wijnberg KM, Kroon A. 2002. Barred beaches. *Geomorphology* **48**: 103-120. DOI: 10.1016/S0169-555X(02)00177-0

Wright LD, Short AD. 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine Geology* **56**: 93-118. DOI: 10.1016/0025-3227(84)90008-2

Chapitre IX : Présentation du cadre général de l'archipel de St Pierre et Miquelon

Chapitre IX

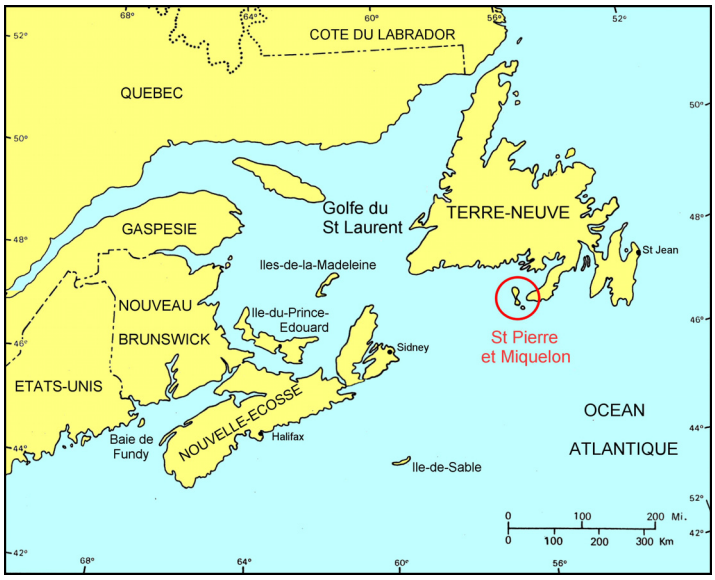
Présentation du cadre général de l'archipel de St Pierre et Miquelon

I. Situation géographique

« L'archipel des onze milles vierges » découvert par João Alvares Fagundes en 1520 puis colonisé en 1535 par Jacques Cartier, se localise à l'embouchure du golfe du St Laurent au large des côtes canadiennes, plus précisément à 22 km de la côte méridionale de Terre-Neuve (Figure.158). Ce minuscule archipel que la France conserve en Amérique du Nord se situe entre 46°45' et 47°09' de latitude nord, et 56°05' et 56°25' de longitude ouest. Sa position est donc comparable à celle de Nantes en latitude. Malgré l'éloignement qui le sépare de la métropole et les nombreuses dominations anglaises par le passé, l'archipel est devenu territoire français depuis 1816, soit près de 300 ans après sa colonisation. Après avoir été département d'Outre-Mer, St Pierre et Miquelon a obtenu le statut de collectivité territoriale de la République française par la loi du 11 juin 1985.

L'archipel est composé de plusieurs îles dont les trois principales sont St Pierre, Miquelon et Langlade (Figure.158), ainsi que d'une multitude de rochers inhabitables aux noms pittoresques (le Gros nez, les Canailles,…). La superficie de l'archipel est de 242 km^2, dont 213 km^2 uniquement pour Miquelon-Langlade. Ce groupement d'îles repose sur un plateau sous-marin portant le nom de banc de Miquelon, limité à l'Est par le banc de Plaisance, à l'Ouest par le chenal de l'Hermitage, au Nord par celui de l'île Verte et au Sud par le chenal de la sonde. Entre les îles et la côte de Terre-Neuve, la profondeur de la mer ne dépasse pas 200 mètres et vers l'Ouest, il faut aller très au large pour trouver des fonds supérieurs à 100 mètres.

L'allongement Nord-Sud de Miquelon sur 44 km, lui confère presque 200 km de développement côtier assujettis aux attaques climatiques et aux facteurs hydrodynamiques particulièrement sévères dans ces régions au climat rigoureux. Ces deux îles sont reliées par un isthme bas, long de 12 km. C'est l'un des plus spectaculaires tombolo français par sa forme et sa longueur. C'est sur cet isthme que vont se focaliser des investigations dans le cadre de ce mémoire.



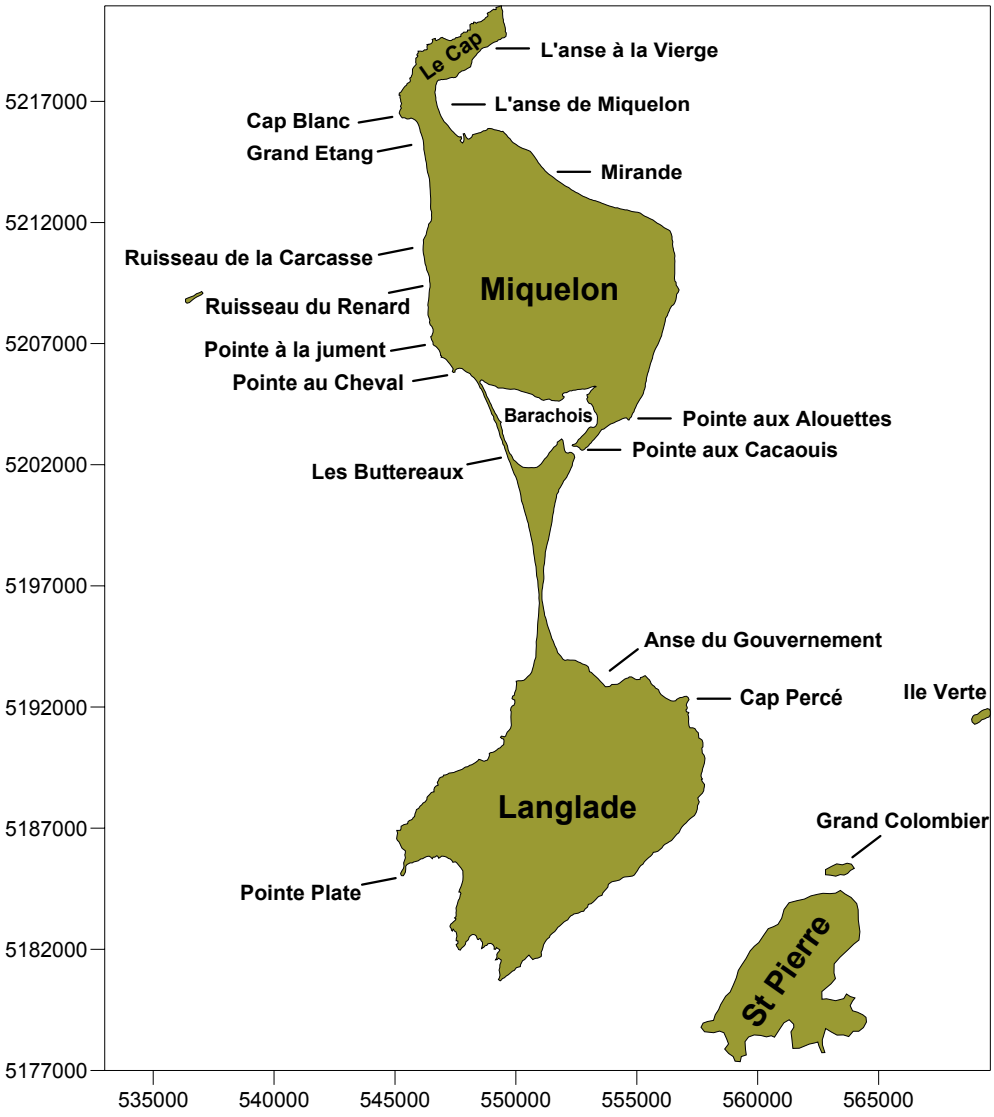


Figure 158: Localisation et présentation de l'archipel de St Pierre et Miquelon.

II. Cadre morphologique de l'archipel de Miquelon-Langlade

II.1 Les grands ensembles géologiques

Les premières missions géologiques ont été conduites par Aubert de la Rüe au milieu du vingtième siècle. Ce scientifique fut le premier à s'intéresser aux roches de cet archipel, et à dresser une première carte des différentes unités géologiques (Figure.159). Ainsi, Aubert de la Rüe (1951) put dénombrer lors de ses visites, trois unités : (1) une série métamorphique précambrienne recoupée par des intrusions de granodiorites et diorites ; (2) des roches volcaniques, d'âge précambrien; (3) un ensemble sédimentaire incluant une série cambrienne.

Des études plus récentes (Lepvrier *et al*., 1993 ; Rabu *et al*., 1993a, b ; 1994 et 1996) ont permis de poursuivre ces recherches et de les parfaire grâce aux techniques nouvelles de datation, ainsi qu'à une meilleure connaissance du contexte régional. Grâce à ces nouvelles études, quatre unités principales ont put être reconnues dans l'archipel.

• Le groupe du Cap de Miquelon : Il s'agit d'un ensemble métamorphique. Cette unité est visible dans la partie Nord de Miquelon, au niveau de la presqu'île du Cap. Ce groupe se composant de métagrauwackes, est recoupé par deux massifs de pluton dioritique et granidioritique, l'un au-dessus de l'Anse à la Vierge, l'autre au Cap Blanc. Des analyses géochronologiques sur des zircons de la granodiorite du Cap Blanc indiquent un âge de 615 $^{+}/_{-}$ 14 Ma.

• Le groupe de St Pierre : Il s'agit d'un ensemble de roches volcaniques acides composées essentiellement de rhyolithes sous forme de falaises très diaclasées. Les termes mafiques (coulées sous-marines de basaltes et de brèches) sont subordonnés, et n'existent que dans la partie inférieure de la séquence où ils sont recoupés par des dykes basaltiques. Des analyses géochronologiques ont également été entreprises et indiquent un âge de 581 $^{+}/_{-}$ 12 Ma. Ils sont donc indépendants du plutonisme du Cap de Miquelon.

• Un ensemble de roches sédimentaires localisé principalement sur Langlade dont il forme 80 % des côtes de l'île. La base de cet ensemble est attribuée au Protérozoïque terminal et son toit au Cambrien moyen.

• Enfin un quatrième ensemble volcanoclastique repose en discordance sur les formations sédimentaires. Cet ensemble est rapporté au Dévono-Carbonifère.

La géologie des îles de St Pierre et Miquelon est directement liée à celle de la région Nord-Est Américaine. Plusieurs zones se distinguent suivant l'histoire géologique (le bouclier Canadien, la zone de Humber, la zone de Dunnage, la zone de Gander, la zone d'Avalon et le bouclier Gondwanien). L'archipel de St Pierre et Miquelon est localisé dans la zone d'Avalon et plus particulièrement dans la partie appelée Fortune comprenant un système d'arc insulaire et de bassin d'arrière arc**.**

Si on compare ces unités avec le contexte géologique des différentes régions de l'Avalon, des similitudes apparaissent. A Terre Neuve, les roches volcaniques du groupe de Marystown (Srong *et al.*; 1978) sont lithologiquement proches de celles du Groupe de St Pierre et dans la même position stratigraphique. Toutefois, ce groupe apparaît légèrement plus âgé que le Groupe de St Pierre.

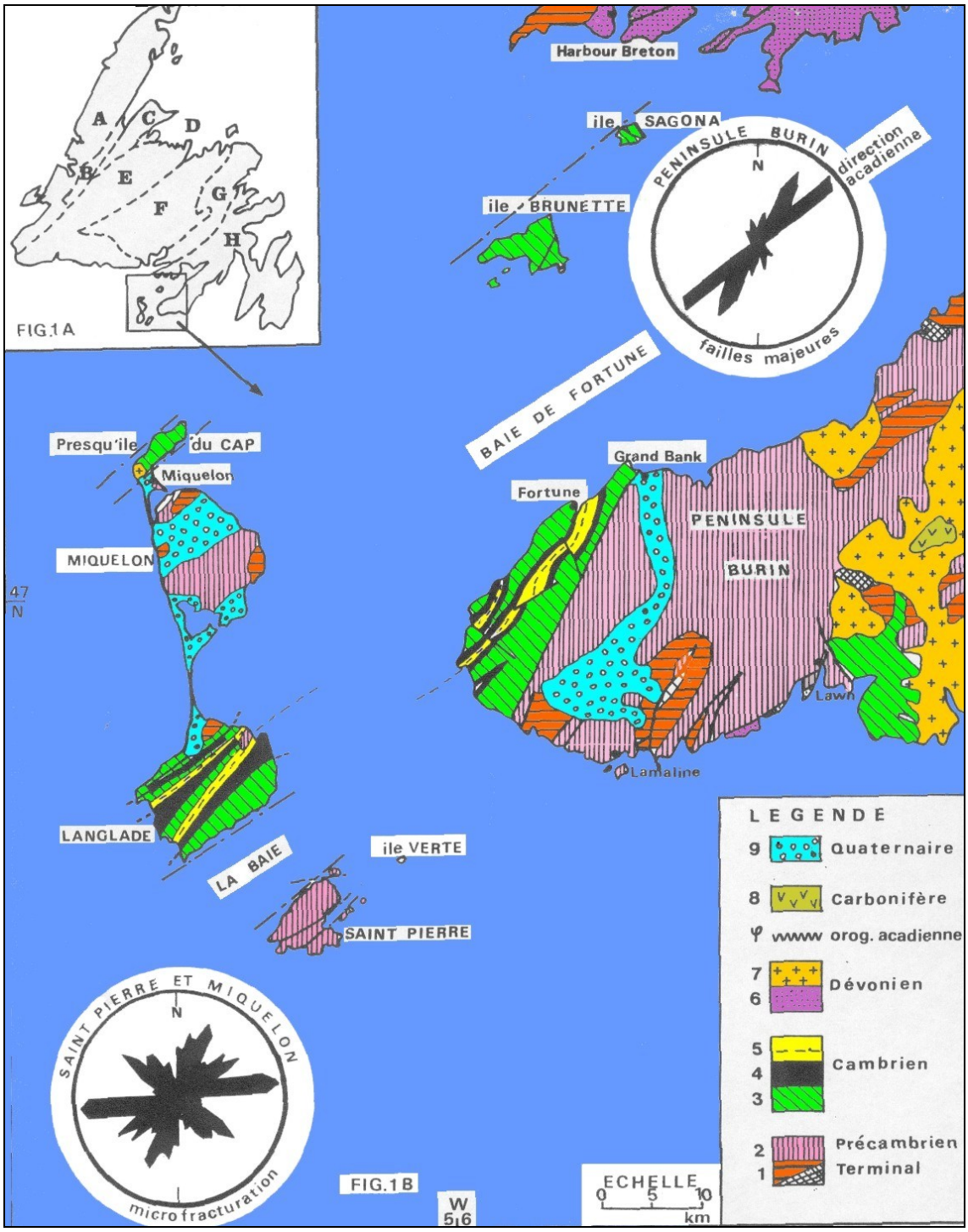


Figure 159: Géologie de l'archipel de St Pierre et Miquelon et sa région (Aubert de la Rüe, 1951; O'Brien *et al.*, 1977).

II.2 L'histoire quaternaire de l'archipel

Du fait de sa localisation, l'archipel de St Pierre et Miquelon a été recouvert par les différentes avancées des langues de l'inlandsis Laurentidien. Le dernier recouvrement est daté du Wisconsinien supérieur (-18000 B.P) (Fulton, 1989). Durant cette dernière glaciation, l'archipel est parcouru par un glacier provenant de Terre-Neuve et qui s'avance vers le Sud. Le début du réchauffement climatique provoque des changements importants du niveau marin, ainsi que des phénomènes isostatiques qui touchent l'ensemble du Canada et ses régions limitrophes. La chronologie est la suivante :

Il y a 20000 ans, l'extension de la couverture glaciaire est donc maximale (Shaw *et al.*, 2006) (Figure.160). Toutes les régions canadiennes sont recouvertes ainsi que St-Pierre et Miquelon. L'épaisseur de la glace sur le continent atteignait 1000 à 2000 m suivant les régions et provoque un enfoncement de la croûte continentale de plusieurs centaines de mètres. A cette époque, le niveau marin devait probablement être pour la région de Terre-Neuve et de St Pierre et Miquelon, 40 m supérieur au niveau actuel (Bell *et al.*, 2003) (Figure.160).

Entre 18000 et 12000 ans, la déglaciation s'amorce. La couverture glaciaire est encore présente sur Terre Neuve, mais sous forme d'un lobe individualisé. Cette fonte des glaces libère un poids très important de la lithosphère qui réagit avec un rebond post-glaciaire. Celui-ci se fait ressentir sur le niveau marin touchant Terre-Neuve puisqu'il subit une régression locale de 60 m en 2000 ans (correspondant à un ordre de grandeur de 3.5 cm/an entre 14000 et 12000 ans) malgré le contexte transgressif général de cette période (Bell *et al.*, 2003). D'après Rabottin (1990), des niveaux de plages perchées attestent que le relèvement isostasique post-glaciaire, nul à St Pierre, doit atteindre 5 m au Nord de Langlade et 10 m pour le Cap de Miquelon. L'archipel est aussi concerné par le recul de la couverture glaciaire vers le Nord. Ce recul progressif dépose sur le plateau continental une masse importante de matériaux morainiques (la granulométrie de ces matériaux est hétérogène, du silt au bloc décamétrique). Ce dépôt est associé probablement à des moraines latérales localisées sur les flancs des langues glaciaires, créant des reliefs détritiques lors de leur recul. La position actuelle des îles de Miquelon et Langlade suivant un axe méridien est essentielle par rapport à l'écoulement global des glaciers venant et se retirant vers le Nord.

Il y a 12 000 ans, la disparition de la couverture glaciaire est observée dans la région de Terre-Neuve (Shaw *et al.*, 2006). Le niveau marin aux abords de Terre-Neuve reste stable. Il serait proche de l'isobathe 20 mètres. Les îles de Miquelon-Langlade seraient alors exondées et entourées d'une importante quantité de sédiments mise en place lors du retrait des langues glaciaires.

Depuis 8000 ans, le niveau marin augmente de façon continue et régulière pour atteindre le niveau actuel (Figure.161). De plus, il semblerait qu'à partir de cette période, la vitèsse de remontée du niveau marin soit supérieure au taux isostasique,

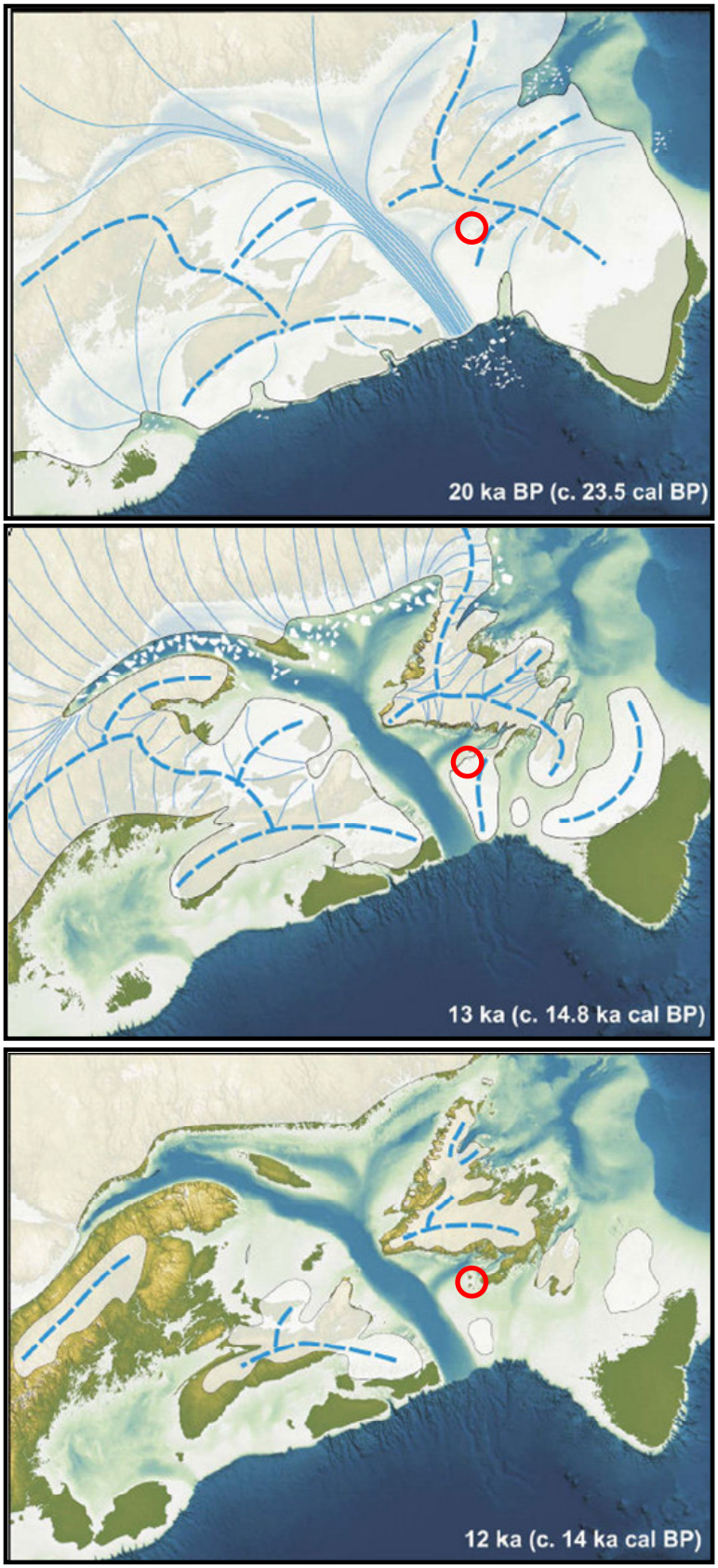


Figure 160: Recul de la position des glaciers au Canada au Quaternaire (Shauw *et al.*, 2006). Les pointillés figurent l'axe de retrait des glaciers.

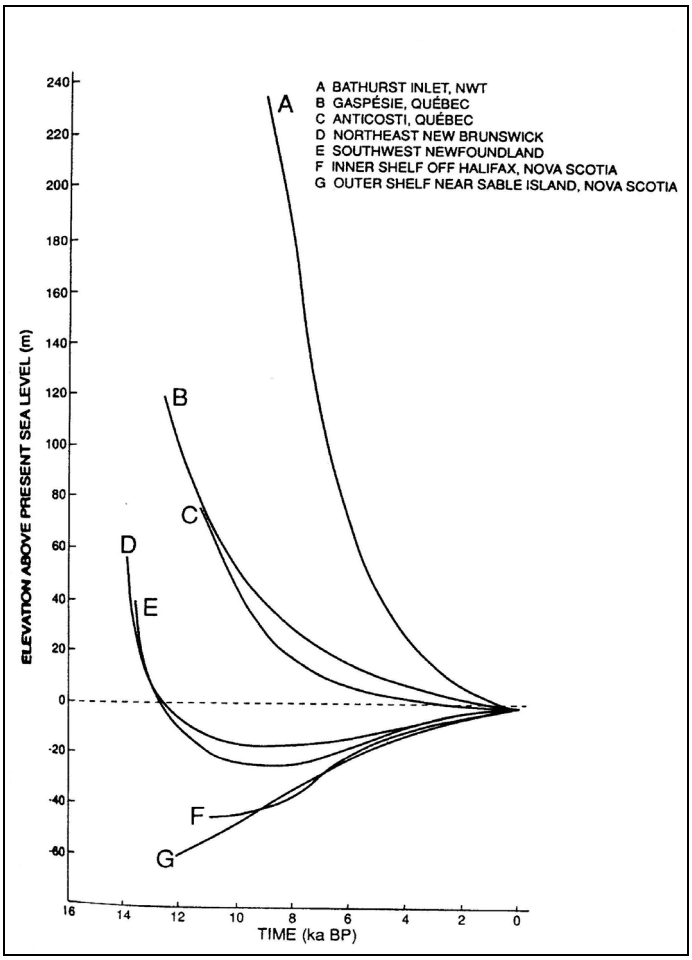


Figure 161: Variation du niveau marin par rapport à l'actuel, la courbe (E) concernant Terre-Neuve est estimée représentative de St Pierre et Miquelon (Carter & Woodroffe, 1994).

plaçant ainsi l'archipel en période transgressive. Le rebond post-glaciaire actuel serait sensiblement nul au abord de l'archipel. Cette hypothèse est discutable du fait d'une grande variabilité de ce phénomène d'une région à l'autre.

Ces conditions glaciaires ont contribué au façonnement du paysage, caractérisé par des substrats rocheux polis ou striés, un adoucissement du relief (le point le plus haut de l'archipel situé à Miquelon, est à 240 m) et diverses morphologies glaciaires et peri-glaciaires. Le passage des inlandsis a laissé également, après leur retrait du plateau continental, une très grande quantité de sédiments remobilisables qui sert aujourd'hui de stock sédimentaire pour le façonnement des littoraux meubles.

II.3 Morphologie du littoral

II.3.1 Localisation et description des cordons littoraux

Le littoral de Miquelon-Langlade est caractérisé par de nombreux cordons littoraux. Ils isolent souvent des étangs et zones lagunaires essentielles pour la survie de l'écosystème locale. Les plus étendus sont ceux du Grand Etang de Miquelon et du Grand Barachois (Figure.158).

Ces cordons littoraux sont formés de galets, de graviers et de sables, dans des proportions variables, suivant leurs orientations par rapport aux facteurs hydrodynamiques, notamment la houle. Ils possèdent une hauteur inférieure à 5 m. Les principaux cordons sont :

- Les Buttereaux, nom donné au cordon formant la frontière ouest du Grand Barachois (Figure.162). Il est long de 3,6 km et large de 70 m au Nord, et atteint au maximum 150 m en son centre. Il constitue la branche nord-ouest du tombolo reliant Miquelon à Langlade. Les différentes entités géomorphologiques le constituant, ainsi que son évolution spatiale et temporelle sont étudiées en détail dans la suite de ce chapitre.

Figure 162: Le cordon des Buttereaux.

- Le cordon du Grand Etang sur la côte nord ouest de Miquelon, relie celle-ci à la presqu'île du Cap en formant un tombolo (Figure.163). De faible hauteur, il est parfois franchi par les vagues de tempêtes lors des fortes marées. Il est long de 4 km et large en moyenne de 250 m. Il est constitué de sables et de graviers sans réel classement granulométrique. Il subit l'agitation des houles de secteur ouest. La partie supérieure est

colonisée par une végétation basse qui a tendance à freiner l'érosion éolienne. D'un point de vue dynamique, le cordon est stable au Nord car il est maintenu par les formations rocheuses du Cap. Par contre, ailleurs, il subit un déplacement important vers l'intérieur de l'île en réduisant la superficie de la lagune, compromettant ainsi l'aquaculture (Péchon, 1989). Ce déplacement sur la période 1952-1985 est de 50 m, soit en moyenne un recul de 1.6 m/an (Rabottin, 1989). Cette évolution est attribuée aux conditions de tempêtes pendant lesquelles les vagues franchissent le cordon en entraînant le matériel de l'océan vers l'intérieur du Grand Etang. Ceci est confirmé par la couverture végétale qui est entrecoupée en certains endroits par des épandages de tempêtes.

Figure 163: Le cordon du Grand Etang de Miquelon.

- Enfin, la côte est de Miquelon, comprend le plus grand nombre de cordons littoraux. On peut en dénombrer au moins quinze, de tailles très différentes, dont le plus important est celui qui borde l'Etang de Mirande long de 3,5 km (Figure.164). Ils sont tous extrêmement fragiles et vulnérables vis à vis des conditions climatiques et hydrodynamiques locales. La rupture du cordon de Mirande entre 1962 et 1964 et la tendance, depuis plusieurs dizaines d'années, au recul de l'ensemble de ces cordons en témoignent. Cette fragilité s'explique à la fois par leur faible hauteur (2 m en moyenne au-dessus des hautes mers) associée à une faible largeur. Un amaigrissement de leurs formes est de plus en plus constaté. Ainsi, nombreux sont les cordons littoraux qui ont disparu ou qui sont sur le point de céder.

Figure 164: Cordon de Mirande sur la côte est de Miquelon.

A l'exception du Nord-Ouest de Langlade où un deuxième cordon littoral s'est récemment édifié et où la tendance évolutive actuelle paraît être à l'accrétion, toutes les côtes basses de Miquelon-Langlade sont en érosion. Cette dynamique a été accentuée dans le passé par une extraction de granulats dans les cordons, aujourd'hui contrôlée et réduite, favorisant leur destruction.

II.3.2 Les autres entités constituant le littoral de Miquelon Langlade

Les secteurs morainiques (Figure.165): L'île de Miquelon est en majeure partie ceinturée de falaises morainiques d'une hauteur maximum de 15 à 20 m. Il s'agit notamment de l'ensemble de la partie ouest de l'île, entre le Grand Etang et le Grand Barachois. L'exposition aux houles dominantes les fragilise. Ces falaises en érosion possèdent une pente très raide, affectée par l'écroulement sporadique de gros paquets de tourbe, issus de leur sommet, sur l'estran. En effet, dans les parties les plus exposées (entre le ruisseau de la Carcasse et le ruisseau du Renard) (Figure.158), le recul du rivage atteint 0.80 m/an et 0.10 m/an pour les zones les moins exposées (Rabottin, 1989). Ainsi, la route a du être déplacée par deux fois vers l'Est en raison d'un risque trop important d'affaissement.

Sur l'île de Langlade, le recul des secteurs morainiques reste modéré. C'est au Nord-Est de l'île, au niveau de l'anse au Gouvernement que le recul est le plus marqué. Il est de l'ordre de 0,30 m/an. Tous les autres secteurs littoraux de Langlade constitués de massifs morainiques sont en très légère érosion.

Figure 165: Secteur morainique sur la côte ouest de Miquelon.

Les falaises rocheuses (Figure.166): Les quelques affleurements rocheux de la côte Ouest de Miquelon ne semblent pas touchés par l'érosion de façon significative. Ils servent de point d'ancrage aux cordons littoraux. Il arrive qu'ils soient isolés ou reliés au rivage par de petites bandes de matériaux meubles.

Le littoral de Langlade est constitué en majeure partie par ce type de falaises. Elles ont une hauteur supérieure à 50 m. Ces escarpements subissent peu l'érosion, excepté quelques pointes rocheuses telles que Pointe Plate qui se retrouvent de plus en plus isolée du littoral (Figure.158).

Figure 166: Côte à falaise au Sud-Est de Langlade.

En conclusion, l'archipel de St Pierre et Miquelon connaît une érosion généralisée de son littoral. Cette érosion affecte essentiellement les côtes basses, menaçant l'existence de certaines lagunes, ainsi que les secteurs constitués de dépôts morainiques.

II.4 La disponibilité en matériaux

II.4.1 Le stock morainique

Des quantités considérables de matériels détritiques d'origine glaciaire, fluvio-glaciaire ou glacio-marine ont été épandues sur l'actuel plateau continental autour de St Pierre et Miquelon du fait du retrait des langues de l'inlandsis terre-neuvien au début du Wisconsinien moyen (Cuq *et al*., 1994).

Malgré le contexte transgressif de cette période, la remobilisation a été possible grâce au relèvement isostatique provoqué par la libération du poids de la glace. De ce fait, le sédiment disponible est resté souvent maintenu dans une tranche d'eau soumise à l'agitation. Ceci s'est traduit par un apport important à la côte de matériaux qui se déposèrent pour constituer des cordons littoraux et isoler de nombreuses lagunes. Ces apports de matériaux sont également probablement à l'origine de la formation des tombolos reliant Miquelon et Langlade, ainsi que Miquelon au Cap dans la partie nord de l'archipel. Une fois le relèvement glacio-isostatique terminé, les sédiments se sont retrouvés, pour partie, hors de portée de l'action des houles provoquant une réduction de l'apport sédimentaire provenant du plateau continental.

II.4.2 Une alimentation terrigène directe négligeable

Les roches constituant l'archipel sont fortement consolidées et indurées. Ces propriétés sont dues à une diagenèse poussée des roches sédimentaires et au caractère très siliceux des roches volcaniques et métamorphiques. Malgré une forte résistance de surface, ces roches possèdent une intense fracturation interne provoquée par des contraintes tectoniques intenses subies par le passé. Les nombreux plans de fractures, joints subverticaux et lignes de failles qui sont de véritables points de faiblesse pour la roche favorisent l'action du gel aussi bien au niveau macroscopique que microscopique (Daigneault, 2002). Le processus de gélifraction est prédominant dans le contexte géographique étudié et les roches sont soumises à au moins trois processus (Pissart, 1987) à savoir :

- l'éclatement du au gel de l'eau emprisonnée dans les pores de la roche.

- la gelifission, qui agit sur des roches préalablement micro fissurées. La pression du front de gel est transmise à toutes les parois de la fissure remplie d'eau, distribuant les efforts.

- l'écaillage ou la succion cryogénique, se rencontre dans un contexte de roche tendre et perméable. Lorsqu'un front de gel pénètre dans la roche, l'eau non gelée est aspirée vers ce front. Parallèlement à la surface de pénétration du front de gel, des

lentilles de glace de ségrégation se développent, fragilisant les blocs rocheux à la périphérie.

Les roches volcaniques, fournissent essentiellement des grandes dalles métriques (coulées de rhyolite, ignimbrites). Les roches sédimentaires présentes exclusivement à Langlade libèrent des blocs quadrangulaires de 30 à 50 cm (quartzite, grès rouge et grès argileux) tout comme les roches métamorphiques qui genère des métagrauwakes de même taille. Cependant, cette fragmentation n'est pas assez développé et ne libère que des blocs de grandes tailles, dont la mobilisation est difficile, voire impossible par les agents hydrodynamiques. Par conséquent, l'érosion des falaises rocheuses apporte peu de matériels au système sédimentaire actuel.

Les formations morainiques constituent également une source de sédiments. Ces formations, qui ceinturent une partie de Miquelon, peuvent atteindre exceptionnellement des hauteurs de 15 à 20 m. Elles sont relativement vulnérables au sapement marin et au ruissellement. Leur recul est de l'ordre de 0,30 m/an en moyenne (Rabottin, 1989). Toutefois, leur contribution au stock sédimentaire actuel est faible. Seuls les galets, en faible réduite, restent sur place formant ainsi des plages à galets, tandis que le matériel sableux et argileux constituant la matrice est expulsé du système par les courants induits par les vagues.

II.4.3 Des apports fluviatiles minimes

Les cours d'eau sont peu nombreux et de petites tailles du fait de la superficie des îles. Leurs débits très faibles (nuls en hiver) leur donnent une compétence réduite. Ils n'apportent donc qu'une quantité minime de sédiments à leurs embouchures. Leurs rôles sont secondaires, voire nuls, dans la fourniture de matériaux au système actuel.

II.5 Le rôle joué par le « pied de glace »

Lorsque la période hivernale s'installe sur l'archipel, le littoral change d'aspect sous l'influence des facteurs climatiques. Une couverture de neige recouvre les îles, et « un pied de glace » sur une partie du littoral se forme (Figure.167). Ce « pied de glace » est une ceinture d'eau de mer glacée alimentée principalement par les embruns et accessoirement par le gel d'eau douce provenant du suintement et du ruissellement continental. Il se forme au niveau de la haute mer et reste séparé des glaces côtières par une crevasse.

Figure 167: « Pied de glace » sur la côte ouest du Tombolo de Miquelon-Langlade (photo : R.Etcheberry).

Du fait de son positionnement, il ne subit pas l'action de la marée, mais joue un rôle extrêmement important dans la protection de la côte contre l'attaque des vagues de tempêtes. Ce « pied de glace » se forme essentiellement sur la partie est de l'archipel. La partie ouest, quant à elle, ne bénéficie que rarement de ce phénomène. En effet, l'agitation chronique sur cette façade rend plus difficile la formation de ce « pied de glace ».

Toutefois, l'existence d'un « pied de glace » sur une côte meuble n'a pas que des effets bénéfiques. En effet, lors du redoux printanier, il se disloque et se trouve entraîné le long du littoral par les courants côtiers. Le déplacement des blocs de glace laboure les plages et racle le matériel meuble provoquant un phénomène érosif important (Tricart, 1981). Ces matériaux érodés sont ensuite repris par les vagues, sont dispersés vers le large ou servent parfois de projectiles en tempête, ce qui augmente leur pouvoir érosif.

Cependant, cet impact lié à la dislocation du pied de glace est globalement mineur par rapport à la protection que celui-ci procure durant l'attaque agressive des houles hivernales.

III. Les conditions de forçages

Les principales données concernant les caractéristiques climatiques et houlographiques de l'archipel de St Pierre et Miquelon proviennent essentiellement de deux sources :

- La Météorologie Nationale dont la station est située sur l'île de St Pierre à une altitude de 10 m. Les données existantes couvrent la période 1990-1999.

- Un site Internet canadien « wind and wave climate atlas » destiné au transport maritime canadien. Ce site compile, dans différentes régions des eaux canadiennes, des enregistrements climatiques et hydrodynamiques provenant de réseaux de bouées, de capteurs sur bateaux cargo, ainsi que de télémesures depuis un satellite de la NOAA. Ces données sont antérieures à 1991 et couvre une large zone autour de l'archipel (EC9 : South West Coast). Le Service Hydrographique Canadien possède de nombreuses bouées houlographes dans leurs eaux nationales. Cependant, aucun instrument directionnel ne se trouve au voisinage de l'archipel. Les données générales d'agitation présentées dans ce mémoire restent donc indicatives.

III.1 Le contexte climatique

Le climat tempéré froid de l'archipel de St Pierre et Miquelon est sous l'influence direct :

- des masses d'air polaire continental des régions arctiques.

- des courants marins de Baffin ou du Labrador qui acheminent les eaux froides des régions arctiques vers le centre de l'Atlantique.

III.1.1 Les températures

La température moyenne annuelle de l'archipel est de 5,5°C. Les températures moyennes journalières s'échelonnent de -3,6°C pour le mois de février, le plus froid, à 15,7°C pour le mois d'août. Les températures négatives s'étendent de décembre à mars, mais seuls les mois de juillet, août et septembre sont supérieurs à 10°C. De plus, il faut souligner la constance des vents et le fort taux d'humidité (82%), qui ont pour conséquence d'aggraver les caractéristiques climatiques.

III.1.2 Les vents

La direction prédominante des vents est de secteur Sud-Ouest à Nord-Ouest (54%) (Figure.168). Ces secteurs sont prédominants durant toute l'année excepté durant le mois de mai où aucune direction n'apparaît dominante. Les vents sont généralement continus et d'une forte intensité. La vitesse moyenne est de 5,7 m/s, mais durant plus de 168 jours par an, les vents dépassent 16 m/s. De plus, il n'est pas rare qu'en hiver, le passage de profondes dépressions, voire des queues de cyclones tropicaux, provoquent des rafales supérieures à 50 m/s.

Le nombre de jours de gel est également un facteur important dans cette zone géographique. Les premières gelées apparaissent fin novembre et s'observent jusqu'en mars. Toutefois, il est exceptionnel que le gel affecte l'océan et crée une banquise.

secteur de provenance (degré)	vitesse du vent (m/s)			
	[2,8]	[9,16]	> 16	total
[10,30[	3.1	1.1	0.1	4.3
[30,50[	2.5	0.9	0.1	3.5
[50,70[	1.9	0.7	-	2.6
[70,90[	1.9	0.8	-	2.7
[90,110[	2.0	0.9	0.1	3.0
[110,130[	2.2	0.8	-	3.0
[130,150[	1.9	0.7	0.1	2.7
[150,170[	1.9	0.8	0.1	2.8
[170,190[	3.1	1.0	0.1	4.2
[190,210[	4.2	0.9	-	5.1
[210,230[	6.6	0.9	-	7.5
[230,250[	8.9	1.0	-	9.9
[250,270[	7.1	1.4	0.1	8.6
[270,290[	5.9	3.4	0.2	9.5
[290,310[	5.5	3.3	0.1	8.9
[310,330[	3.6	1.5	-	5.1
[330,350[	2.8	1.0	-	3.8
[350,10[	3.5	1.3	0.1	4.9
total	68.6	22.4	1.1	92.1

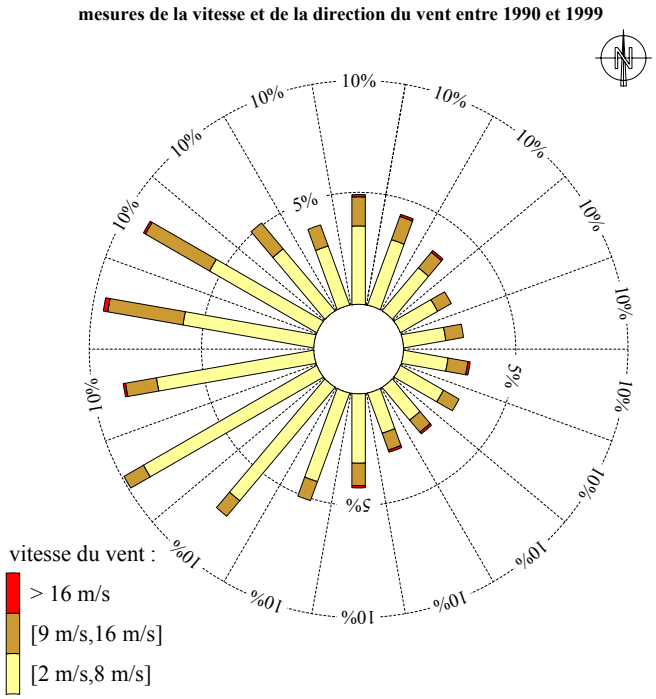


Figure 168: Répartition de l'intensité et de la direction des vents à St Pierre entre 1990 et 1999.

III.2 Le contexte hydrodynamique

III.2.1 La marée

Les calculs de la marée sur la zone de St Pierre et Miquelon sont effectués par le Service Hydrographique et Océanographique de la Marine. La marée de type semi-diurne, est caractérisée par un marnage en période de vive-eau moyenne légèrement inférieur à 2 m. L'environnement côtier est donc microtidal

Des mesures de courant de marée ont été réalisées dans la rade de St Pierre (Mancel *et al.*, 1988). Elles indiquent des vitesses qui ne dépassent pas 0.15 m/s, excepté à proximité du port où son accès est resserré. Par ailleurs, aucune mesure de courants n'est disponible le long du littoral de Miquelon-Langlade.

III.2.2 L'agitation

La direction des houles principales atteignant l'archipel est de secteur ouest à sud-ouest (55 %) (« wind and wave climate atlas ») (Figure.169). C'est durant la saison hivernale, de novembre à février, que l'archipel reçoit les houles les plus puissantes (50 % supérieures à 3 m et parfois supérieures à 7 m au large). La façade est de l'archipel est la plus abritée. Elle ne reçoit que 18 % des houles, généralement inférieures à 2 m. Ces directions de provenance des houles résulte de la position de l'archipel dans le Golfe du St Laurent. La façade ouest est exposée à un fetch de 400 km et le côté sud est

ouvert aux houles provenant de l'océan Atlantique. A l'opposé, la façade est, protégée par la péninsule de Burin (Terre Neuve) et la baie de Fortune, ne présente un fetch que de 22 km.

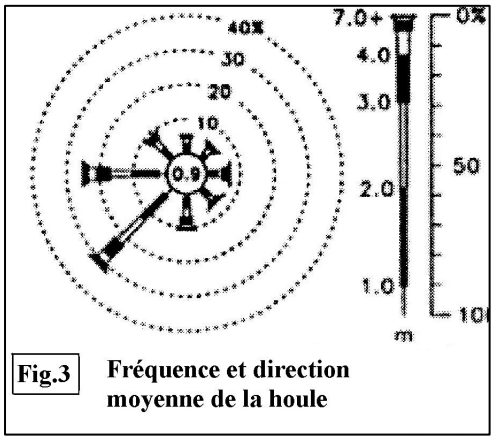


Figure 169: Hauteur significative et direction de l'agitation au large de l'archipel de St Pierre et Miquelon (ocean and waves).

III.2.3 Synthèse

Le milieu marin de l'archipel de St Pierre et Miquelon est méconnu. L'absence de données est liée à son enclavement dans les eaux canadiennes et son éloignement de la métropole. Néanmoins, il s'avère que le littoral étudié subit des conditions climatiques et hydrodynamiques rigoureuses, notamment pendant la longue période hivernale.

Ce manque de données peut paraître paradoxal au vu de la richesse morphologique de ces côtes. L'une des plus remarquable entité est l'isthme de Miquelon-Langlade. Ce tombolo est, par sa forme, ses dimensions et les différentes morphologies le constituant, unique en Atlantique Nord bien que les îles de la Madeleine situées à l'embouchure du Golfe du St Laurent présentent également des systèmes de tombolos (Owens, 1977 ; Owens & Mc Cann, 1980). Il se présente ainsi, comme l'une des formes sédimentaires les plus spectaculaires du territoire français.

IV. Caractéristiques morphologique de l'isthme de Miquelon-Langlade

Les observations réalisées lors des différentes campagnes de terrain ont permis d'acquérir de nouvelles connaissances sur la morphologie de l'isthme. Il est constitué de nombreuses entités aux morphologies différentes, à savoir :

IV.1 Le cordon des Buttereaux

Il forme la branche nord-ouest du tombolo reliant Miquelon à Langlade (Figures.158, 162 et 173). Il est long de 3.6 km et large de 70 m au Nord et jusqu'à 150 m en son centre. Cependant, au niveau du Point Kilométrique 16 (P.K 16), le cordon est large seulement de 50 m. L'altitude de ce cordon peut atteindre 20 m N.G.F, du fait de la présence de dunes appelées localement Buttereaux. Ces dunes subissent une érosion intense (côté maritime et lagunaire) dans la partie médiane du cordon, alors que celles localisées au Sud, situées plus à l'intérieur de l'isthme, sont très végétalisées et présentent peu ou pas de trace d'érosion. Le cordon est protégé, dans sa partie sud par un ouvrage en enrochements le long de la piste reliant Miquelon à Langlade. Plus au Nord, cette piste est située du côté de la lagune, protégée de l'attaque des tempêtes par le cordon dunaire.

L'analyse granulométrique du sédiment constituant les Buttereaux indique qu'ils sont constitués d'un sable moyen (D_{50} de 0,37 mm), bien trié, avec 70 % de leur masse comprise entre 0,31 mm et 0,50 mm.

IV.2 Les dunes linéaires internes

Ces cordons sont présents sur l'ensemble de la partie nord de l'isthme. Ils peuvent être dissociés en deux groupes :

• Les cordons possédant un dénivelé important, supérieur à 4 m et ayant un tracé rectiligne (Figure.170) Ils sont caractérisés par de fortes pentes (supérieur à 45°), souvent symétriques. Ils sont appelés cordons dunaires dans la suite de ce mémoire.

• De hauteur plus réduite (inférieur à 1.5 m), mais de forme identique aux cordons dunaires, des bourrelets dunaires linéaires et sub-parallèles entre eux sont très répandus sur l'isthme (+ de 70) (Figure.171).

Figure 170: Cordon dunaire interne sur le Nord de l'isthme de Miquelon-Langlade.

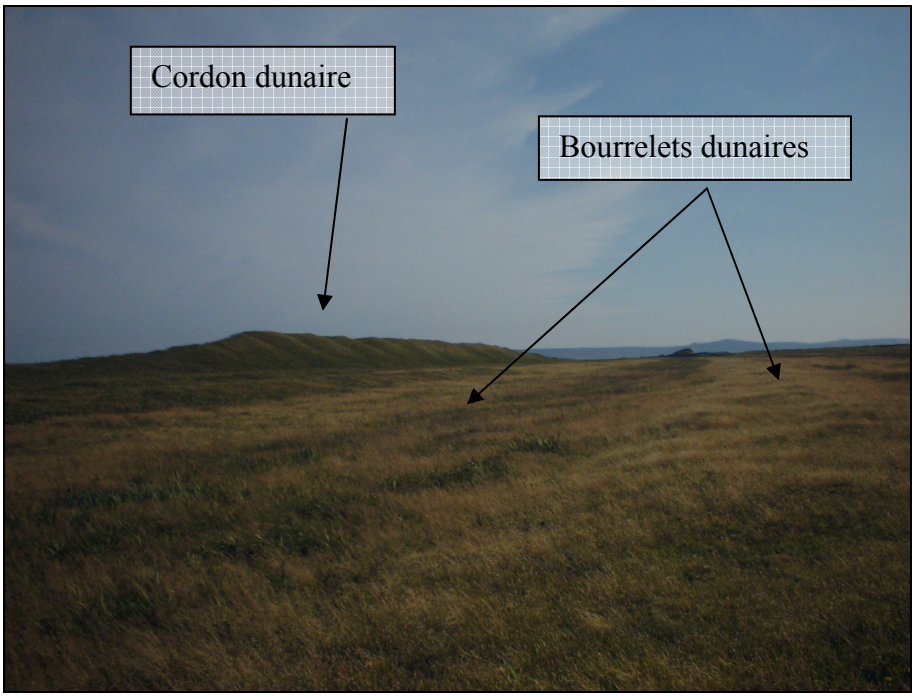


Figure 171: Cordons et bourrelets dunaires sur la côte est de l'isthme de Miquelon-Langlade.

L'ensemble de ces formes de dunes est végétalisée et peut être considérée comme relique. Entre ces morphologies, il y a des zones dépressionnaires dans lesquelles se développent des marais.

Leurs caractéristiques morphologiques sont proches de celles des « beach ridges » (Otvos, 2000), c'est à dire des cordons reliques, sub-parallèles à la côte, ayant été construits par l'action des houles, puis modelés par l'action éolienne. Les systèmes de « beach-ridges », sont de bons marqueurs de paléo-rivages du fait de leur faible migration « cross-shore ». Leur étude est essentielle pour la compréhension de la formation de l'isthme.

L'extrémité nord de ce système de « beach ridges » se prolonge sous forme d'une flèche jusqu'à la passe du Grand Barachois.

IV.3 La passe du Grand Barachois

Les passes qui donnent accès aux lagunes sont des endroits de forte énergie hydrodynamique, présentant par conséquent une intense mobilité sédimentaire. Celle-ci est contrôlée par un courant de marée (flot et jusant) traversant la passe à chaque cycle tidal. A son débouché à l'intérieur de la lagune, la passe du Grand Barachois est caractérisée par la présence d'un delta de flot très développé induit par les courants de remplissage. A l'inverse, le delta de jusant situé côté maritime est peu développé formant une simple barre sableuse longitudinale favorisant le déferlement (Figure.172).

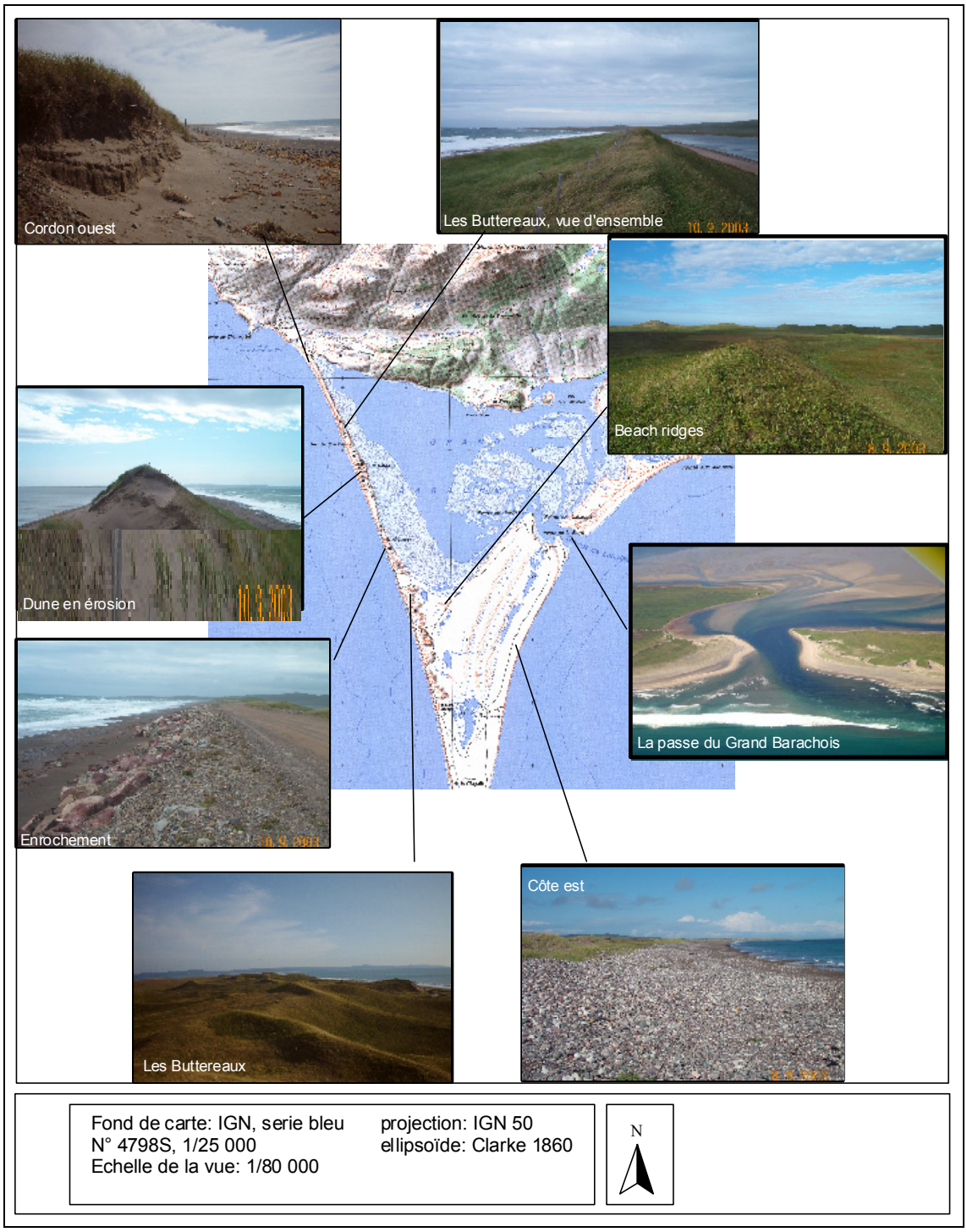


Figure 172 : Principales morphologies de l'isthme de Miquelon-Langlade.

IV.4 La partie nord de l'embouchure du Grand Barachois

La flèche de la Pointe aux Cacaouis au Nord-Est de l'isthme est longue d'environ 1800 m et large de 400 m (Figures.158 et 172). Elle est formée de crochets sédimentaires (environ 45) qui progressent vers le Sud-Ouest.

V.Synthèse générale et axes de recherche

• Une majeure partie des côtes basses de l'archipel apparaissent touchées par une érosion importante et chronique d'origine naturelle. Cette évolution met actuellement en péril leur existence. Ces côtes basses évoluant sous forme de cordons littoraux représentent souvent un enjeu majeur pour l'environnement ou pour des motifs socio-économiques.

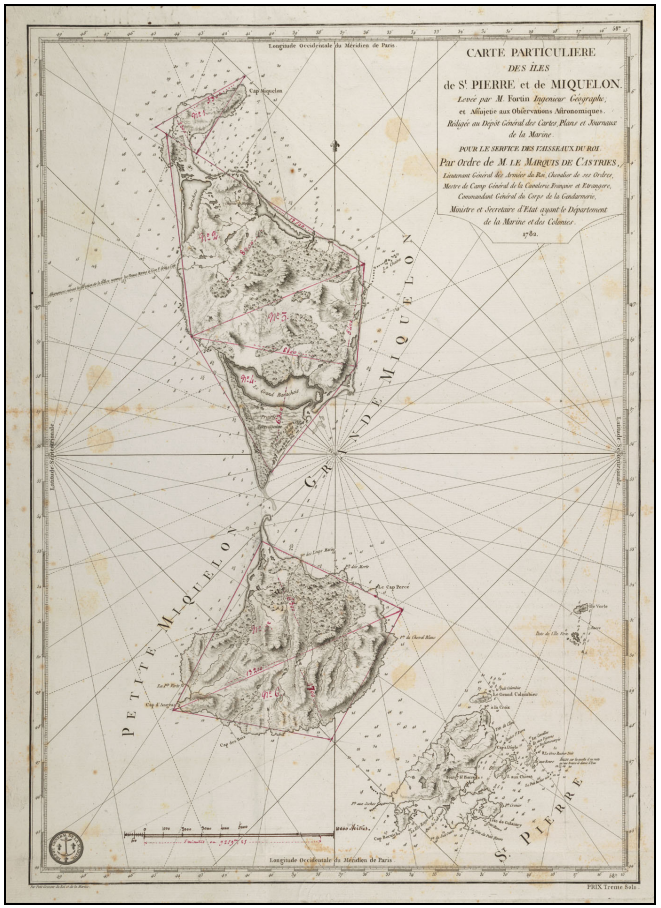
L'analyse et l'interprétation de photographies aériennes depuis cinquante ans, associée à des levés de la ligne de végétation effectuée à l'interface terre-mer vont permettre de mieux connaître les tendances évolutives du trait de côte sur les deux façades de l'isthme.

• L'évolution des côtes sableuses répond à des conditions hydrodynamiques spécifiques, néanmoins modulées par la plus ou moins grande disponibilité sédimentaire sur la zone d'étude considérée. Certaines formes littorales ont des développements différents selon l'influence respective de ces deux paramètres. Dans cette optique, il est nécessaire de mieux connaître d'une part, le fonctionnement hydrodynamique et d'autre part, le stock sédimentaire en présence.

Les caractéristiques hydrodynamiques sont étudiées grâce au déploiement d'un instrument de mesures sur la façade ouest, la plus énergétique de l'isthme de Miquelon-Langlade. Ces données vont permettre de modéliser la propagation de la houle afin de mieux comprendre l'évolution sur le long terme du trait de côte et sa réponse à des conditions de tempête. Les caractéristiques du disponible sédimentaire sont évaluées en prélevant des sédiments sur la côte et l'avant-côte, et en les analysant.

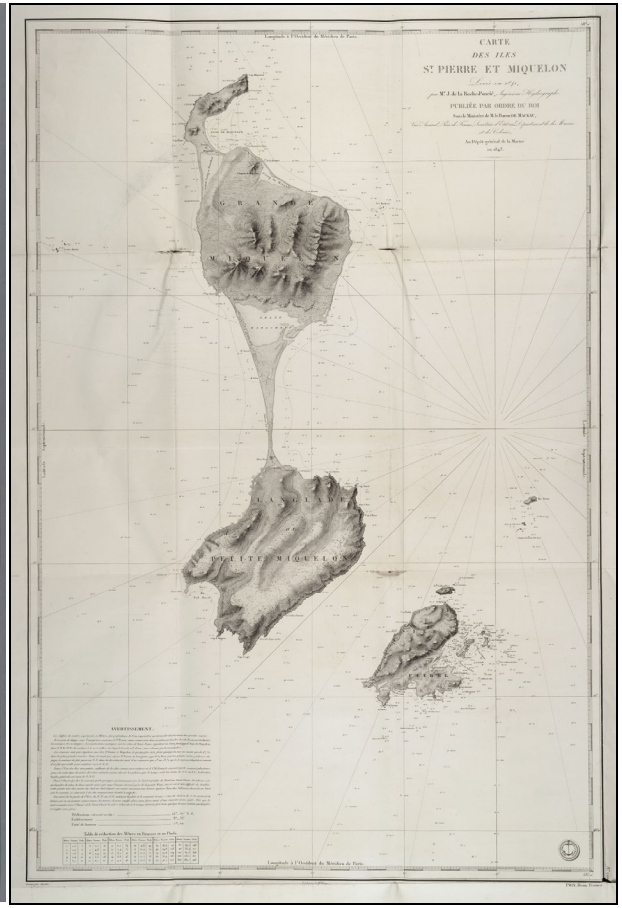
• L'isthme de Miquelon-Langlade est soumis à l'influence variable de nombreux facteurs dynamiques (notamment la houle, le vent, l'eustatisme et l'isostasie) qui ont contribué dans un premier temps à le construire, puis dans un deuxième temps, à le façonner. Cette histoire est perceptible grâce à la présence de nombreuses entités morphologiques différentes, bien distinctes, qui attestent d'une évolution complexe. Bien que son édification se soit probablement déroulée sur des pas de temps géologiques, la jonction totale entre les deux îles est probablement récente. Des anciennes cartes soulignent l'existence d'une passe sur la partie médiane de l'isthme en 1782. La fermeture de l'isthme serait vraiment effective en 1784 d'après la carte de De Kervegan (Figure.173). Il convient toutefois d'être prudent sur le réalisme de ces documents.

Le sens des transports sédimentaires est déterminé sur les deux façades sur la base d'une interprétation morphodynamique pour la façade est et par le biais de la modélisation numérique pour la partie ouest. Une analyse descriptive du paysage et des entités en présence est préalablement effectuée afin de tenter d'expliquer les différentes phases de la construction de l'isthme. Celle-ci est complétée par une recherche bibliographique sur l'histoire géologique de la région, en s'intéressant plus particulièrement à la dernière période post-glaciaire.



Fortin 1782

De Kervegan 1784



De La Roche Poncié 1841

Figure 173: Cartes anciennes de l'archipel de St Pierre et Miquelon.

Chapitre X : Evolution de l'isthme de Miquelon-Langlade

Chapitre X

Evolution de l'isthme de Miquelon-Langlade

Dans ce chapitre, l'évolution morphodynamique de la partie nord de l'isthme de Miquelon-Langlade est appréhendée sur une échelle de temps allant de l'année à la cinquantaine d'années. L'objectif est de préciser l'évolution globale du tombolo, en interprétant la dynamique du trait de côte sur des pas de temps de temps longs, en utilisant des paramètres morphométriques concernant les plages sur une échelle de deux ans.

Cette analyse se base sur des résultats obtenus à l'aide de méthodes et techniques complémentaires, adaptées à ce type d'étude, à savoir :

• L'exploitation de photographies aériennes verticales à l'aide d'un outil informatique de type Système d'Information Géographique (S.I.G) ;

• L'utilisation d'un GPS pour lever la position du trait de côte et les différentes morphologies du site ;

• La réalisation de profils ttopographiques ransversaux à l'aide d'un niveau de chantier ;

• Des prélèvements d'échantillons sédimentaires le long des deux façades.

Les recherches entreprises sur le site de l'isthme de Miquelon-Langlade se sont déroulées à partir de trois missions de terrains. Les deux premières ont eu lieu du 5 au 12 septembre 2003 et du 8 septembre au 15 octobre 2004. La troisième mission dans l'archipel a eu lieu entre le 24 août et le 27 septembre 2005.

I. Méthodologie

I.1 Acquisition des données sur l'évolution du trait de côte

L'interprétation des évolutions du trait de côte a pu être effectuée grâce à l'utilisation de photos aériennes verticales réalisées en 1949, 1985, 1990 et 2000 par l'Institut

Géographique National. Les données de 2003, 2004 et 2005 proviennent de levés au GPS de la ligne de végétation réalisés lors des missions dans l'archipel (Figure.174).

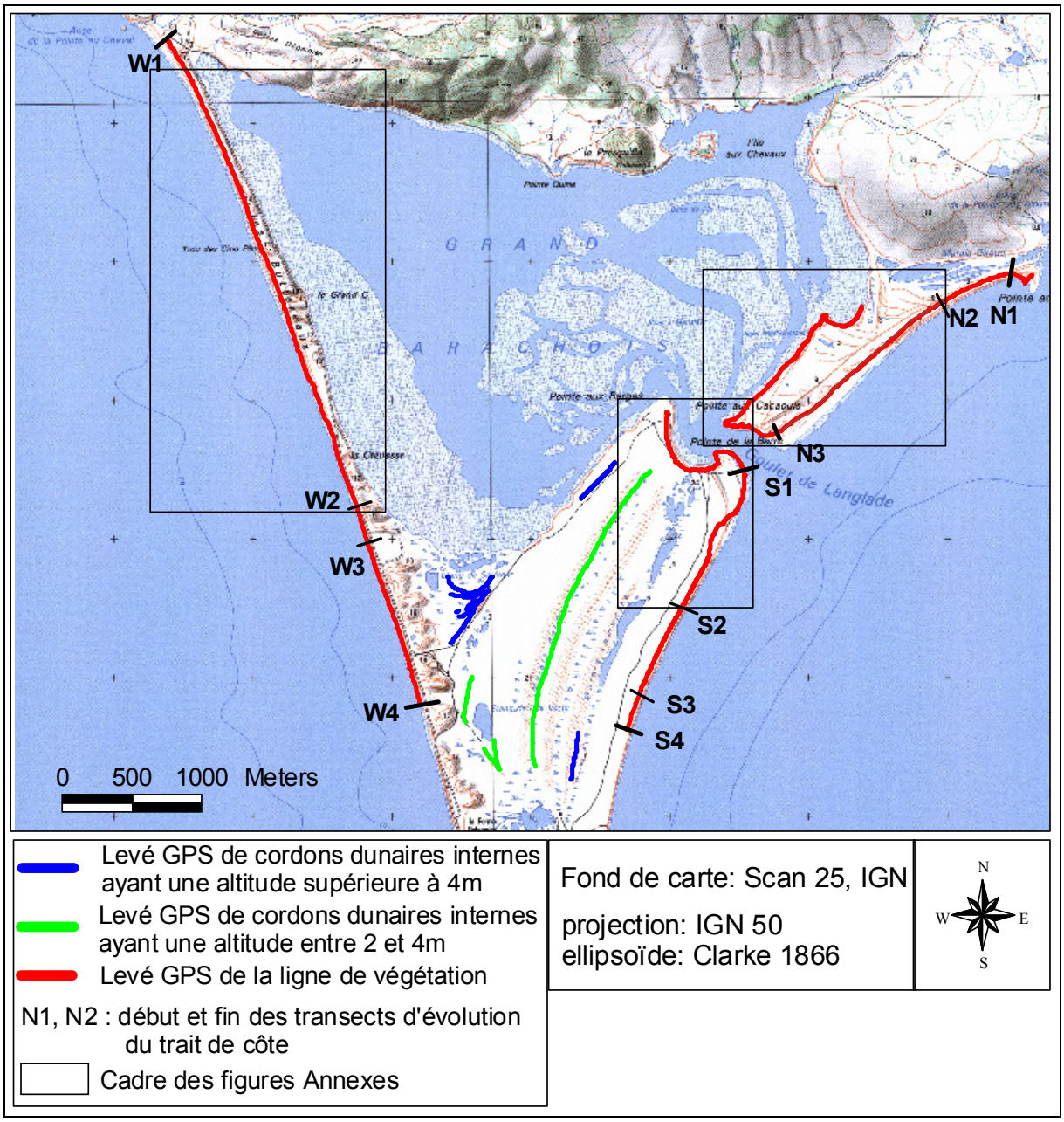


Figure 174: Localisation des levés au GPS de la ligne de végétation et des crêtes de cordons dunaires.

Afin d'exploiter de façon numérique les photographies IGN, le logiciel SIG Arc View a été utilisé. La méthodologie appliquée est identique à celle utilisée pour le site de la Pointe d'Agon (chapitre IV).

Des incertitudes sur les mesures doivent être considérées liées au géoréférencement des photographies et à la numérisation du trait de côte. L'imprécision sur la position du trait de côte est estimée à $^{+}/_{-}$ 10 m.

Lors de cette étude, la ligne de végétation est choisie comme l'indicateur pertinent de la position du trait de côte à un instant t.

Lors des campagnes de terrain, une première phase du travail a consisté à lever sur la côte est et ouest, la ligne de végétation à l'aide d'un GPS Trimble « GeoExporer II ». La précision du positionnement avec ce matériel est inférieure à 6 m ($^{+}/_{-}$ 3 m).

Une étude sur la totalité de l'isthme de Miquelon-Langlade à l'aide de photographies aériennes n'a pas été possible. Trois zones ont donc été retenues pour reconstituer l'évolution morphologique du tombolo (Figure.174) :

• La zone nord-ouest, interne (1949-2000) et externe (1949-2005) est assimilée plus communément aux Butteraux. Souvent citée dans la littérature (Cuq *et al*., 1994 ; Pechon, 1989 ; Rabottin, 1989 ; Robin, 2002), elle se distingue comme étant la partie la plus fragile de l'isthme.

• La zone nord-est (1949-2005), au Nord de la passe. Elle est caractérisée par un système de flèches sédimentaires recourbées vers l'intérieur de la lagune.

• La zone sud-est (1949-2005), au Sud de la passe. Elle est caractérisée par un système de cordons dunaires de faible hauteur, sub-parallèles entre eux formant un « beach ridge ».

▪ Morphologie des plages

La morphologie des plages a été étudiée en réalisant des profils topographiques transversaux sur les côtes est et ouest de l'isthme (10 profils sur la côte est de part et d'autre de l'embouchure du Grand Barachois et 5 sur la côte ouest) (Figure.174). Les profils sont levés lors de chacune des campagnes. Sur la façade est, une comparaison des différents profils est possible sur une période de deux ans (2003-2005). Sur la façade ouest, une comparaison entre les données de 2004 et 2005 est présentée. Les conditions de vent trop intenses lors de la première mission, en septembre 2003 n'ont pas permis d'effectuer des mesures. En raison de l'absence de repères pour caler l'altitude de ces profils, seule une comparaison morphologique est possible d'une année à l'autre. Celle-ci permet toutefois d'analyser l'évolution de la forme du profil des plages et d'en percevoir leur variabilité. La précision des mesures topographiques est estimée à $^{+}/_{-}$ 1 cm en altimétrie.

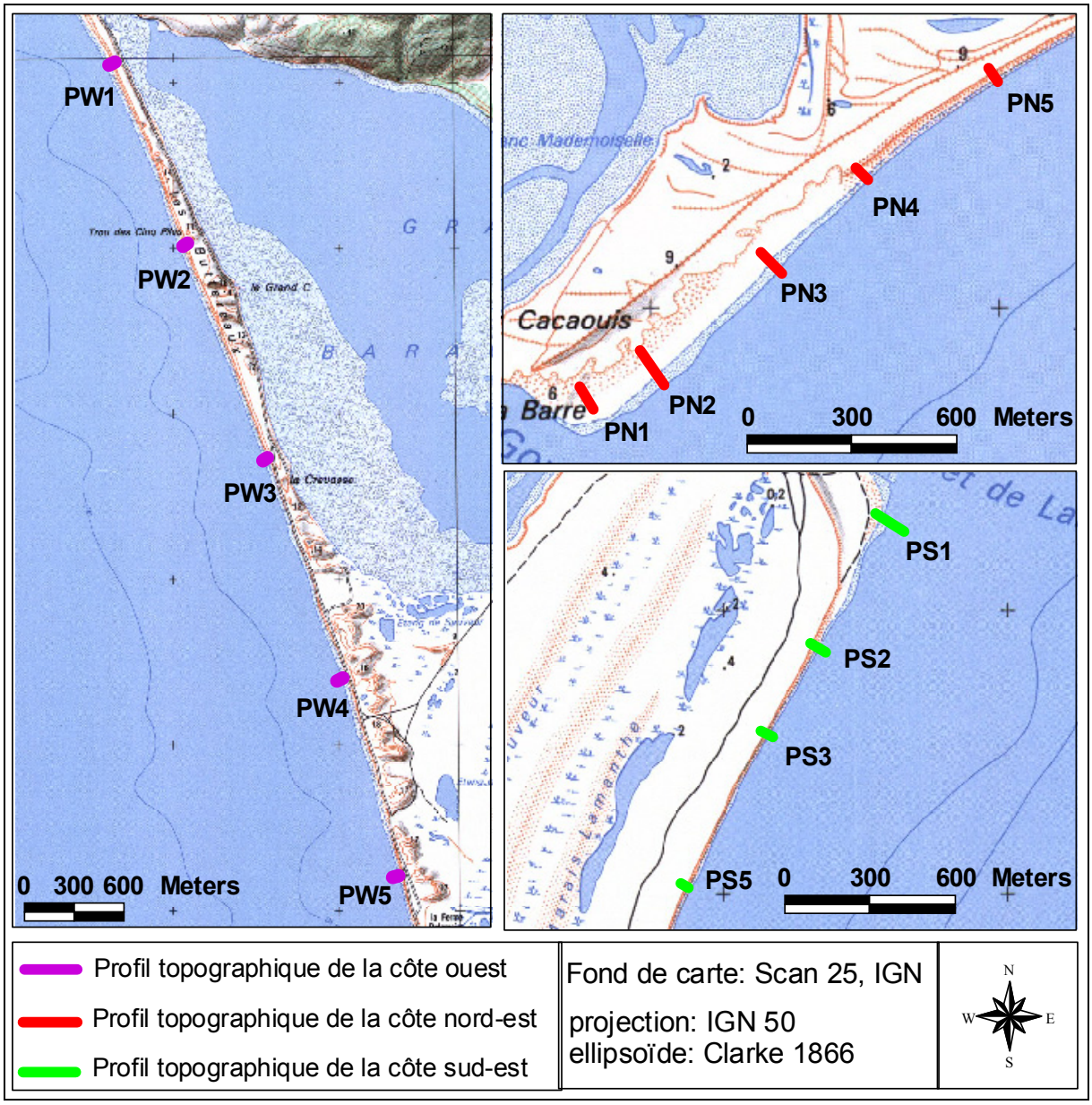


Figure 175: Localisation des profils topographiques.

- **Granulométrie de la plage.**

La granulométrie des sédiments permet de caractériser de manière relative les conditions énergétiques sur les zones d'étude. Ainsi, 19 échantillons ont été prélevés sur les côtes ouest et est, aux mêmes endroits à chaque mission, grâce à un positionnement par GPS (Figure.176). Les sédiments recueillis ont été analysés au laboratoire à l'aide d'une colonne à tamis de type AFNOR.

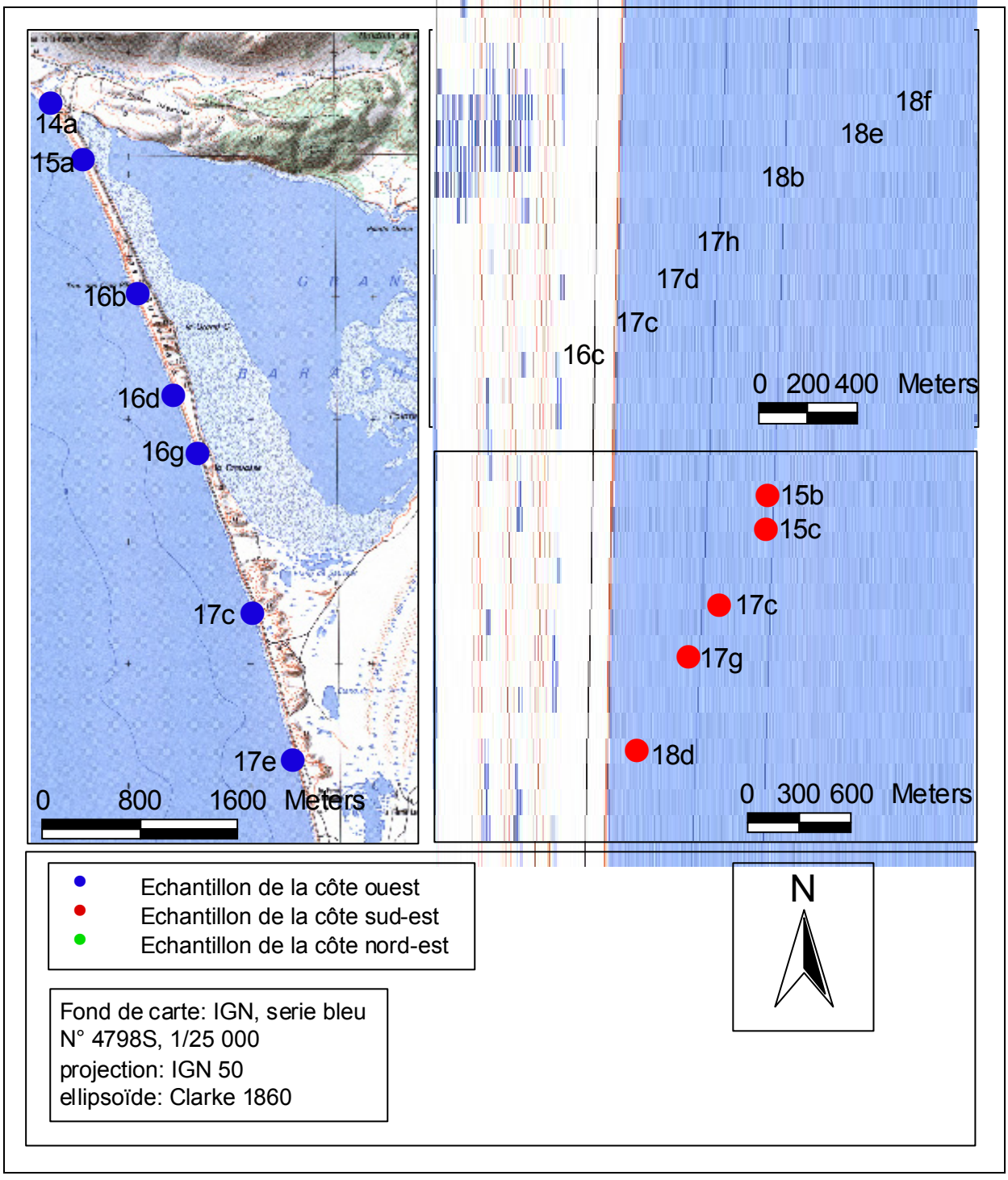


Figure 176: Localisation des prélèvements sédimentaires.

II. Evolution résiduelle du trait de côte entre 1949 et 2005

Le cordon des Buttereaux connaît deux évolutions distinctes suivant la zone d'étude considérée (Figure.177a). La partie nord présente un recul de la ligne de végétation de l'ordre de 10 m. Il est maximum, 2 km au Sud du début du transect avec une érosion de 22 m en 56

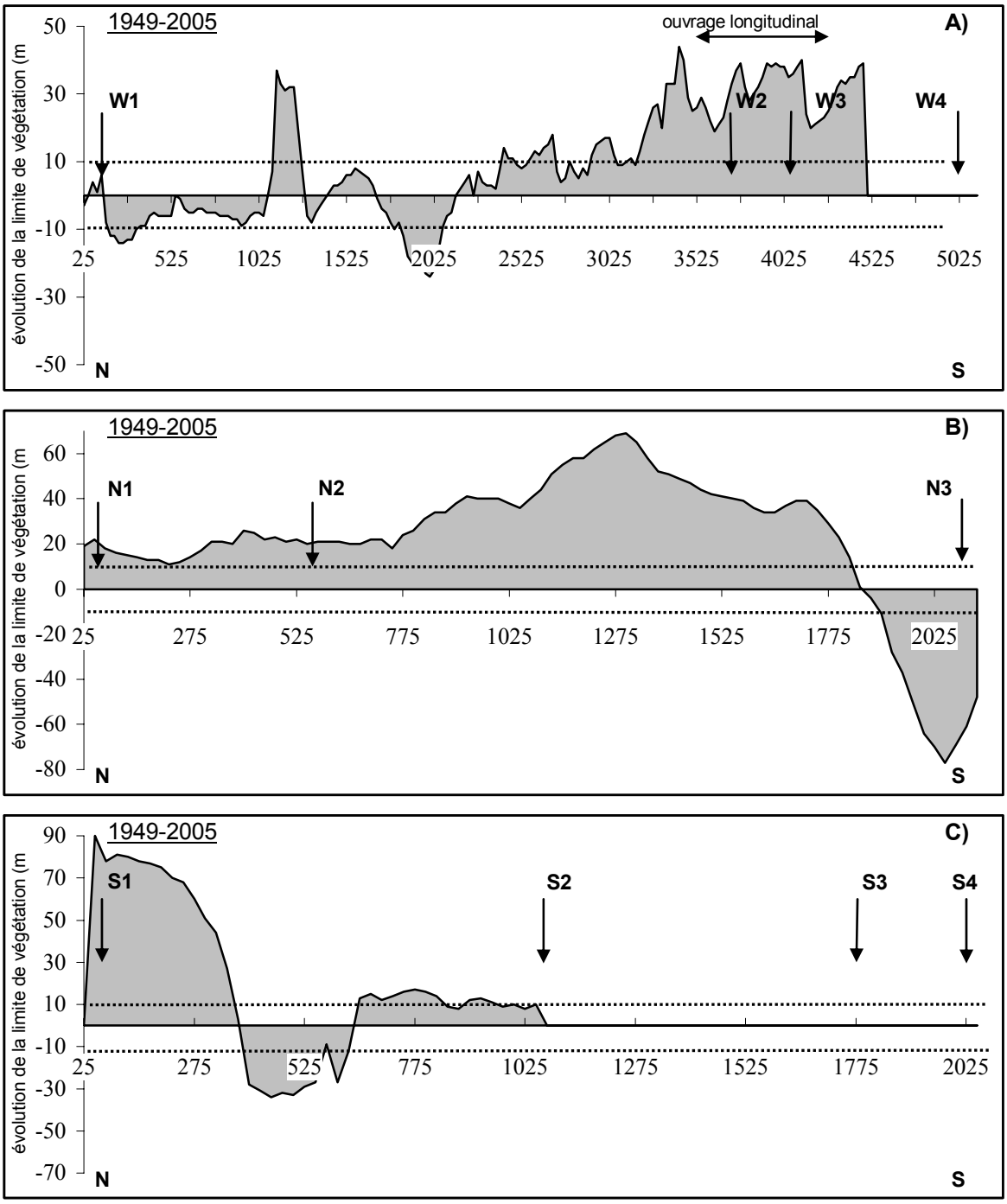


Figure 177: Evolution résiduelle du trait de côte sur la façade ouest (A) et est, au Nord (B) et au Sud de l'embouchure (C). Les limites sont localisées sur la figure.173.

ans. La partie la plus au Sud montre une avancée significative de la ligne de végétation de 35 m au maximum liée, en partie, à la création d'un ouvrage longitudinal de haute plage en avant du trait de côte.

Sur la façade est, au Nord de l'embouchure, une accrétion sur la majeure partie du linéaire côtier est observée (Figure.177b). Elle est maximale sur la partie centrale du segment de côte étudié, avec une avancée de 65 m de la ligne de végétation, et plus faible au Nord,

avec une avancée de 20 m. Seule la zone au voisinage de l'embouchure présente une érosion significative pouvant atteindre 80 m.

Sur la façade est, au Sud de l'embouchure, une forte accrétion est également constatée au voisinage de la passe du Grand Barachois, de l'ordre de 90 m (Figure.177c). Le littoral plus au Sud connaît également une tendance à l'accrétion, de moindre importance en s'éloignant de l'entrée de lagune (inférieure à 15 m). Par contre, une zone intermédiaire située à 400 m de l'embouchure, présente un recul de la ligne de végétation au maximum de l'ordre de 30 m.

III. Variabilité de l'évolution semi-séculaire de l'isthme entre 1949 et 2003

III.1 La zone nord-ouest des Buttereaux

L'analyse des résultats pour la zone nord-ouest peut se subdiviser en deux secteurs (Figures.178 et Annexe.1). Un trait de côte appartenant à la façade ouest ouverte sur l'océan et un autre, interne, appartenant au fond de la lagune du Grand Barachois.

• Le secteur ouest de cette zone connaît des évolutions différentes suivant les intervalles de temps que l'on considère (Figure.178 et Annexe.1). En effet, sur la période 1949-1985, l'accrétion est généralisée tout le long de cette façade avec une vitesse d'évolution de l'ordre de 1,1 m/an au maximum vers le Sud de la zone et de 0,27 m/an en moyenne au Nord. Entre 1985 et 1990, l'ensemble de cette côte est en érosion. Ce recul est plus fort sur la partie nord de la zone d'étude, où il peut atteindre 30 m. Au Sud, l'érosion est comprise dans la marge d'erreur de la méthode. Néanmoins, cette tendance érosive exceptionnelle se retrouve sur toute la façade ouest de l'isthme. L'évolution entre 1990 et 2000 montre une accrétion au Nord (avancée de l'ordre de 1,8 m/an dans les secteurs les plus mobiles et 1 m/an pour les zones les plus stables), alors que la partie médiane et sud du cordon présente un recul de moins de 10 m de la ligne de végétation. Ces évolutions continuent pendant la période 2000-2003 avec néanmoins sur la partie sud, une avancée du trait de côte.

• La partie interne des Buttereaux connaît depuis cinquante ans une évolution qui peut être scindée en deux périodes distinctes (Annexe.1). La première s'étend de 1949 à 1985. Elle correspond à une phase d'accrétion de l'ordre de 0,8 m/an en moyenne. La deuxième phase s'étend de 1985 à 2000 et montre une stabilité du trait de côte.

En conclusion, l'accrétion du trait de côte sur la façade ouest entre 1990 et 2003 masque l'extrême fragilité du système vis à vis des conditions climatiques. Cette vulnerabilité est mise en évidence lors d'évènements de fortes tempêtes, tels que ceux survenus pendant la période 1985-1990. En effet, pendant ces années, l'archipel de St Pierre et Miquelon a subi plusieurs tempêtes importantes. La première, en janvier 1987, a généré des vents de Nord-Ouest supérieurs à 110 km/h. La seconde, celle du 5 février 1988 a induit des vents de secteur ouest-nord-ouest avec des rafales atteignant 160 km/h. La dernière, en août 1989, fut à l'origine de rafales à 130 km/h. Les vents étaient de secteur sud. Les houles principales associées à ces tempêtes de direction ouest à sud-ouest sont particulièrement puissantes en raison d'une exposition à un fetch de 400 km.

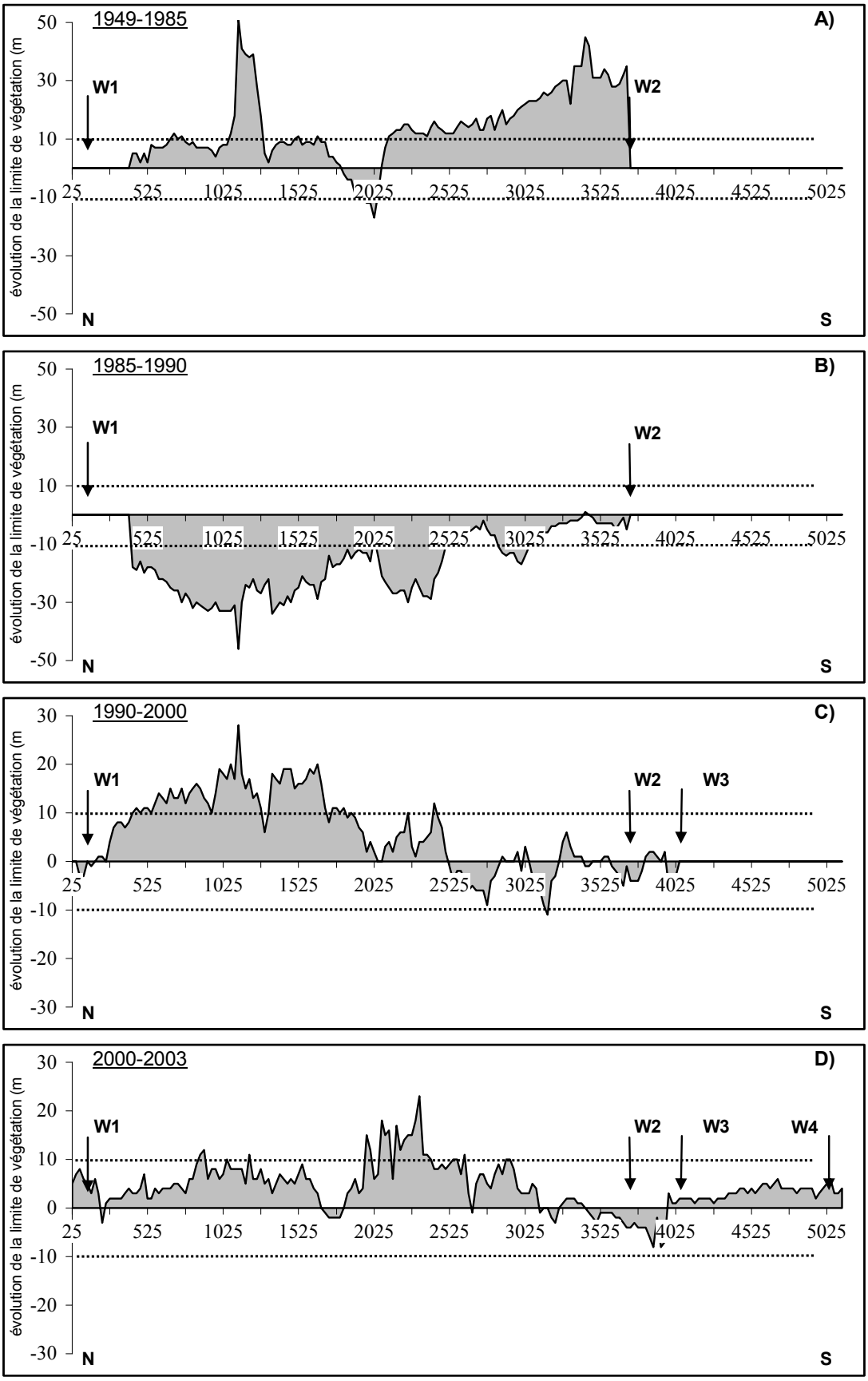


Figure 178: Evolution de la ligne de végétation de la côte ouest de l'isthme de Miquelon-Langlade. Les repères (W1, W2, W3, W4) sont localisés sur la figure.174.

III.2 La côte Est

Pour simplifier l'analyse, cette zone est découpée en deux secteurs, l'un consacré à l'évolution de la flèche et son littoral au Nord de l'embouchure (Figure.179 et Annexe.2), l'autre portant sur l'évolution de la flèche sud (Figure.180 et Annexe.3).

III.2.1 La flèche au Nord de l'embouchure

L'évolution de la flèche au Nord de l'embouchure présente trois comportements distincts et continus dans le temps. L'extrémité de la flèche, correspondant à la rive nord de la passe, est en érosion depuis cinquante ans (1949-2003) avec un maximum de recul pendant la période 1990-2000 (3,8 m/an) (Annexe.2). Cependant, cette tendance semble se ralentir sur la période la plus récente (2000-2003), puisque seule l'extrémité sud-est de cette zone est en érosion (11 m au maximum). Pendant cette période, la partie interne de la passe qui était en érosion depuis 1949, présente une accrétion de l'ordre de 3 m/an.

Le littoral ouvert sur l'océan, au Nord de l'embouchure, est en accrétion sur l'ensemble des différentes périodes considérées (Figure.179). Elle est au maximum de 0.80 m/an entre 1949 et 1990 et de 1 m/an entre 1990 et 2000. Cette tendance s'observe également sur la période la plus récente (2000-2003) et s'accentue avec une avancée de la ligne de végétation de 4 m/an au maximum.

III.2.2 La flèche au Sud de l'embouchure

Cette flèche est en accrétion. Cette avancée du trait de côte est extrêmement prononcée avec une progression de 108 m en 54 ans (Annexe.3). Cette évolution est forte en particulier entre 1949 et 1990 avec une vitesse de l'ordre de 2 m/an, alors qu'entre 1990 et 2000, elle est moins intense (0.46 m/an). Il faut noter que l'accrétion observée de la pointe, s'effectue en parallèle d'une érosion de 48 m sur la partie interne de la flèche.

Le littoral plus au Sud, le long de la flèche, connaît une tendance à l'accrétion depuis cinquante ans. Cependant, l'avancée du trait de côte est de moins en moins importante en s'éloignant de l'embouchure. A 700 m au Sud de celle-ci, l'évolution de la ligne de végétation devient négligeable, comprise dans l'incertitude de la mesure. Il faut noter toutefois, à 400 m au Sud de l'embouchure, l'existence d'une zone très localisée en forte érosion entre 2000 et 2003 (3 m/an) (Figure.180).

La passe migre vers le Nord depuis cinquante ans. La berge nord est en érosion avec un maximum de 3,8 m/an entre 1990-2000. Sur la période 1949-2003, cette partie recule au maximum de 75 m. La pointe située au Sud-Est de l'embouchure subit une forte accrétion avec une avancée du trait de côte de 108 m vers le Nord en cinquante ans. L'évolution résiduelle du mouvement de ces deux flèches a donc tendance à réduire la largeur de la passe.

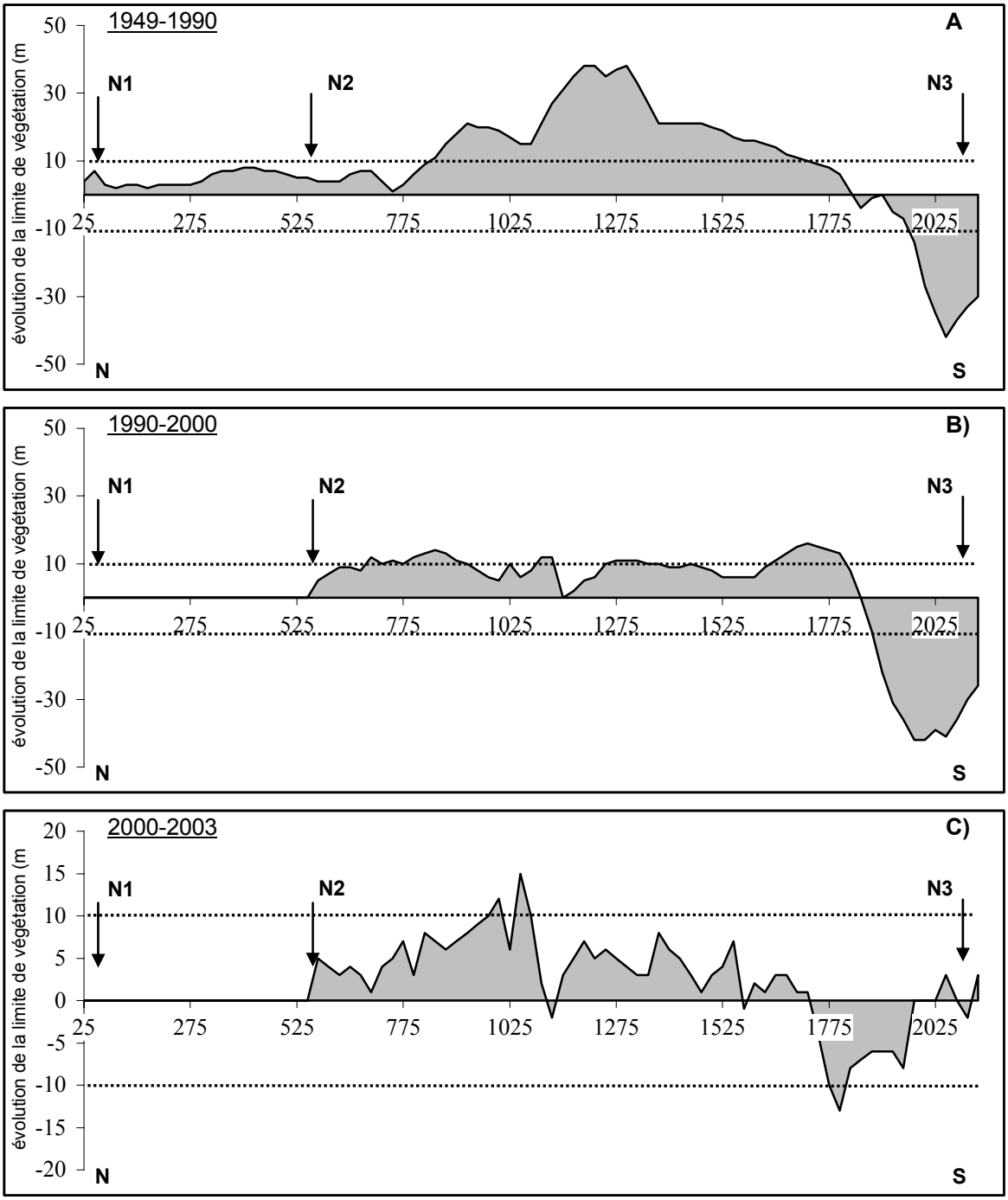


Figure 179: Evolution de la ligne de végétation au Nord-Est de 'embouchure du Grand Barachois. Les repères (N1, N2, N3) sont localisées sur la figure.174.

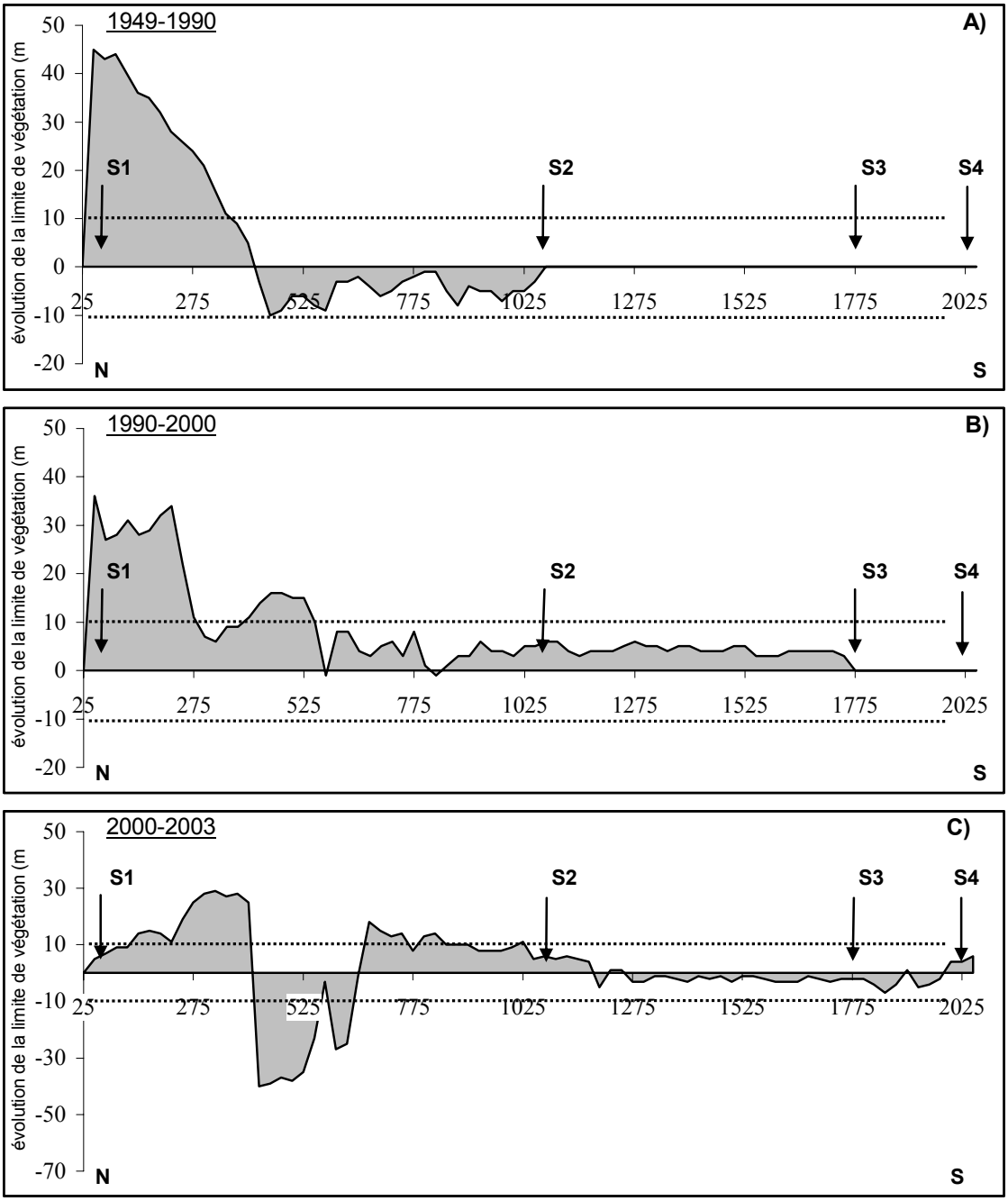


Figure 180: Evolution du trait de côte de la zone au Sud-Est de l'embouchure du Grand Barachois. Les repères (S1, S2, S3, S4) sont localisés sur la figure.174.

IV. Evolution actuelle de l'isthme de Miquelon-Langlade (2003-2005)

IV.1 La façade ouest

IV.1.1 Evolution du trait de côte

Depuis le premier levé effectué en septembre 2003, la partie ouest de l'isthme présente une érosion significative généralisée sur l'ensemble de la façade maritime (Figure.181 et Annexe.1). Cette érosion atteint 6 mètres en moyenne au Nord, alors que la zone au Sud,

présente un recul plus mesuré de l'ordre de 3 mètres sur deux ans. La majeure partie de l'érosion constatée sur la zone nord a eu lieu entre 2003 et 2004, alors que celle de la zone sud s'est effectuée entre 2004 et 2005. Cette érosion menace la route côtière. En effet, sur ce secteur de côte, la zone tampon que représente le cordon dunaire vis-à-vis des tempêtes par rapport à la piste côtière est absente. L'ensemble du cordon dunaire de la façade ouest est caractérisé par la présence d'une micro-falaise, confirmant le sens des évolutions calculées.

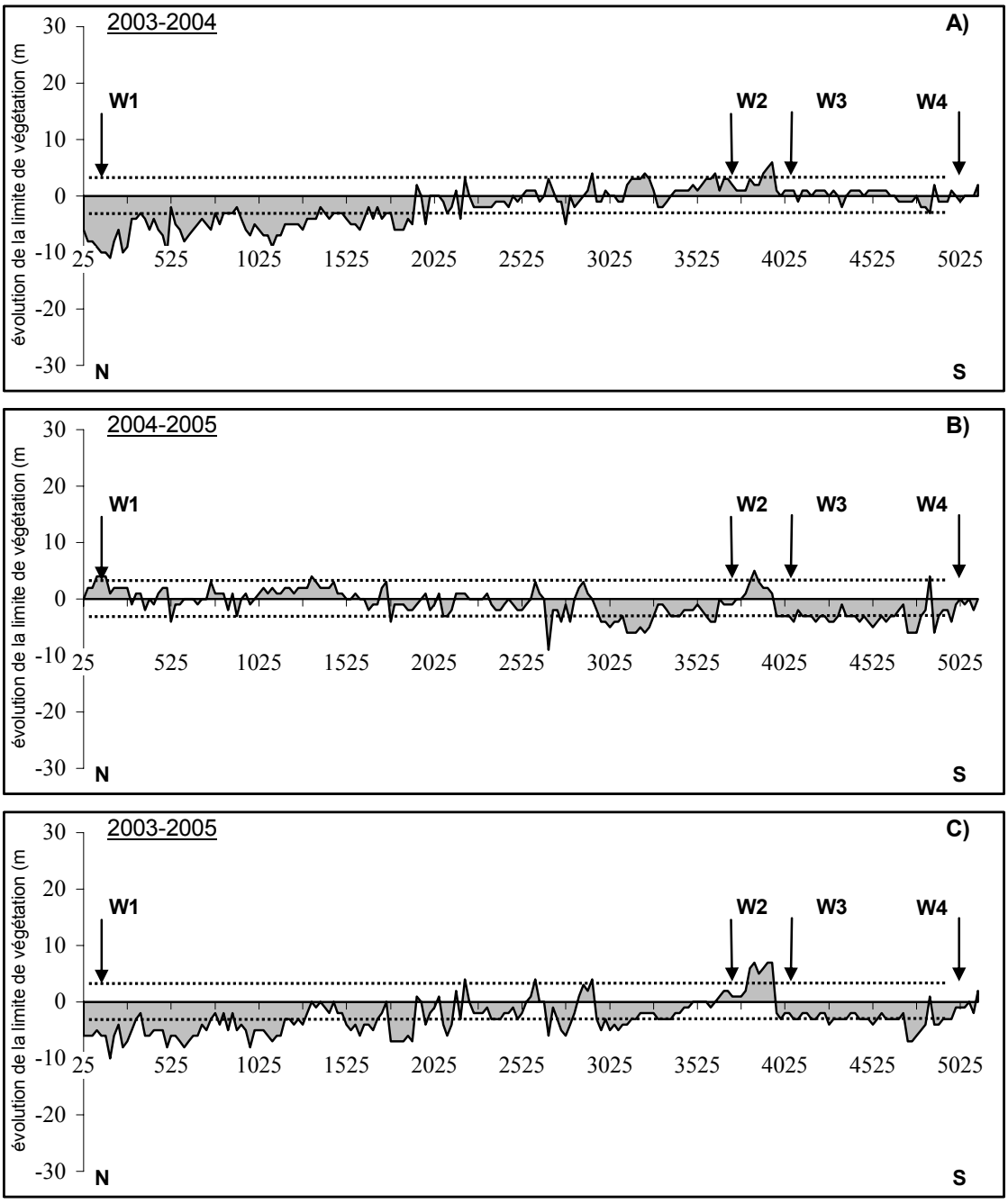


Figure 181: Quantification de l'évolution du trait de côte de la façade ouest entre 2003-2004 (A), 2004-2005 (B) et 2003-2005 (C). Les repères (W1, W2, W3, W4) sont localisés sur la figure.174.

IV.1.2 Evolution du profil des plages

A cause de conditions météorologiques difficiles, le levé des profils topographiques n'a pu être effectué en septembre 2003. Seule une comparaison des profils entre 2004 et 2005 est proposée (Figure.183).

Le profil réalisé le plus au Nord (PW1), situé dans une zone en accrétion (Figure.178b), présente en 2005 un haut de plage plus dissipatif que celui de 2004. La barre observée en milieu du profil a disparu et seule une rupture de pente à 35 mètres du trait côte interrompt la régularité de la plage. Les profils PW2 et PW4 présentent une morphologie sensiblement identique. Le haut du profil possède en 2005 une pente plus forte que celle en 2004, à mettre en relation avec le recul du trait de côte observé au droit de ces levés (Figure.178b). La partie intermédiaire a un caractère plus dissipatif, moins pentu en 2005, alors que la partie basse du profil est identique à celle de 2004. Ces ruptures de pente sont observables sur le profil PW3, mais de façon moins marquée. Cependant, comme sur les profils précédents, le haut de plage est plus pentu en 2005 comparé à celui du premier levé. Le profil PW5 présente un relief plus marqué que ceux situés plus au Nord, avec la présence d'une barre sur sa partie médiane et une rupture de pente à 25 mètre du trait de côte. La forme générale du profil est sensiblement identique entre les deux levés.

L'observation à un an d'intervalle des profils de la côte ouest indique que la pente de la plage reste homogène du Nord au Sud comprise entre 8.5% (PW4) et 9.8% (PW3). Seul, le profil PW1 situé dans une zone accrétion en 2005 présente une pente plus douce (7.5%). La pente relativement forte des profils induit une largeur de plage faible, ne dépassant pas 40 m environ.

IV.1.3 Evolution de la granulométrie des sables de plage

Les granulométries effectuées le long de la côte ouest de l'isthme, révèlent la présence d'un sable mal trié (Tableau.32) dont la médiane (D_{50}) est comprise entre 0,40 mm et 1,02 mm (sable moyen à grossier) suggérant un caractère relativement énergétique des conditions hydrodynamiques affectant cette façade. L'échantillon le plus au Sud (17e) est composé d'une fraction plus grossière associée à une matrice sableuse fine. Ce gradient granulométrique indique la disparition des sédiments sableux vers le Sud de l'isthme. Cet état peut changer lors d'événements de plus fortes énergies avec la présence d'un sable très grossier et l'apparition de graviers au Nord de la zone sur la haute plage (Tableau.32).

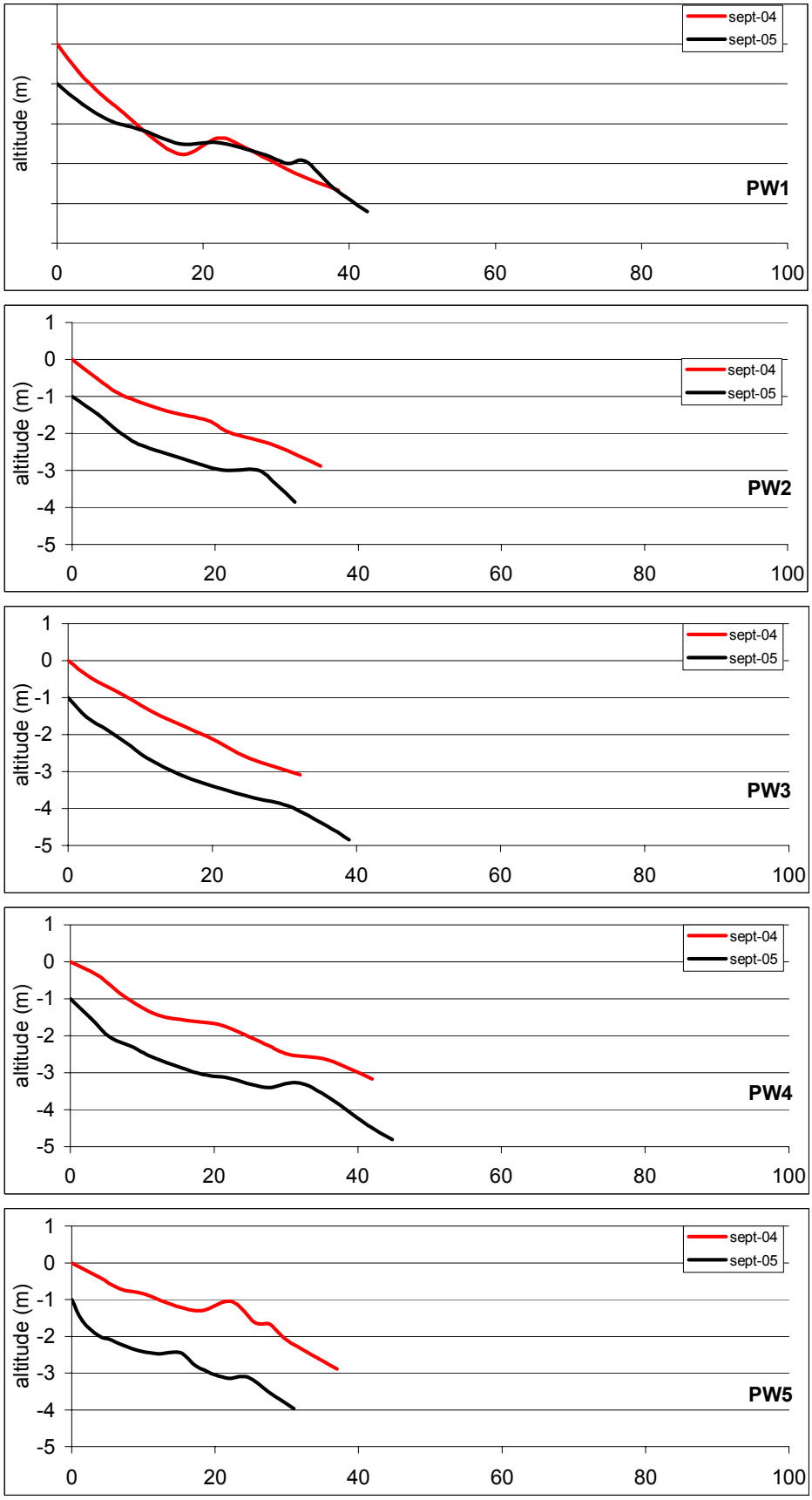


Figure 182: Profils topographiques transversaux de la côte ouest.

	2003	2004	2005
14a	sable grossier D_{50}= 0.72 très mal classé classement vers les grossiers	sable très grossier D_{50}= 1.02 D_{90}= sup 2.5 très mal classé classement vers les grossiers	sable grossier D_{50}= 0.64 D_{90}= sup 2.5 très mal classé classement vers les grossiers
15a	sable grossier D_{50}= 0.82 modérément bien classé classement vers les grossiers	gravier avec matrice sableuse D_{50}= 2.33 D_{90}= sup 2.5 très mal classé classement vers les grossiers	sable grossier D_{50}= 0.50 D_{90}= 1.24 modérément bien classé classement vers les grossiers
16b	sable grossier D_{50}= 0.63 modérément bien classé classement symétrique	sable grossier D_{50}= 0.60 D_{90}= 1.6 modérément bien classé classement symétrique	sable grossier D_{50}= 0.60 D_{90}= 0.97 modérément bien classé classement symétrique
16d	sable grossier D_{50}= 0.90 modérément bien classé classement vers les grossiers		sable grossier D_{50}= 0.47 D_{90}= 0.80 modérément bien classé classement symétrique
16g	sable grossier D_{50}= 0.63 modérément bien classé classement symétrique	sable grossier D_{50}= 0.60 D_{90}= 1.6 modérément bien classé classement symétrique	sable grossier D_{50}= 0.60 D_{90}= 0.97 modérément bien classé classement symétrique
17c	sable grossier D_{50}= 0.58 modérément bien classé classement symétrique	sable moyen D_{50}= 0.42 D_{90}= 0.76 modérément bien classé classement symétrique	sable moyen D_{50}= 0.40 D_{90}= 1.86 mal classé classement vers les grossiers
17e	gravier avec matrice sableuse D_{50}= sup 2.5 mal classé classement vers les grossiers	sable grossier D_{50}= 0.65 D_{90}= 2.5 mal classé classement vers les grossiers	sable grossier D_{50}= 0.64 D_{90}= 2.5 mal classé classement vers les grossiers

Tableau 32: Analyse granulométrique des échantillons de la façade ouest.

IV.2 La façade est au Nord de l'embouchure

IV.2.1 Evolution du trait de côte

La partie lagunaire est en érosion avec un recul de l'ordre de 5 mètres en moyenne au cours des deux années de suivi (Annexe.2). L'érosion est provoquée par la divagation du chenal. Cette tendance est en accord avec celle observée depuis cinquante ans. La limite de

végétation de la rive nord de la passe est en avancée de 20 mètres liée essentiellement à la création d'un nouveau cordon dunaire végétalisé.

La partie maritime est en accrétion (Figure.183c). Au voisinage de l'embouchure, la limite de végétation montre une avancée de plus de 13 mètres, atteignant 20 mètres en certains endroits. Cette forte avancée du trait de côte s'explique par la formation d'un cordon dunaire qui s'est progressivement végétalisé. Au Nord de cette zone, une accrétion significative, mais plus mesurée est également constatée. Elle est en moyenne de 5 mètres et atteint au maximum 10 mètres (Figure.183c).

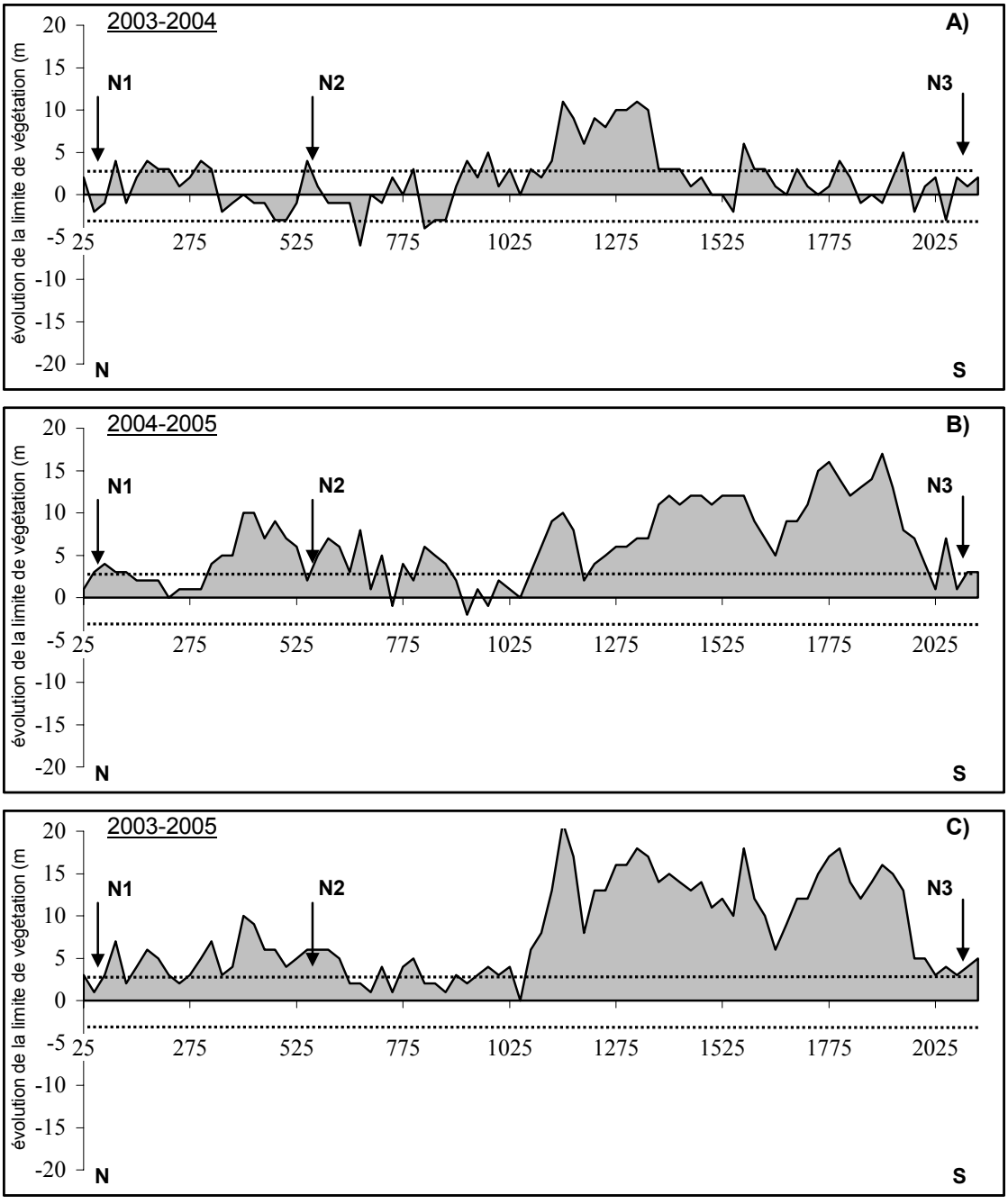


Figure 183: Quantification de l'évolution du trait de côte de la façade est au Nord de l'embouchure du Barachois entre 2003-2004 (A), 2004-2005 (B) et 2003-2005 (B). Les repères sont localisés sur la figure.174.

IV.2.2 Evolution du profil des plages

Entre 2003 et 2005, la largeur de la berme du profil PN1 a progressé de 34 mètres (Figure.184). La topographie de cette berme reste plane malgré la présence d'un chenal de vidange entre 2004 et 2005. Sur le profil PN2, la berme présente sur le haut de plage s'est également élargie de 16 mètres, mais son extrémité est légèrement incisée par le chenal. Comme les deux premiers profils, PN3 et PN4 présentent une avancée de la rupture de pente de la haute plage de 8 et 4 mètres respectivement, essentiellement entre 2003 et 2004. Un caractère plus dissipatif de la partie haute du profil est observable sur PN3 (1.1% en 2005 et 4.35% en 2003). La partie basse du profil devient également plus dissipative (pente de 8.1% en 2003 et 6.2% en 2005). Le profil PN5 est caractérisé par l'absence d'une berme de haute plage.

En 2003, l'étude des profils montrait que la pente de la plage était constante au Sud (7.5% pour le profil PN1, 8% pour le profil PN2 et 7.8% pour le profil PN3), et diminuait en s'éloignant de l'embouchure (6.4% pour le profil PN4 et 4.9% pour le profil PN5). Cette tendance est moins évidente sur les profils de 2004 et 2005 où la pente semble être plus homogène sur l'ensemble de la zone (entre 6.4% pour le profil PN4 et 6.9% pour le profil PN5). Par contre, une réduction de la largeur de la berme de haute plage du Sud vers le Nord est toujours observée (85 mètres pour le profil PN1, 40 mètres pour le profil PN3, absente pour le profil PN5) .

IV.2.3 Evolution de la granulométrie des sables de plage

Le sédiment de la plage au Nord de l'embouchure est de plus en plus fin en direction du Nord. Il s'agit de sables moyens à fins principalement mal classés au voisinage de l'embouchure, mais mieux classé au Nord de la zone (Tableau.33). Aucun changement significatif de la granulométrie n'est mis en évidence sur deux ans.

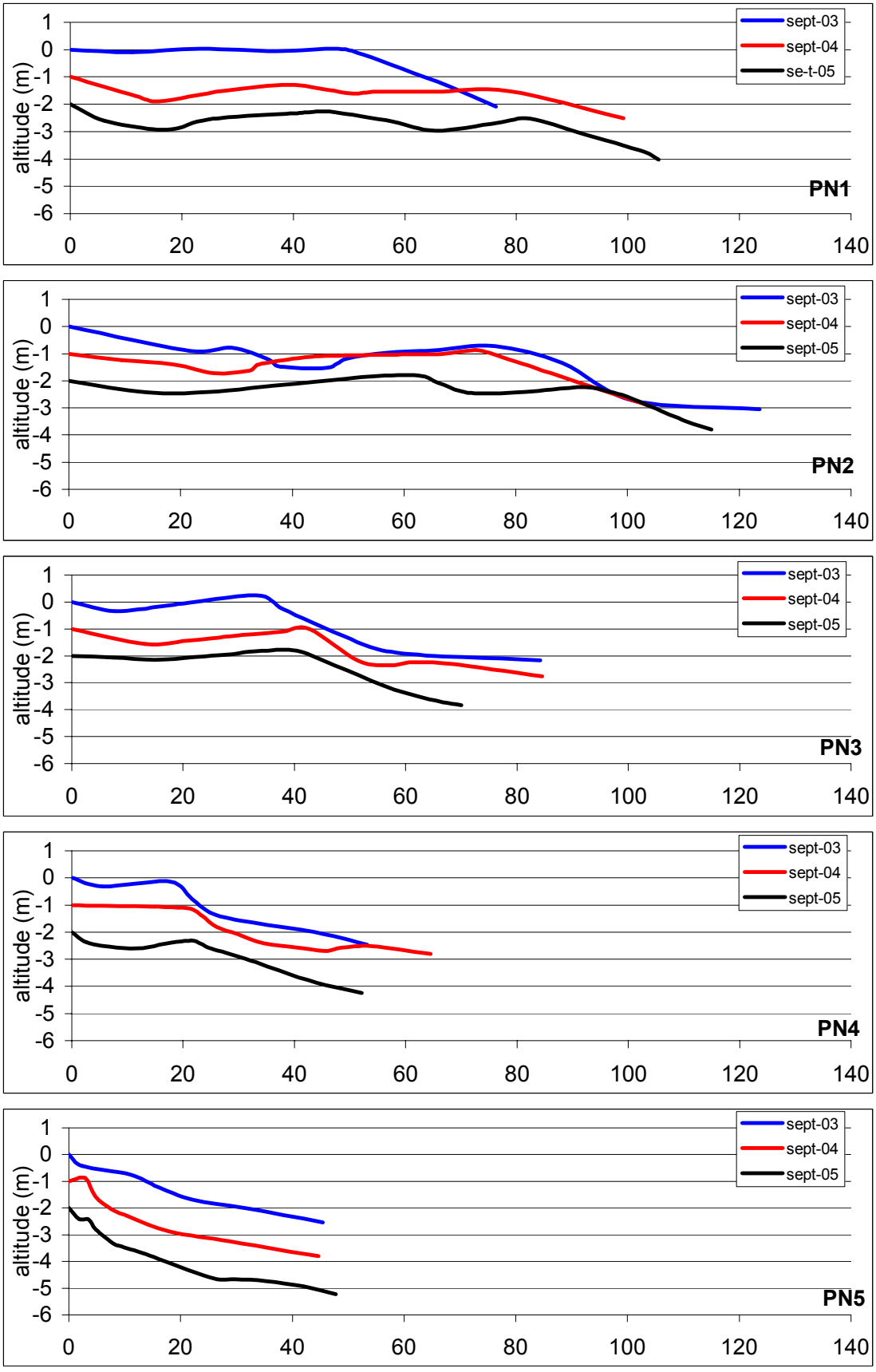


Figure 184: Profils topographiques transversaux de la zone nord-est.

	2003	2004	2005
18f	sable fin D_{50}= 0.19 bien classé classement symétrique	sable fin D_{50}= 0.18 D_{90}= 0.24 bien classé classement vers les grossiers	sable fin D_{50}= 0.19 D_{90}= 0.30 bien classé classement vers les grossiers
18e	sable fin D_{50}= 0.24 bien classé classement symétrique	sable fin D_{50}= 0.21 D_{90}= 0.27 bien classé classement symétrique	sable fin D_{50}= 0.18 D_{90}= 0.24 bien classé classement symétrique
18b	sable fin D_{50}= 0.26 bien classé classement symétrique	sable fin D_{50}= 0.20 D_{90}= 0.30 bien classé classement symétrique	sable fin D_{50}= 0.20 D_{90}= 0.28 bien classé classement symétrique
17h	sable moyen D_{50}= 0.29 bien classé classement symétrique	sable fin D_{50}= 0.25 D_{90}= 0.33 bien classé classement symétrique	sable fin D_{50}= 0.24 D_{90}= 0.34 bien classé classement symétrique
17d	sable moyen D_{50}= 0.29 modérément bien classé classement vers les grossiers	sable fin D_{50}= 0.25 D_{90}= 1.08 modérément bien classé classement vers les grossiers	sable fin D_{50}= 0.25 D_{90}= 0.39 bien classé classement symétrique
17c	sable moyen D_{50}= 0.28 modérément bien classé classement symétrique	sable moyen D_{50}= 0.35 D_{90}= 2.05 modérément bien classé classement vers les grossiers	sable moyen D_{50}= 0.35 D_{90}= 1.05 modérément mal classé classement vers les grossiers
16c	sable moyen D_{50}= 0.30 mal classé classement vers les grossiers	sable fin D_{50}= 0.25 D_{90}= 0.66 mal classé classement vers les grossiers	sable moyen D_{50}= 0.32 D_{90}= 2.5 mal classé classement vers les grossiers

Tableau 33: Analyse granulométrique des échantillons de la façade nord-est.

IV.3 La façade est au Sud de l'embouchure

IV.3.1 Evolution du trait de côte

La partie interne de la flèche est caractérisée par une juxtaposition de zones en érosion et en accrétion avec des évolutions de l'ordre de 4 mètres au maximum pour chaque secteur (Annexe.3). Les zones en érosion sont dues à la divagation du chenal pendant la période

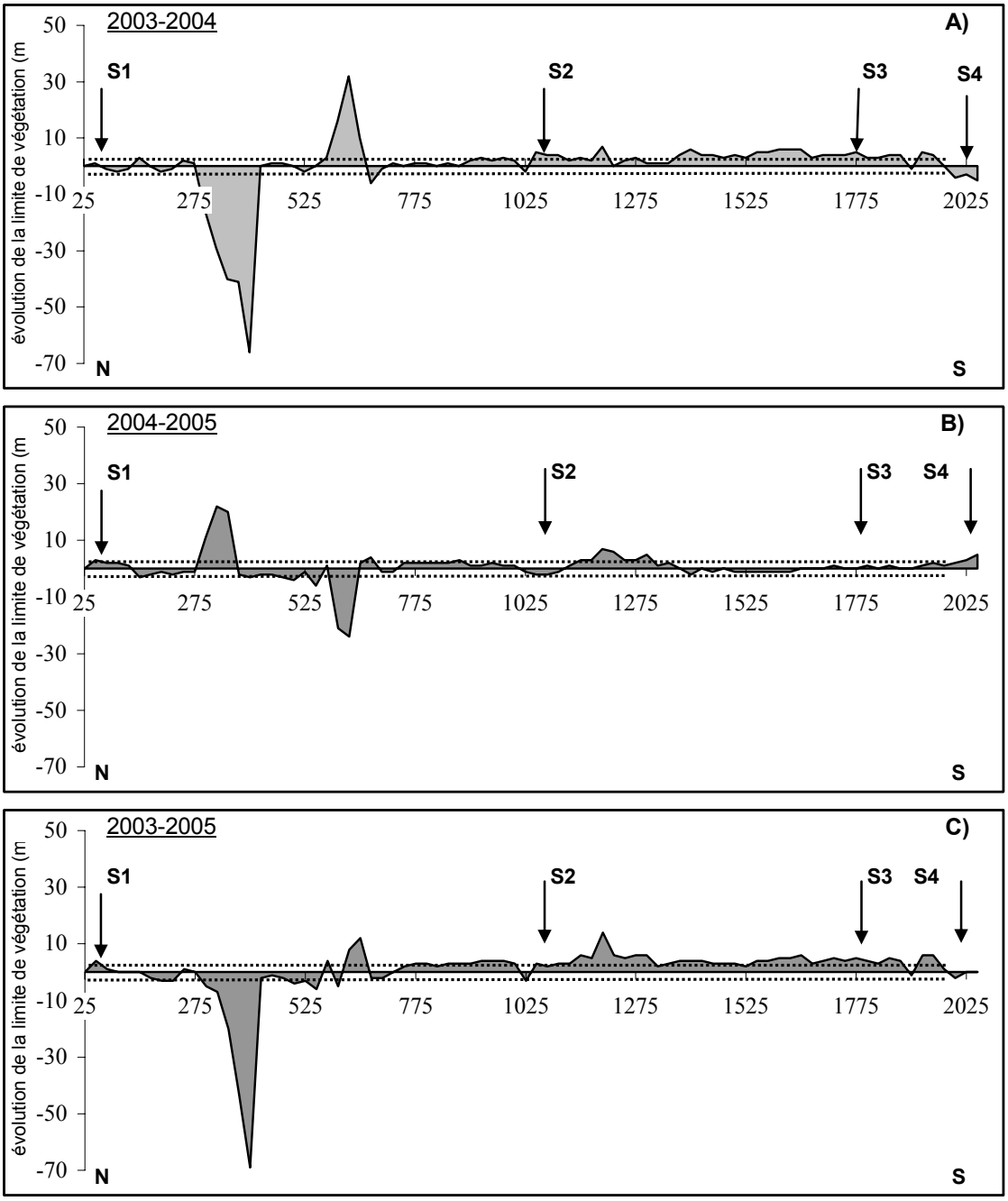


Figure 185: Quantification de l'évolution du trait de côte de la façade Est au sud de l'embouchure entre 2003-2004 (A), 2004-2005 (B) et 2003-2005 (C). Les repères (S1, S2, S3, S4) sont localisés sur la figure.174.

2003-2004. Depuis 2004, un début de colonisation de la slikke de la lagune par des plantes halophiles est observé.

L'extrémité de la flèche présente également une zone en érosion (partie voisine de la passe) et une zone en accrétion (partie située sur la façade océanique) (Figure.185). L'érosion atteint 7 mètres alors que l'accrétion de la zone adjacente est plus faible, ne dépassant que

rarement 5 mètres. A cet endroit, l'estran est colonisé par une végétation basse sur une large zone plate et sableuse.

Au Sud de l'embouchure, le trait de côte est principalement en accrétion, avec une avancée de l'ordre de 5 mètres, excepté sur une large zone où une brèche dans le cordon dunaire est observée dès 2003 (Figure.185a). Bien que la tendance sur cette partie localisée de la côte soit en érosion de 70 mètres au maximum entre 2003 et 2005, il semblerait qu'elle connaisse une stabilité voire un début de reconstruction en 2005. En effet, la formation d'un nouveau cordon embryonnaire végétalisé au pied de ces massifs dunaires escarpés est observée.

IV.4 Evolution du profil des plages

Entre 2003 et 2005, quelques changements morphologiques sur les différents profils réalisés sur la partie est de l'isthme, au Sud de l'embouchure ont pu être observés (Figure.186). Le profil PS1 au voisinage de l'embouchure est caractérisé par un faible relief, mais apparaît plus large au fil des années. Par contre, le profil PS2 est stable et aucun changement de la position de la rupture de pente entre la haute et moyenne plage n'est observé. Les profils PS3 et PS4 subissent les plus importants changements morphologiques, avec l'apparition à partir de 2004 d'une micro-falaise en haut de profil.

L'étude montre que la pente de la plage devient de plus en plus forte vers le Sud (respectivement 6.1 % et 7.2 % pour PS1 et PS2 en excluant la berme de haute plage ; 8.5% pour PS4 en excluant la micro-falaise) (Figure.194). De plus, la largeur de la berme observée au voisinage de l'embouchure (70 m sur le profil PS1) diminue également vers le Sud (41 m sur le profil PS2) pour disparaître au niveau du profil PS3. A noter la présence au Sud de ce profil, d'une micro-falaise (atteignant 1.5 m en 2005 sur le profil PS4) localisée sur le haut de plage constitué majoritairement de galets. Cette micro-falaise est présente jusqu'à la partie médiane de l'isthme.

IV.4.1 Evolution de la granulométrie des sables de plage

Aucun changement significatif de la granulométrie des sédiments ne peut être mis en évidence sur deux ans (Tableau.34). Les trois premiers échantillons prélevés entre l'embouchure et le profil PS2 indiquent la présence d'un sable fin avec une médiane de 0,25 mm. Ce sable est bien classé. Les deux derniers échantillons (17g et 18d) révèlent la présence d'un sédiment beaucoup plus grossier (17g), puis pour le dernier échantillon (18d), une majorité de graviers et de galets au sein d'une matrice de sable fin. Un gradient granocroissant vers le Sud est mis en lumière sur cette partie de la zone d'étude.

A noter que, la granulométrie des échantillons 16c à 17d (au Nord de la passe) est sensiblement identique à celle comprise entre les points 15b et 15c (au Sud de la passe). Ils appartiennent tous au contexte de l'embouchure.

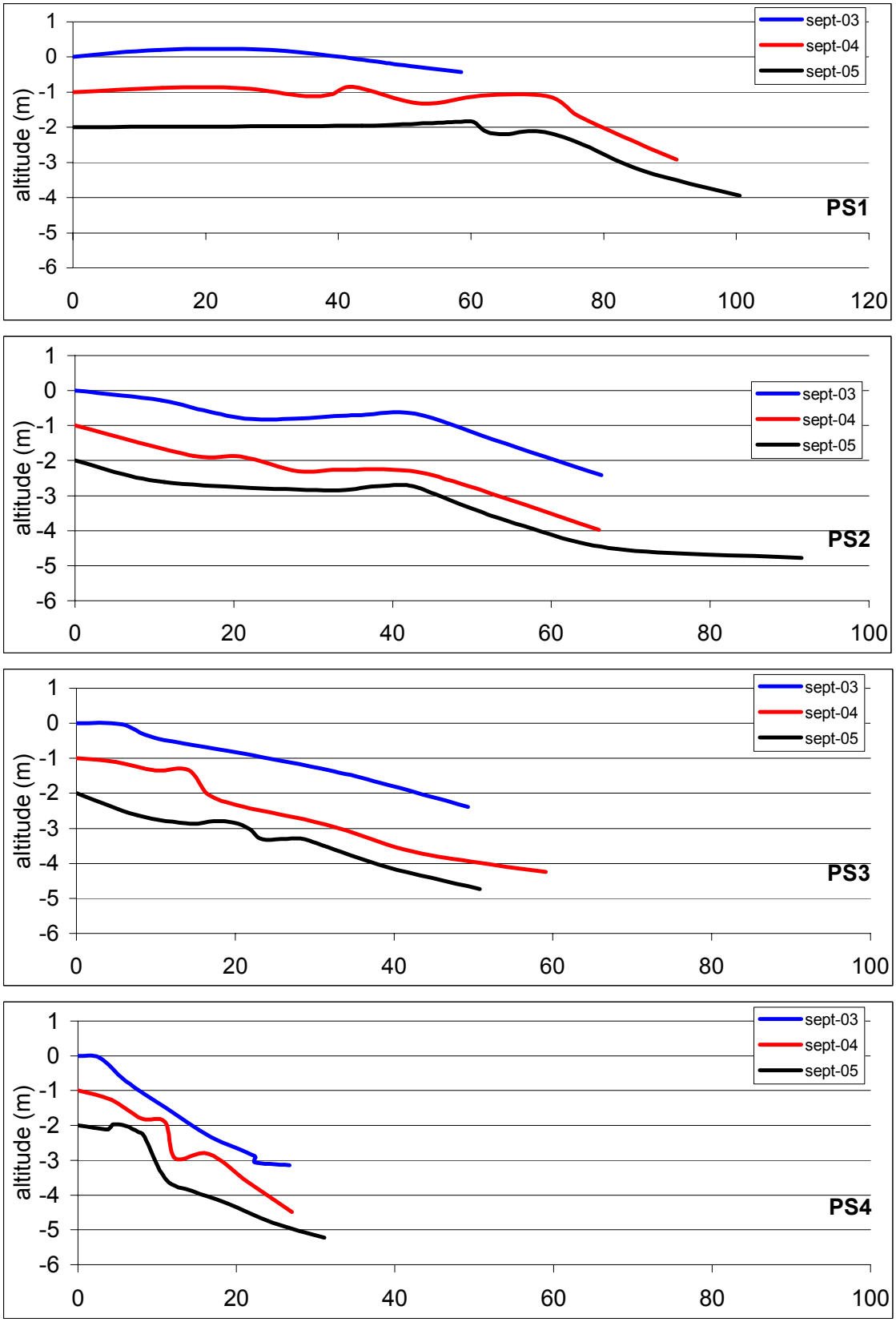


Figure 186: Profils topographiques transversaux de la zone sud-est.

	2003	2004	2005
15b	sable fin D_{50}= 0.25 modérément bien classé classement symétrique	sable fin D_{50}= 0.25 D_{90}= 0.51 modérément bien classé classement symétrique	sable fin D_{50}= 0.26 D_{90}= 0.51 modérément bien classé classement symétrique
15c	sable fin D_{50}= 0.24 bien classé classement symétrique	sable fin D_{50}= 0.25 D_{90}= 0.40 modérément bien classé classement vers les grossiers	sable fin D_{50}= 0.23 D_{90}= 0.32 bien classé classement symétrique
17c	sable fin D_{50}= 0.25 modérément bien classé classement vers les grossiers	sable fin D_{50}= 0.24 D_{90}= 2.30 modérément bien classé classement vers les grossiers	sable fin D_{50}= 0.23 D_{90}= 0.34 bien classé classement symétrique
17g	gravier avec matrice sable fin D_{50}= 2.47 modérément bien classé classement vers les grossiers	gravier avec matrice sable fin D_{50}= 0.23 D_{90}= 0.36 bien classé classement vers les grossiers	gravier avec matrice sable fin D_{50}= 0.20 D_{90}= 0.27 bien classé classement symétrique
18d	gravier avec matrice sable fin D_{50}= sup 2.5 modérément bien classé classement vers les grossiers	gravier avec matrice sable moyen D_{50}= 0.29 D_{90}= 0.83 modérément bien classé classement vers les grossiers	gravier avec matrice sable fin D_{50}= 0.22 D_{90}= 0.33 modérément bien classé classement vers les grossiers

Tableau 34: Analyse granulométrique des échantillons de la façade sud-est.

V. Conclusion

V.1 Concernant l'évolution du trait de côte

La façade ouest

Le recul du trait de côte est un phénomène significatif à l'échelle mondiale. Le littoral de St Pierre et Miquelon n'échappe pas à cette tendance. Depuis 1949, la façade ouest du cordon littoral est affectée par une érosion de l'ordre de 10 m (0.2 m/an) malgré une stabilité relative du trait de côte entre 1990 et 2003. Ce faible taux d'érosion observé sur une échelle semi-séculaire masque deux tendances :

- La succession de fortes tempêtes entre 1985 et 1990 a mis en évidence la fragilité du système. Pendant cette période, l'ensemble de la côte a reculé en moyenne de 25 m (5 m/an). Cette tendance érosive exceptionnelle affecte toute la façade ouest de l'isthme.

• L'érosion observée depuis 1949 semble s'accélérer de nos jours. Des levés du trait de côte entre septembre 2003 et septembre 2005 indiquent une érosion significative généralisée sur l'ensemble de la façade maritime. Cette érosion atteint 6 m (3 m/an) au Nord, alors que la zone au Sud présente un recul plus faible de l'ordre de 3 m en deux ans.

Cette étude met en évidence la fragilité de la partie nord du cordon des Buttereaux.

Le recul généralisé du trait de côte sur la façade ouest de l'isthme de Miquelon-Langlade risque de s'accélérer dans le futur. Les changements climatiques annoncés avec des hivers plus doux, provoquant l'absence récurrente de « pieds de glace » protecteurs pour le littoral et l'élévation du niveau marin, ne sont pas des phénomènes positifs permettant une stabilisation du système. La possible réouverture de l'isthme, au niveau du cordon des Buttereaux (zone la plus étroite), se pose aujourd'hui si les tendances évolutives observées à différents pas de temps se poursuivent.

La façade est

L'évolution de la flèche au Nord de l'embouchure présente 3 comportements évolutifs distincts et continus dans le temps. Son extrémité correspondant à la rive nord de la passe est en érosion depuis cinquante ans avec une vitesse maximale de retrait d'environ 1 m/an pendant la période 1949-1990. Cependant, cette tendance semble se ralentir depuis trois ans. Le littoral bordé de dunes au Nord de l'embouchure est en accrétion depuis 1949. Cette tendance est encore observée actuellement et semble s'accentuer malgré un massif dunaire interne en érosion du fait de la dominance des vents de secteur ouest. Le développement d'un cordon embryonnaire avec une colonisation par la végétation de plus en plus importante induit une avancée significative du trait de côte d'environ 50 m au plus, depuis 1949. La création de ce nouveau cordon dunaire est présente sur un peu moins d'un kilomètre au Nord de l'embouchure.

La flèche sud est en accrétion. Cette avancée du trait de côte est extrêmement prononcée à l'embouchure de la passe où, depuis cinquante ans, une avancée du trait de côte de 108 m est mise en évidence. Il faut noter que l'accrétion observée de la pointe s'effectue en parallèle d'une érosion sur sa partie interne. Le littoral plus au Sud connaît également une tendance à l'accrétion. Cependant, l'avancée du trait de côte est de moins en moins importante en s'éloignant de l'embouchure. A 800 m au Sud de celle-ci, l'évolution du trait de côte est réduite à une échelle pluri-annuelle.

V.2 Concernant l'évolution du profil des plages et des sédiments

L'observation sur une année des profils de la côte ouest indique que la pente de la plage est homogène du Nord au Sud et comprise entre 8.5% et 9.8%. Cette pente relativement forte explique une largeur de plage très faible (de l'ordre de 40 m). Sur la façade est, les profils possèdent une pente plus douce (de l'ordre de 6.5%) devenant plus accentuée vers le Sud (8.5%). Cette tendance est moins nette sur les profils au Nord de l'embouchure où la pente est plus homogène sur l'ensemble de la zone (entre 6.4% et 6.9%). La largeur des plages est plus grande sur ce secteur de côte abrité de l'agitation dominante.

Le sédiment de la façade ouest, relativement homogène du Nord vers le Sud, est constitué de sables grossiers mal classés. Sur la façade est, un grano-classement positif du Nord vers le Sud peut être mis en évidence. Le sédiment est principalement un sable fin sur la majeure partie de la façade étudiée sauf au Sud, où il devient plus grossier. Aucun changement significatif de la granulométrie n'est observé sur deux années.

A l'échelle de l'ensemble de la côte est, en occultant la présence de l'embouchure, une augmentation de plus en plus prononcée vers le Sud, de la pente de la plage et de la granulométrie des sédiments de la plage est mis en évidence. La granulométrie homogène au voisinage de l'embouchure indique un fonctionnement local lié au remplissage et à la vidange de la lagune, indépendamment des conditions globales d'agitation le long de la façade variable du Nord vers le Sud.

L'observation des paramètres morpho-sédimentaires peut être corrélée avec l'évolution du trait de côte observée depuis 1949 (Tableau.35). La façade ouest est sensible aux conditions de fortes agitations, entraînant un recul du trait de côte, une pente de la plage forte et un sédiment généralement grossier. A l'inverse, la façade est, protégée des tempêtes les plus intenses, présente globalement une accrétion ou une stabilité du trait de côte, une pente de plage plus douce et se trouve constituée d'un sable généralement fin sur la moitié nord, mais plus grossier vers le Sud.

	Evolution du trait de côte depuis 1949	Pente de la plage	Granulométrie des sédiments de la plage
Façade ouest	En érosion	Forte et homogène (8.5% - 9.8%)	Sable grossier à très grossier
Façade est	En accrétion (plus faible au Sud)	Douce (6.5 %) puis plus forte au Sud (8.5 %)	Gradient du Nord (sable fin) au Sud (gravier)

Tableau 35: Synthèse des évolutions du trait de côte et des parametres morphémétrique des plages de la façade ouest et est.

Chapitre XI : Etude des processus hydrodynamiques et de la circulation sédimentaire au voisinage de l'isthme

Chapitre XI

Etude des processus hydrodynamiques et de la circulation sédimentaire au voisinage de l'isthme

La connaissance de la circulation sédimentaire de part et d'autre de l'isthme est une nécessité pour comprendre l'évolution récente de son trait de côte. Plusieurs étapes sont nécessaires pour atteindre cet objectif, combinant des mesures et des observations de terrain, la formulation d'hypothèses pour quantifier les débits solides longitudinaux et l'intégration des phénomènes sur une année à l'aide d'outils numériques. L'approche doit permettre de s'affranchir des fluctuations saisonnières des mouvements sédimentaires qui affectent l'estran.

Cette phase de recherche se décompose en trois parties :

• Des prélèvements sédimentaires en mer ont été réalisés sur les deux façades de l'isthme afin de caractériser le sédiment de l'avant-côte et d'évaluer le stock sédimentaire présent. Ces données sont associées à des levés bathymétriques qui complètent la carte du SHOM.

• La pose d'un houlographe-courantomètre sur la côte ouest de l'isthme, a pour objectif de connaître les caractéristiques de l'agitation et les courants de marée au large de la zone d'étude. Grâce à ces données, une modélisation de la propagation de la houle sur l'avant-côte a été effectuée afin d'appréhender à l'échelle de l'ensemble de la façade, les différences nord-sud des caractéristiques de l'agitation sur l'estran, à l'origine de la dynamique du trait de côte.

• La troisième partie vise à proposer un schéma général de la circulation sédimentaire sur les deux façades de l'isthme à l'échelle annuelle. Sur la côte ouest, ce travail repose sur l'utilisation d'un outil numérique. Les résultats obtenus lors des deux premières parties de ce chapitre sont essentiels pour obtenir des simulations réalistes de l'intensité et de la direction des transports. Sur la façade est, l'observation des morphologies en place, les connaissances théoriques sur leur formation et leur évolution récente permettent d'identifier qualitativement la direction des transports sédimentaires.

I. Caractérisation morpho-sédimentaire de l'avant-côte de l'isthme de Miquelon-Langlade

I.1 Méthodologie

Grâce à l'utilisation d'une benne à sédiments, des prélèvements superficiels ont pu être réalisés sur l'avant-côte des deux façades de l'isthme pendant les campagnes 2004 et 2005 (Figure.187). Ces prélèvements (135 sur la façade est, 79 sur la façade ouest) ont été effectués entre les cotes -40 m et -5 m, permettant d'obtenir une information relativement complète de la couverture sédimentaire de l'avant-côte. L'investigation sédimentologique doit permettre de :

• caractériser la nature et la granulométrie du sédiment présent sur l'avant-côte au droit de l'isthme.

• évaluer le stock sédimentaire remobilisable par l'action des houles et des courants de marée afin de percevoir leur contribution éventuelle à la morphodynamique des plages et du trait de côte.

Lors de ces missions, un grand nombre de sondes bathymétriques (322 à l'Est, 178 à l'Ouest) ont pu également être réalisés grâce au sondeur du bateau de la DDE locale « Le Paul Veillon » (Figure.187). Malgré l'incertitude sur ce type de mesure ($^{+}$/- 50 cm), ces données permettent de préciser la topographie de l'avant-côte et de compléter la dernière carte du SHOM extraite d'un levé canadien datant de 1954.

I.2 Profils bathymétriques

La réalisation de profils bathymétriques permet de mettre en valeur des différences significatives de la topographie de l'avant-côte entre les deux façades de l'isthme de Miquelon-Langlade.

Sur la façade ouest (Figures.188 et 189), les profils bathymétriques révèlent des différences entre le Nord et le Sud de l'isthme. Au Sud, les profils sont plutôt globalement rectilignes avec l'absence de ruptures de pente marquées. Le profil 2 possède une pente de 0.5% entre la cote 0 et –15 m. En se déplaçant vers le Nord, la forme devient concave avec une pente plus forte sur la partie haute. Le profil 7 situé le plus au Nord au droit de l'isthme possède une pente de 1,2% entre 0 et 15 m de profondeur. Ainsi, la partie sud de la façade ouest (à partir du profil 4) présente un profil de l'avant côte plus dissipatif que la partie nord. Malgré ces différences, la pente de l'avant côte devient plus douce sur l'ensemble de la façade à partir d'une cote située entre -20 et -30 m (de l'ordre de 0.27%). A noter la présence de barres sous marines ayant une hauteur d'environ 1.2 mètres identifiables sur les profils n° 1, 2, 5, 6 et 7.

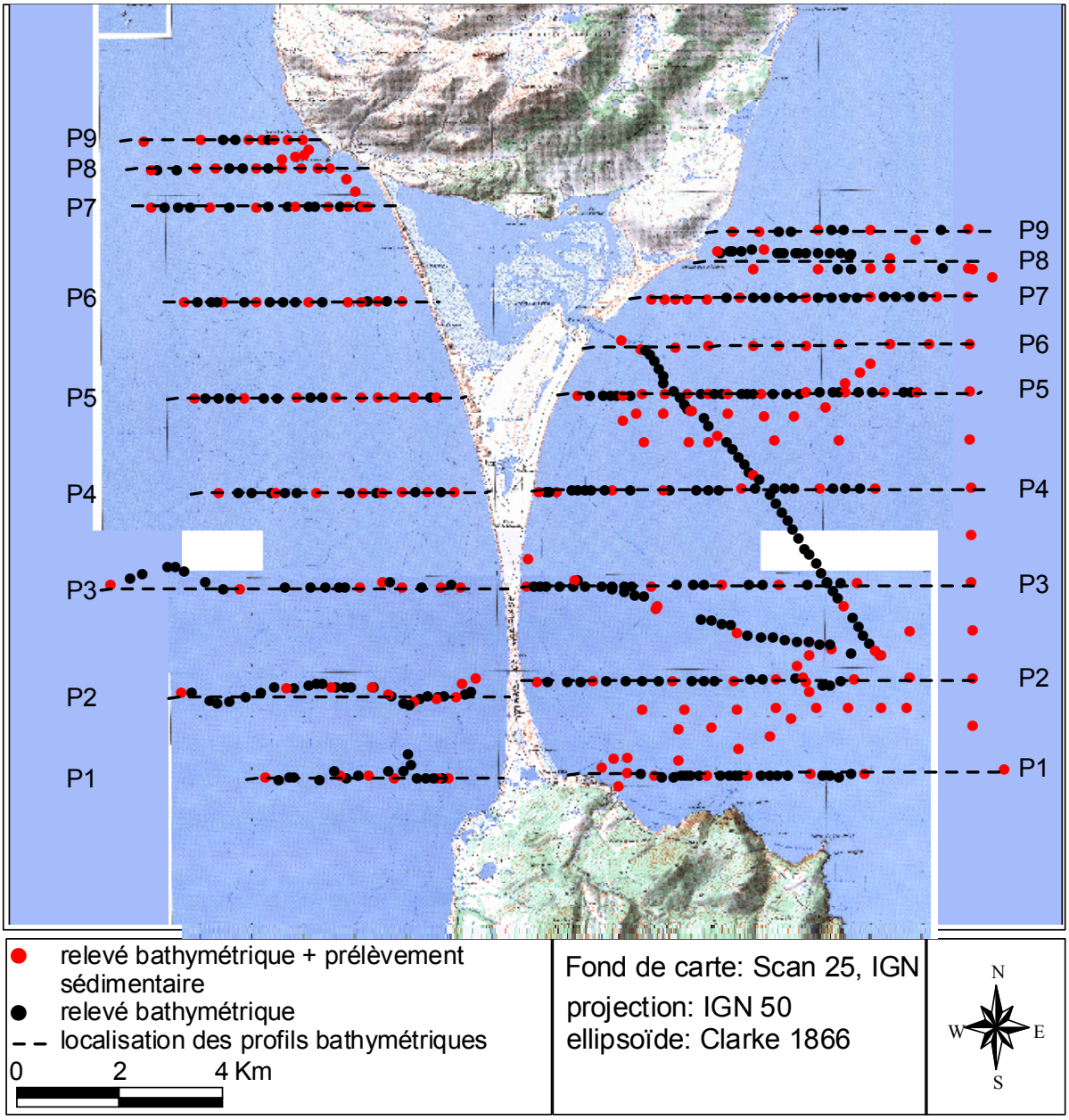


Figure 187: Loalisation des prélèvements de sédiments et des profils bathymétriques sur l'avant-côte de l'isthme de Miquelon-Langlade.

Les profils bathymétriques réalisés sur la façade est peuvent être divisés en trois sections suivant l'éloignement à la côte (Figures.188 et 189). La partie haute du profil est pentue (3%) jusqu'à la cote -10 m. Une partie intermédiaire caractérisée par une large zone plane (0,35%) est ensuite identifiée. Sur le profil 6, au droit de l'embouchure de la lagune du Grand Barachois, cette section est la plus large (3200 m). Sur la partie basse des profils (à partir de la cote -30 m), la pente s'accentue (0,7%). Au Nord de la pointe aux Cacaouis (profil 7), la pente générale de l'avant côte devient plus forte (0,54%). La partie intermédiaire caractérisée par une large zone plane disparaît quasiment sur le profil 9. Ces observations suggèrent que la plate-forme sur laquelle repose l'isthme se rétrécit au Nord de la pointe au Cacaouis (profil 7) et ne semble pas s'étendre au-delà de la pointe aux Alouettes (profil 9).

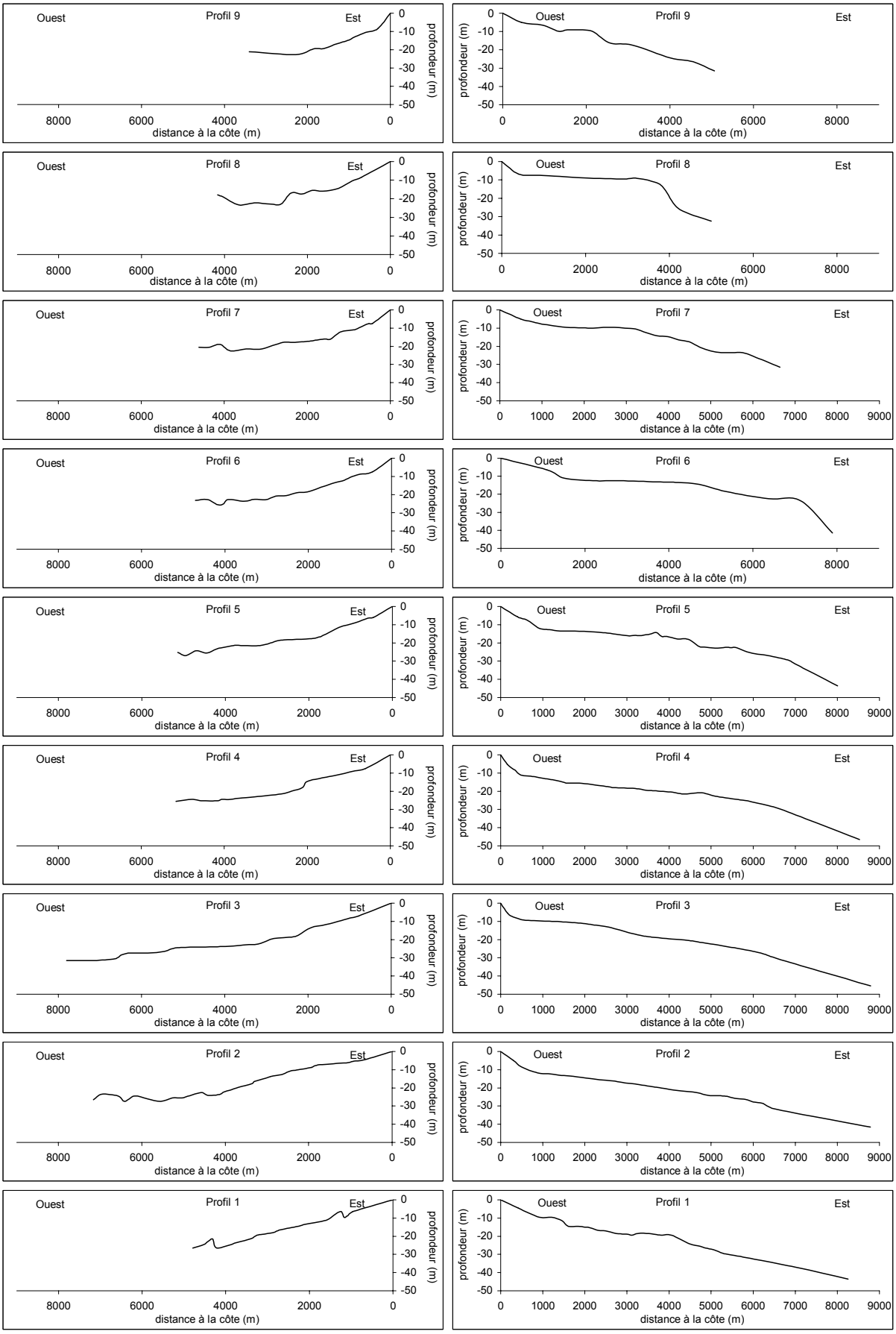
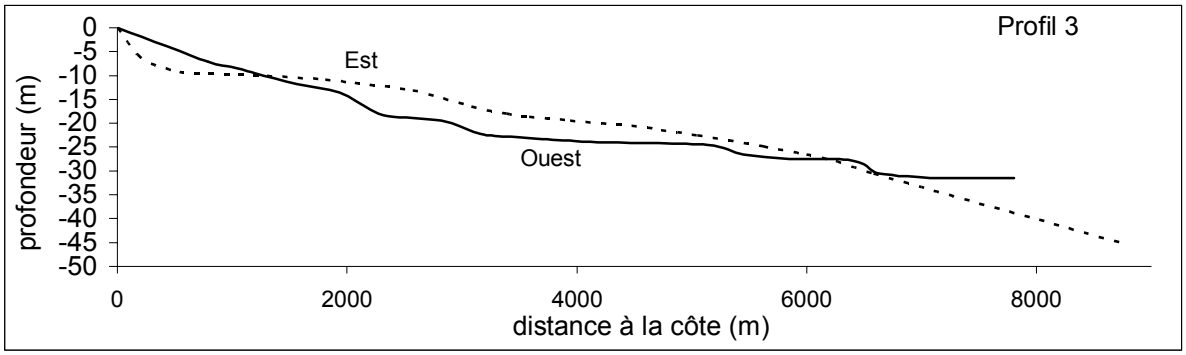


Figure 188: Profils bathymétrique de la façade ouest et est de l'isthme de Miquelon-Langlade.



	Gradient			
	Ouest		Est	
5m	1:100	0° 57'	1:32	1° 78'
10m	1:161	0° 35'	1:227	0° 25'
15m	1:161	0° 35'	1:303	0° 19'
20m	1:140	0° 40'	1:263	0° 22'
25m	1:476	0° 12'	1:312	0° 18'
30m	1:285	0° 20'	1:188	0° 30'
35m			1:140	0° 41'
40m			1:140	0° 41'
45m			1:140	0° 41'

Figure 189: Profils bathymétriques et gradients des profils 3 (Est et Ouest) situés au centre de l'isthme.

La comparaison des relevés bathymétriques des campagnes 2004 et 2005 par rapport aux indications de la carte du SHOM de 1954 est délicate pour deux raisons. La précision des mesures réalisées est estimée à $^{+}/_{-}$ 50 cm. La carte du SHOM présente peu de points de sondes bathymétriques, notamment sur la zone au voisinage de l'isthme. Néanmoins, une comparaison a tout de même été réalisée et révèle peu de changements significatifs.

I.3 Carte sédimentaire de l'avant-côte

L'analyse des échantillons prélevés sur la façade est indique la présence d'un sable fin sur une majeure partie de l'avant côte (Figure.190). La médiane granulométrique (D_{50}) est comprise entre 0.136 mm et 0,197 mm. Elle est située entre 0.136 mm et 0.162 mm si les prélèvements les plus proches du littoral (entre 0 et –5 m de profondeur) ne sont pas pris en compte.

Le sédiment est bien classé avec 55% de sa masse compris entre 0,125 mm et 0,160 mm et 85% entre 0,1 mm et 0,2 mm. La répartition granulométrique est donc globalement homogène sur l'avant côte. Aucune diminution significative de la taille du sédiment entre la côte et le large n'est mise en évidence. La limite de la plate forme sableuse a pu être identifiée au Nord. Les profils à proximité de la pointe aux Alouettes (6, 7, 8 et 9) (Figure.191), présentent pour chaque échantillon un sédiment très grossier constitué essentiellement de blocs et de galets. Sur cette partie de l'avant côte, les sédiments sableux sont localisées à proximité de la plage (cote entre 0 et -5 mètres). L'extension des sédiments grossiers est observée jusqu'au profil 5, c'est à dire au droit de l'embouchure du Grand Barachois, à une distance d'environ 2 kilomètres de la côte. Au Sud, la limite des sables est restreinte au

voisinage de la côte de Langlade. Son épaisseur sur cette partie sud semble plus faible que sur la partie médiane de l'isthme comme le montre en certains points la présence de galets et de graviers associés à du sable fin. Par contre, l'extension vers le large des sables n'a pas pu être délimité (présence de sable fin à plus de 8 kilomètres au large et à une cote de –40 mètres).

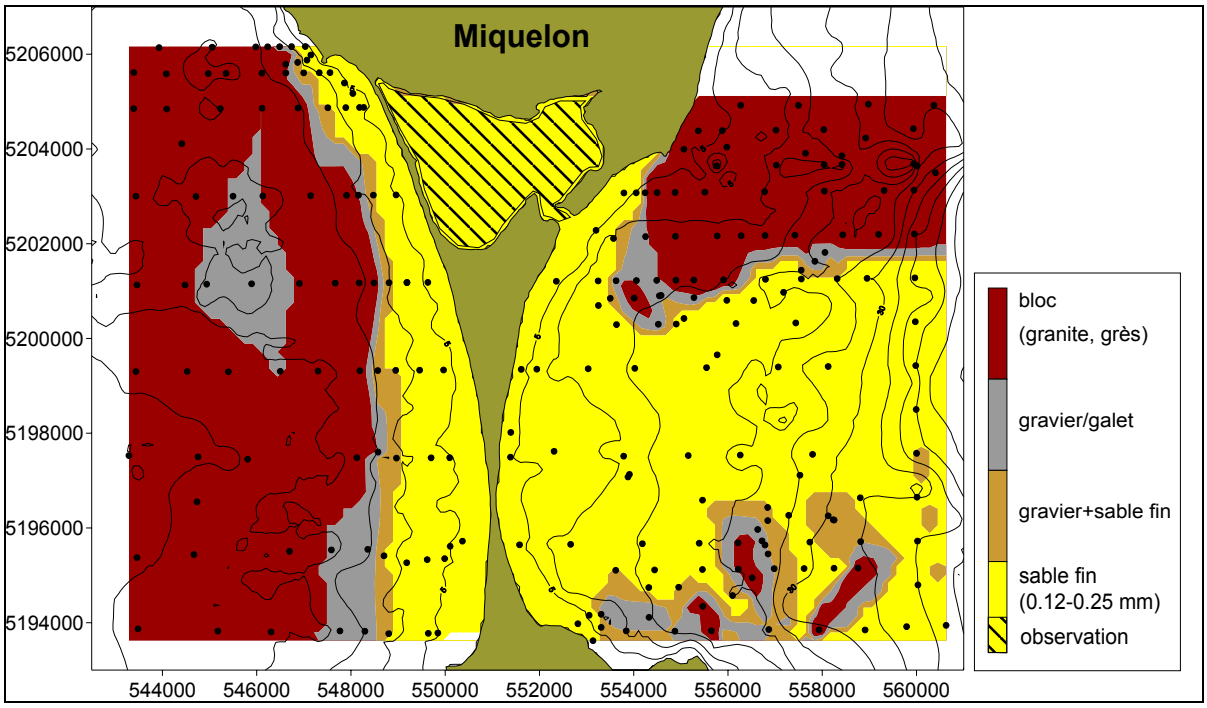


Figure 190: Carte sédimentaire de l'avant côte de l'isthme de Miquelon-Langlade.

L'analyse des échantillons prélevés sur la façade ouest indique également la présence d'un sable fin sur l'ensemble de l'avant-côte (Figure.190). La médiane granulométrique (D_{50}) est comprise entre 0,13 mm et 0,16 mm. Ce sable est bien classé avec 58% de sa masse compris entre 0,16 mm et 0,2 mm et 84% entre 0,1 mm et 0,2 mm. Il est semblable à celui de la façade est. Les quatre premiers profils, les plus au Sud, ne présentent aucun grano-classement vers le large (D_{50} entre 0.141 et 0.155 mm). Sur les profils 5, 6 et 7, une légère diminution de la taille du sédiment est observée (D_{50} entre 0.139 et 0.160 mm). Ceci est probablement dû à la localisation plus proche de la côte du premier point d'échantillon (D_{50} = 0.160 mm) par comparaison aux profils plus au Sud. A noter la présence d'un sédiment plus fin (D_{50} = 0.130 mm) sur le profil 8 et 9 à proximité de la pointe au Cheval et de la pointe à la Jument (Figure.158). La frontière entre les sables fins et les sédiments grossiers constitués de blocs et graviers est franche. Elle se situe aux alentours de la cote -15 mètres, sauf pour la radiale la plus au Nord (9) où la limite se situe à –10 mètres (Figure.191).

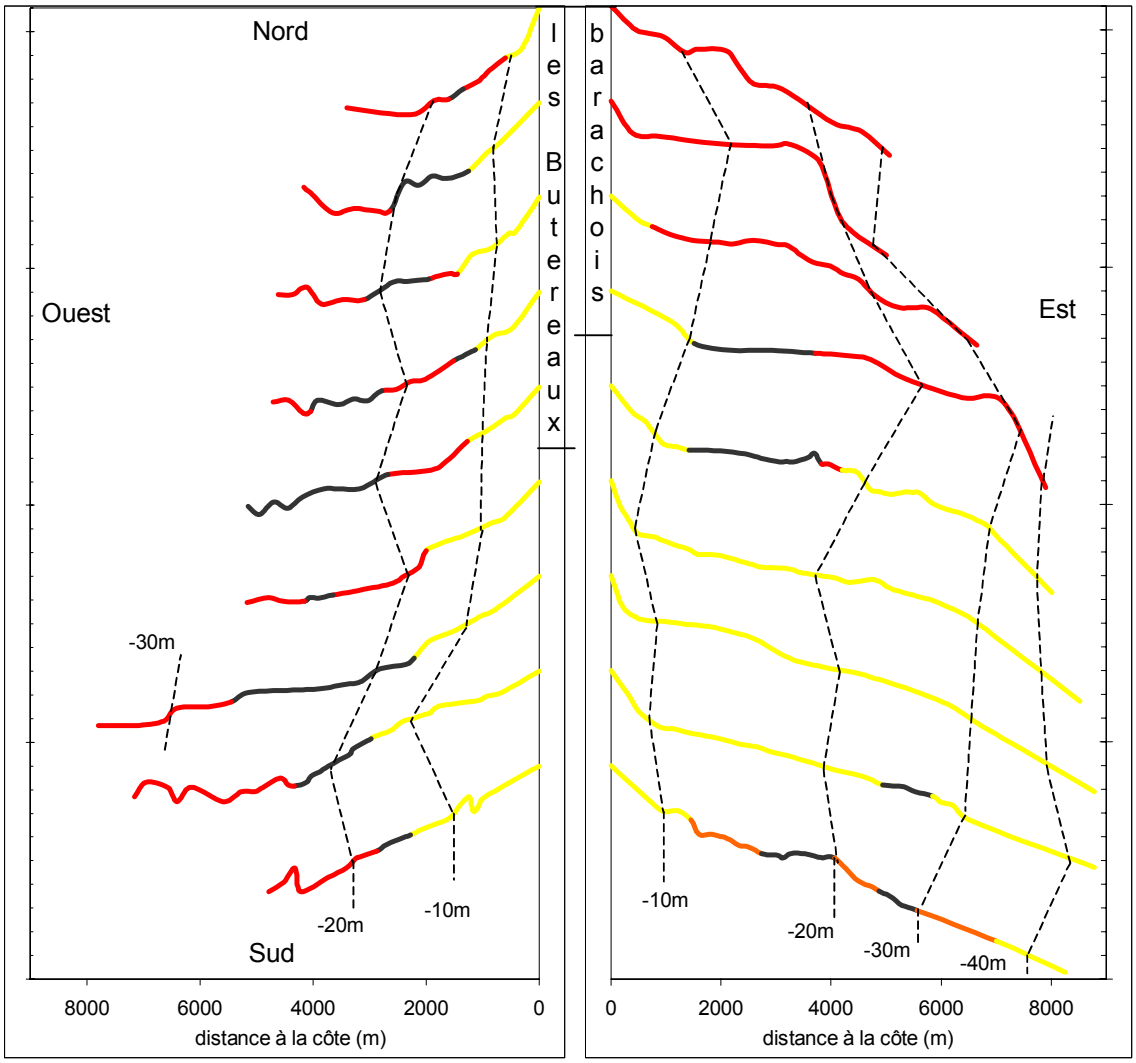


Figure 191: Répartition des sédiments sur les profils bathymétriques à l'Est et à l'Ouest de l'isthme (jaune, sable fin ; orange, gravier et sable fin ; gris, gravier/galet ; rouge, bloc).

I.4 Discussion

Le prélèvement de sédiments de part et d'autre de l'isthme montre que l'avant-côte est constituée en majeure partie de sable fin ayant probablement la même origine. Les indices granulométriques sont identiques. Les blocs (granite, grès), galets et graviers sont également de même nature. Sur la façade est, la plate-forme sur laquelle repose l'isthme se rétrécit (pente plus forte) et change de nature (absence de sable et présence de sédiments plus grossiers) au Nord de la pointe aux Cacaouis. La couverture sableuse semble restreinte en latitude au voisinage proche de l'isthme bien que la frontière au Sud ne soit pas précisément délimitée. Par contre, elle montre une extension vers le large importante (jusqu'à la cote - 40 m, à 8 km de la côte). Cette répartition des sables fins sur la façade ouest est plus restreinte (jusqu'à la cote –15 m soit à 3 km de la côte). Cette différence est due aux conditions d'agitation plus intenses de l'Ouest qui ont tendance à remobiliser vers la côte une plus grande quantité de sédiments sableux sur la façade ouest. Il est possible également qu'une partie du stock sédimentaire sableux ait été transféré de l'Ouest vers l'Est lorsque l'isthme n'était pas encore

totalement formé. Le tracé de l'isobathe -10 m sur la façade est (Figure.190), au droit de la position de l'ancien goulet constaté sur les cartes historiques (Figure.173), peut être interprété dans ce sens.

Ainsi, l'ensemble des résultats montrent la présence d'un stock sédimentaire remobilisable pour les plages beaucoup plus important en surface, et probablement en volume sur la façade est que sur celle de l'ouest.

L'étude de la répartition du sable fin sur l'avant côte en fonction de la bathymétrie révèle une dissymétrie du stock entre le Nord et le Sud de la façade ouest (Figure.192). Cette différence est observée à partir du profil 5 et s'accentue vers le Nord. Deux possibilités peuvent être avancées pour expliquer cette dissymétrie.

• La fraction de sable fin déposée lors de l'histoire géologique de l'isthme fut répartie de façon hétérogène sur l'avant-côte.

• La différence de distribution spatiale du sable fin est observable à partir de la zone des Buttereaux. Ces derniers en érosion constituent un réservoir sédimentaire important, dont les matériaux seraient repris par l'action des vagues de tempête qui véhiculeraient longitudinalement le sédiment vers le Sud.

En l'état actuel des connaissances, il n'est pas possible de trancher, une solution mixte pouvant également être envisagée.

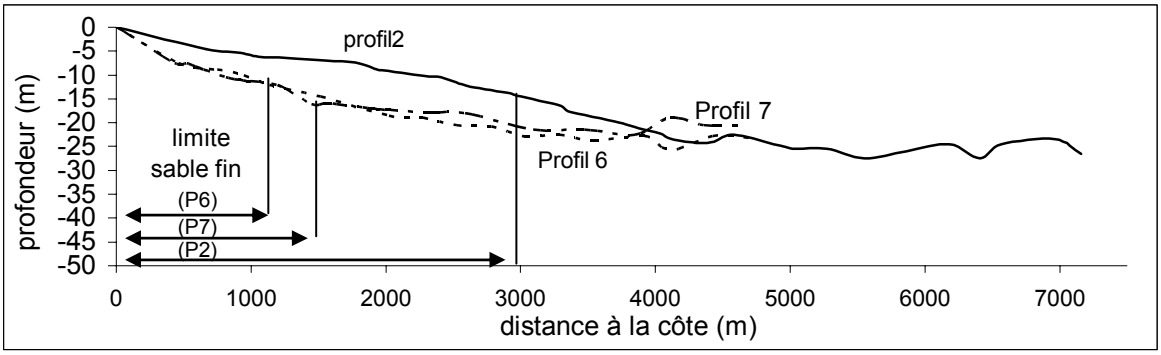


Figure 192: Extension du stock de sable fin sur l'avant côte entre le Nord et le Sud de la façade ouest de l'isthme de Miquelon-Langlade.

II. Analyse des processus hydrodynamiques sur la façade ouest

II.1 Mesure des paramètres hydrodynamiques

II.1.1 Méthodologie

Les conditions hydrodynamiques ont été enregistrées lors de la campagne 2004. Un houlographe/courantomètre (S4DW) positionné sur une potence lestée fut immergé à une cote de -17 mètres sur la partie médiane de l'avant-côte de la façade ouest, entre le 16 septembre et le 8 octobre 2004 (Figure.199).

Cet appareil est composé d'un courantomètre électromagnétique permettant d'enregistrer l'intensité et la direction des courants. Il est également équipé d'un capteur de pression pour enregistrer les fluctuations de la surface libre. Outre la marée, après traitement, différents paramètres caractérisants la houle sont obtenus, à savoir la hauteur significative Hs (en m), la période significative Ts (en s), la période de Pic Tp (en s) et la direction de la houle (en degré).

La durée d'acquisition choisie (burst) résulte d'un compromis entre le temps d'immersion et la capacité de mémoire de l'appareil. Elle est de 9 minutes toutes les 4 heures à une fréquence de 2Hz. Ces mesures s'effectuant seulement sur une courte période de l'année, l'analyse ne peut être que partielle.

II.1.2 Enregistrement de la marée

L'archipel de St Pierre et Miquelon possède un environnement de marée microtidal de type semi-diurne. Le marnage en période de vive-eau moyenne est légèrement inférieur à 2 m (2,29 m de hauteur d'eau à marée haute pour 0,34 m à marée basse) (source du Service Hydrographique de la Marine).

Lors de la campagne de mesures, deux cycles de marée de vive-eau et de morte-eau ont été enregistrés (Figure.193). Le marnage maximum mesuré est de 1,5 m le 29 septembre, caractérisant une vive-eau moyenne. La marée est bien semi-diurne.

II.1.3 Analyse de l'agitation au large

Durant la campagne de mesures, la hauteur significative (Hs) de la houle est restée majoritairement comprise entre 0,2 m et 1.5 m (94 % du temps) (Figure.193). La classe 0.5 à 1 m représente environ 34.2 % des situations (Figure.194a). Au cours de trois périodes, des Hs comprises entre 1,5 m et 2,4 m ont été enregistrées. Néanmoins, la classe 1.5 à 2 m correspond à 4.1 % des observations et les hauteurs supérieures à 2 m sont beaucoup plus rares, avec une fréquence d'apparition d'environ 1.6 %.

La direction des houles pendant la durée de la mission se restreint à une fenêtre de secteur sud-ouest à nord-ouest (89 % du temps) (Figures.194 et 195b). Les provenances comprises entre 250° et 270° sont dominantes, représentant près de 32 % des observations. Les houles de Nord, ne représentent que 9 % des situations et celles de secteur 310°-350°, uniquement 2 %. Aucune agitation provenant du Sud au Sud-Ouest n'a été enregistrée pendant la campagne. Une légère augmentation de la hauteur significative est observée, lorsque les houles proviennent d'un secteur compris entre le Nord et le Nord-Nord-Ouest (Figure.195c)

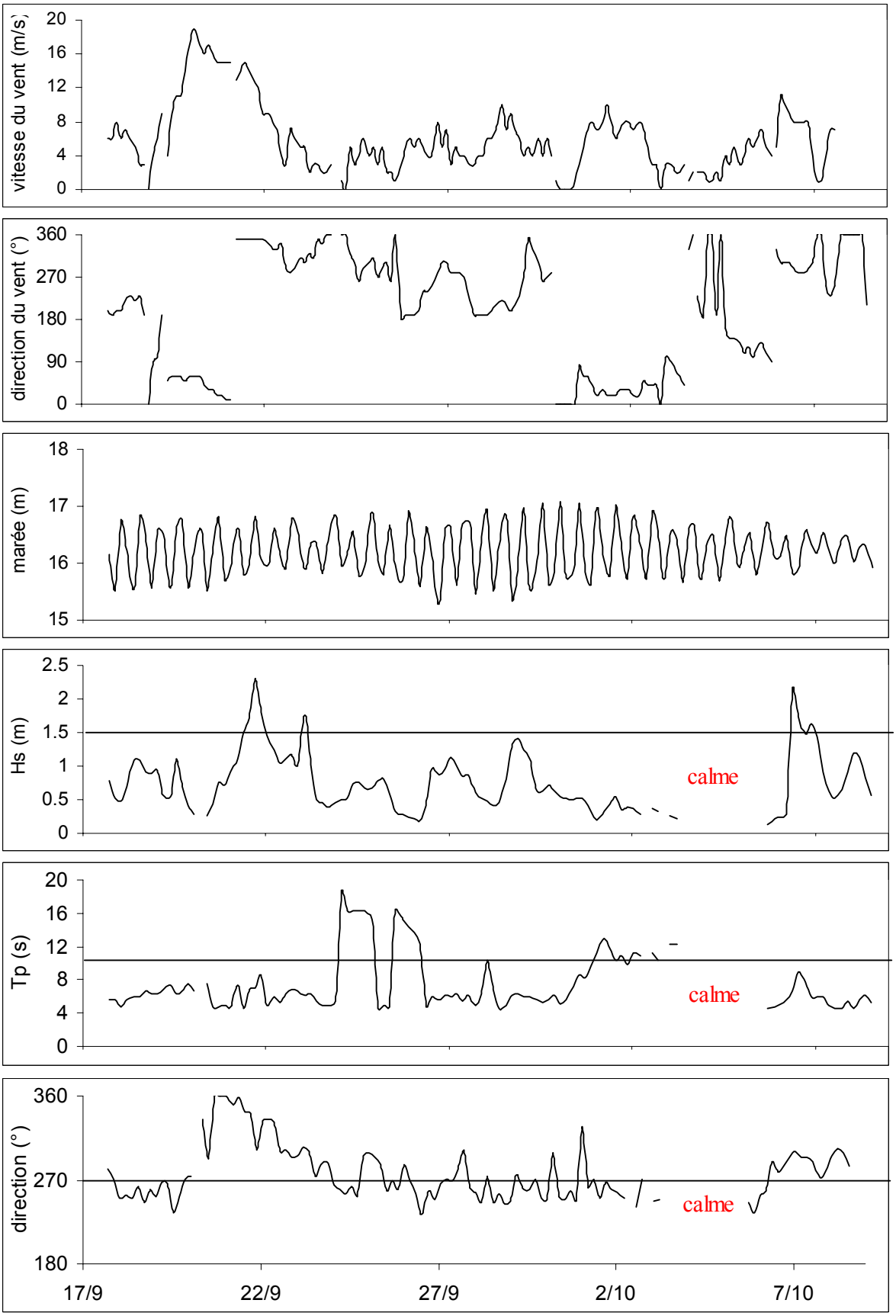


Figure 193: Données météorologiques et caractéristiques de l'agitation pendant la campagne 2004 sur la façade ouest de l'isthme.

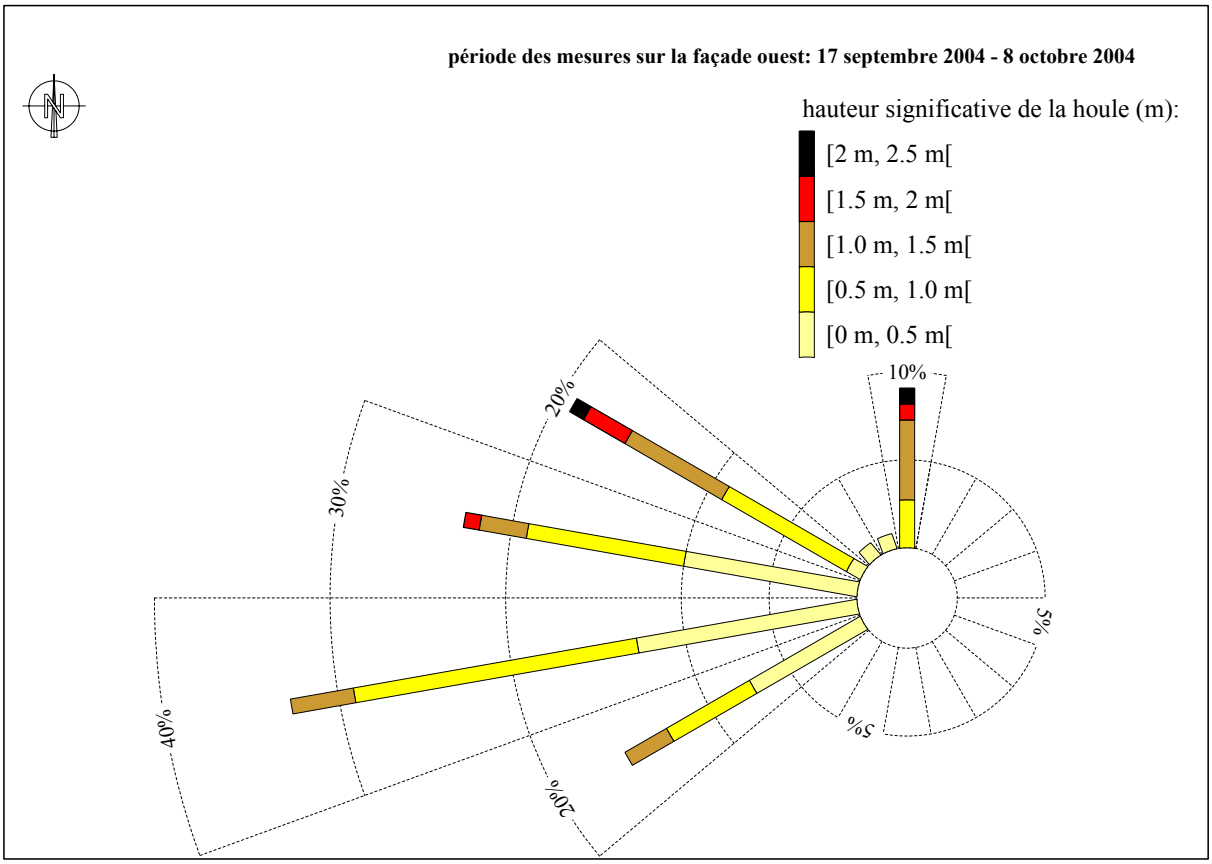


Figure 194: Rose de houle sur la façade ouest de l'isthme de Miquelon-Langlade entre le 17 septembre et 8 octobre 2004.

Les périodes de pic (Tp) présentent une bimodalité avec un mode principal centré sur les périodes de 4 à 7 s (62.5 % du temps) (Figure.196a). Cette gamme correspond aux mers de vent. Un second mode est observé pour les périodes supérieures à 12 s (25 %), correspondant aux houles longues en provenance de l'Atlantique. L'analyse des corrélations entre la hauteur significative et la période de pic indique que les houles longues sont comprises entre 0.15 et 0.75 m (Figure.196b). Les houles courtes correspondent à une grande gamme de hauteur significative (entre 0.15 et 2.3 m).

Les périodes significatives (Ts) présentent un mode principal centré sur des valeurs comprises entre 5 et 7 s (75 % du temps) (Figure.196c). La répartition des périodes en fonction de la hauteur significative indique également que les houles longues, supérieures à 12 s, ont des Hs inférieures à 0.7 m (Figure.196d). Les houles courtes génèrent les plus fortes hauteurs.

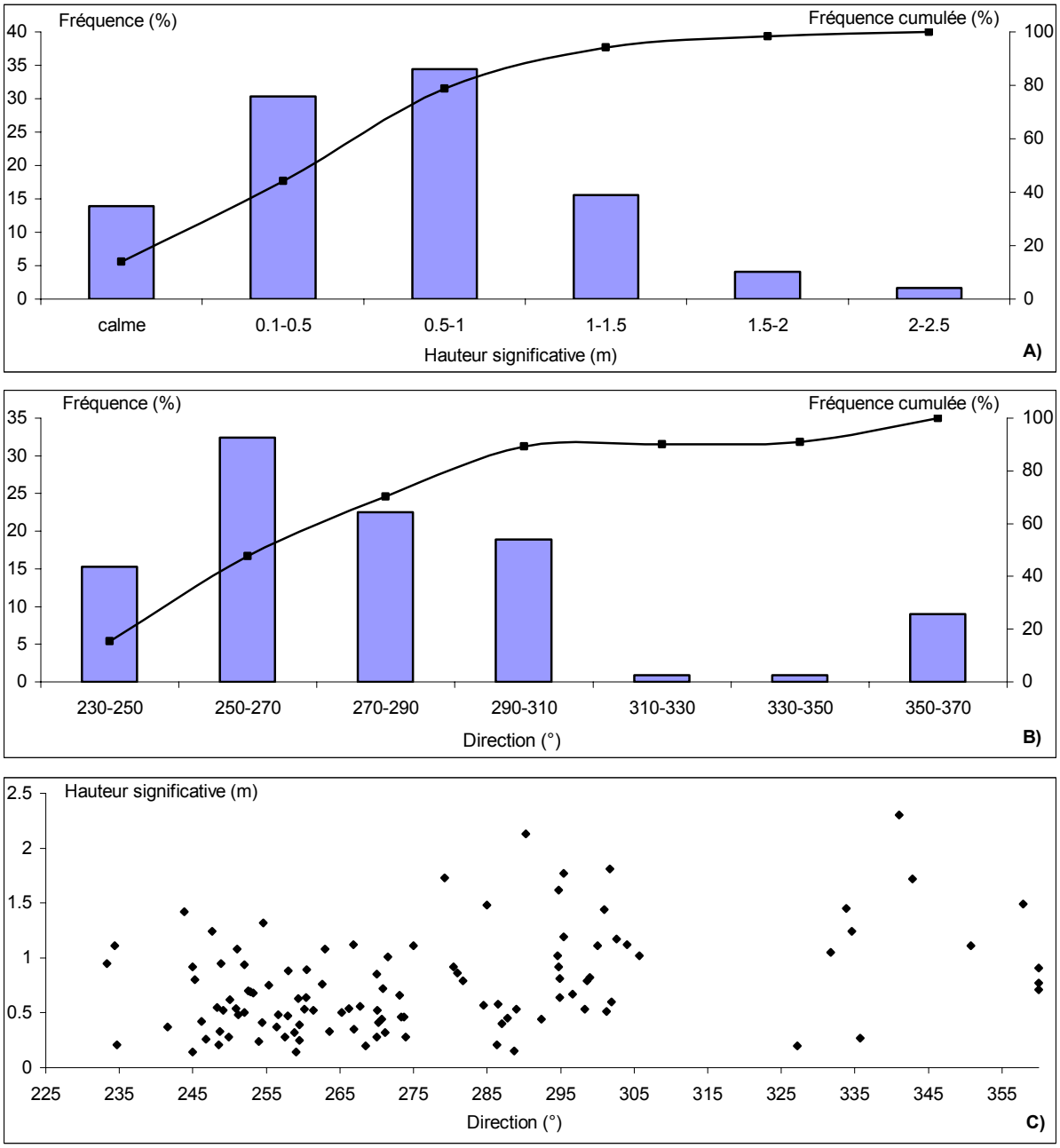


Figure 195: Histogramme de fréquence des hauteurs significatives (a) et des directions (b) sur la côte ouest de l'isthme. Répartition de la hauteur significative en fonction de la direction de l'agitation.

Une relation quantitative entre l'intensité et la direction des vents locaux par rapport aux conditions d'agitation peut être établie. Lorsque les vents sont de terre (0°-180°), l'agitation est inférieure à 1 m et ce, quelque soit l'intensité du vent sur la façade ouest (Figure.197a). L'isthme, ainsi que Miquelon, protège la côte ouest. Par contre, dès que les vents proviennent du quadrant nord, l'influence sur la hauteur de la houle se fait ressentir immédiatement (21 septembre et 05 octobre). Ainsi, une bonne corrélation est trouvée entre l'intensité des vents de secteur 180°-360° et la hauteur significative de l'agitation (R^2 de 0.61) (Figure.197b). Cette corrélation est meilleure pour un vent de direction comprise entre 300 et 360° (R^2 de 0.77).

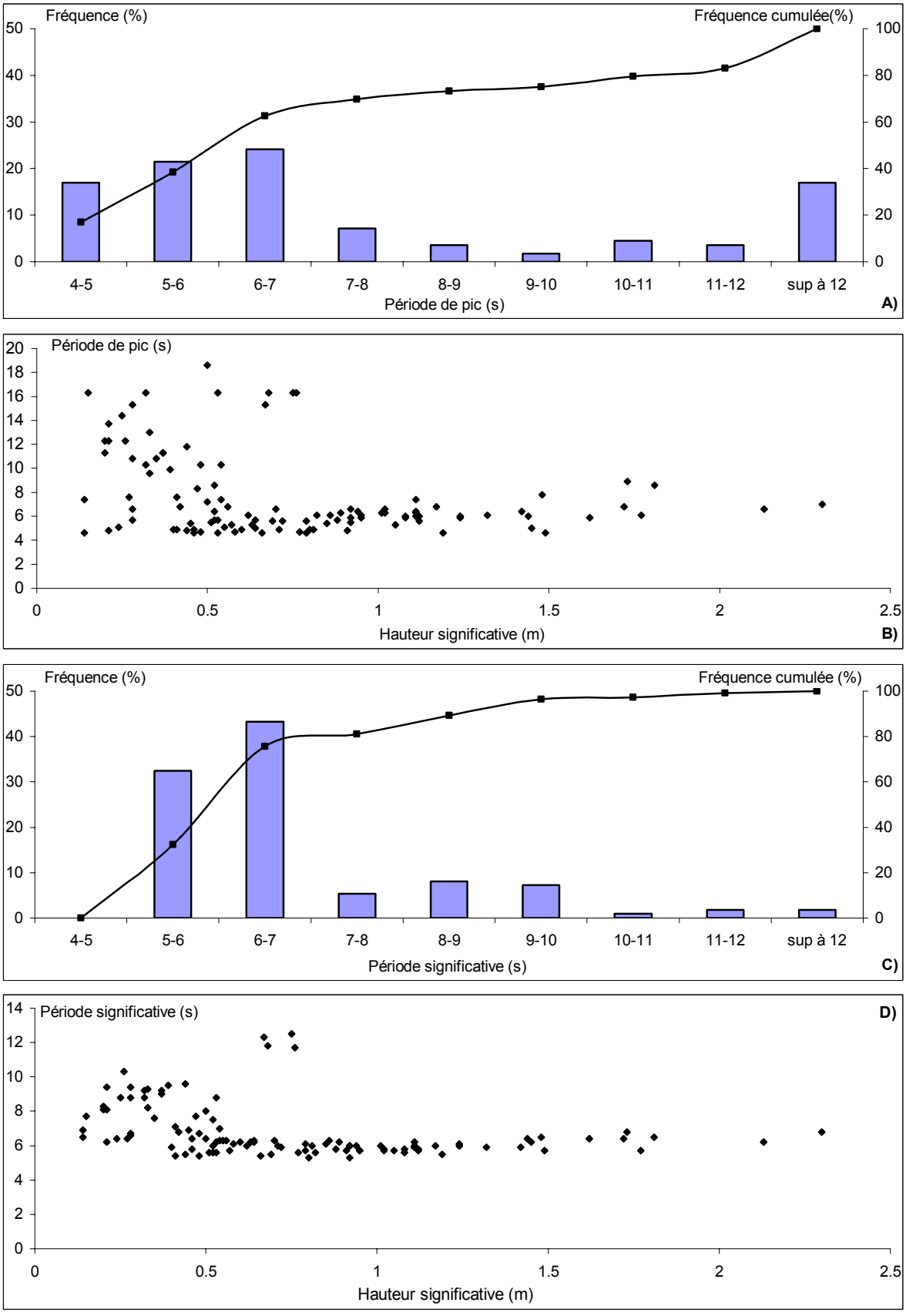


Figure 196: Histogramme de fréquence de la période de pic (a) et significative (c). Répartition de la période de pic (b) et significative (d) en fonction de la hauteur significative de l'agitation.

La direction du vent peut également être corrélée avec le secteur de provenance de la houle (R^2 de 0.47) qui présente néanmoins, une fenêtre plus restreinte au point de mesure (Figure.196b). Cela souligne l'influence de la bathymétrie et des îlots, sur la propagation de la houle au large.

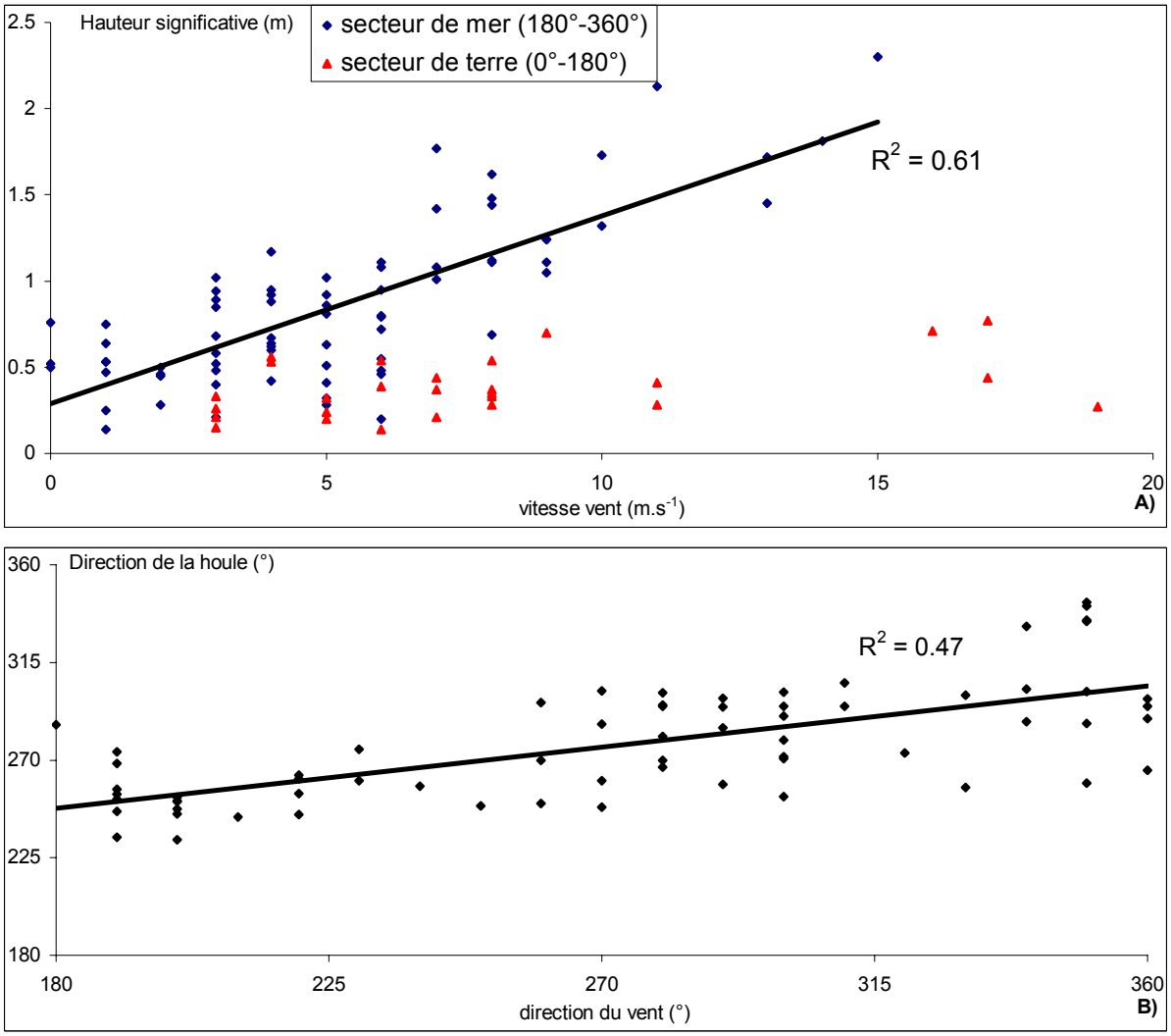


Figure 197: Relation entre la hauteur significative de la houle et l'intensité du vent (a). Relation entre la direction de la houle et la direction du vent au point de mesure.

II.1.4 Analyse des courants au large

Durant la campagne de mesures, la vitesse des courants moyens apparait faible, souvent inférieure à 0,1 $m.s^{-1}$ (85.7 % du temps) (Figures.198 et 199a). La fréquence de la classe 0.1-0.15 $m.s^{-1}$ correspond à 10.3 % des observations. Les vitesses de courant supérieures à 0.15 $m.s^{-1}$ sont beaucoup plus rares, avec une fréquence d'apparition d'environ 4 %. La vitesse maximale est enregistrée le 19 septembre et ne dépasse que légèrement 0.2 $m.s^{-1}$.

L'analyse des vitesses à pleine mer montre que les plus fortes vitesses sont généralement observées à marée haute et les plus faibles à marée basse (Figure.198d).

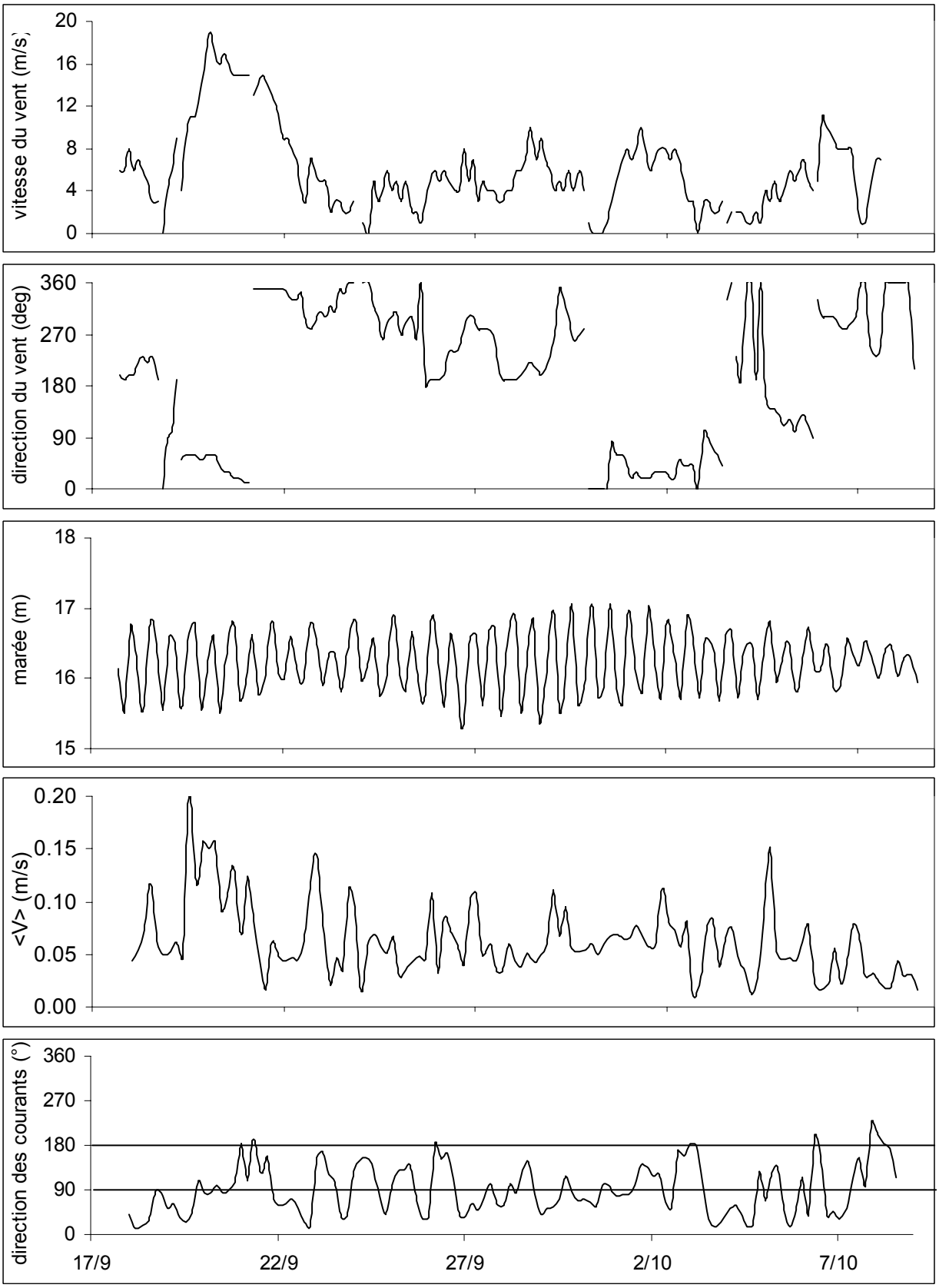


Figure 198: Données météorologiques et caractéristiques des courants moyens pendant la campagne 2004.

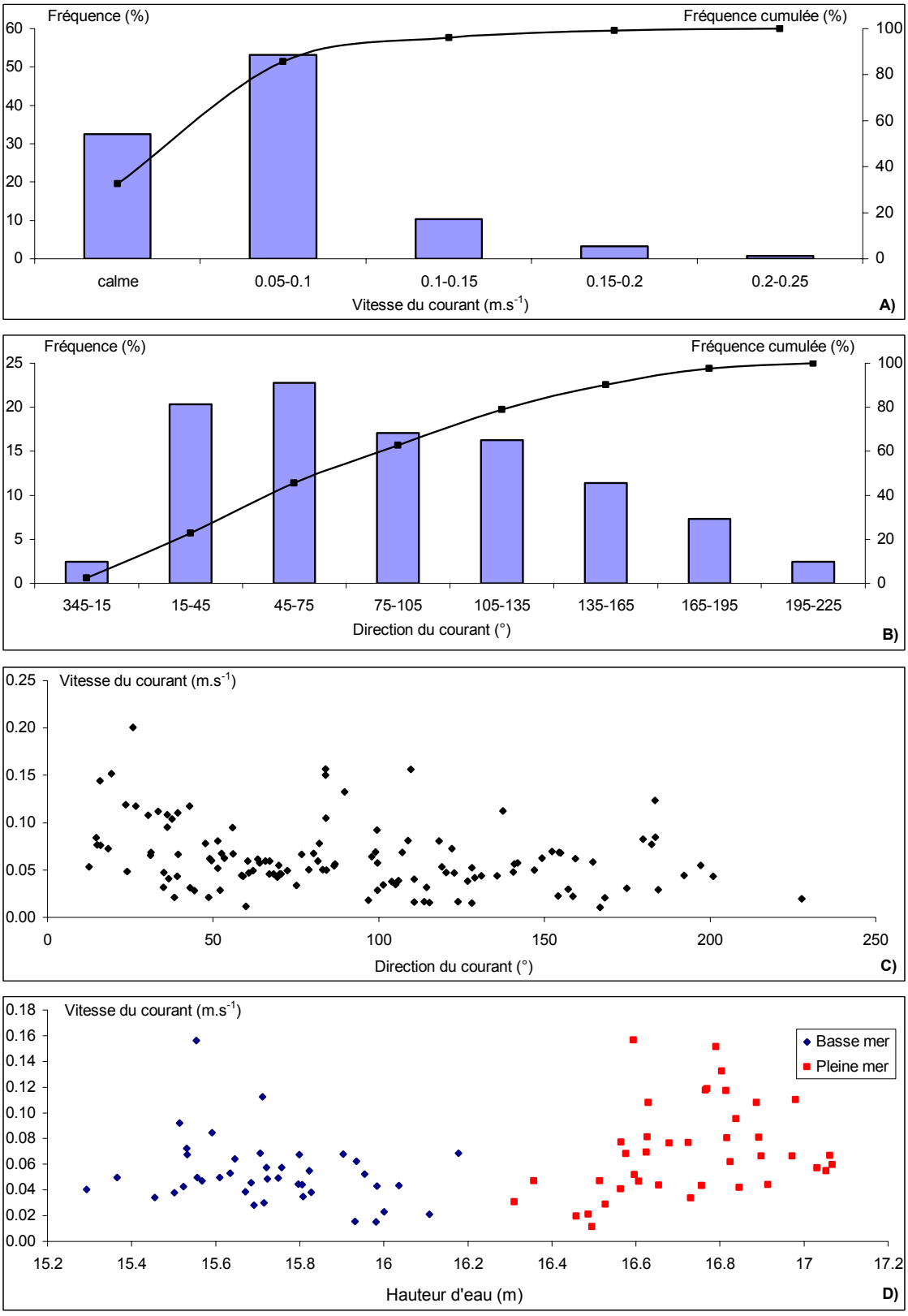


Figure 199: Histogramme de fréquence de la vitesse (A) et de la direction du courant (B). Corrélation entre la vitesse et la direction du courant (C) et entre la vitesse du courant et la hauteur d'eau (D).

Ces observations sont valables sur l'ensemble de la mission, excepté le 1er octobre où un pic de vitesse est observé à marée basse. Cependant, il faut signaler que ces pics de courant ne sont pas systématiques à chaque marée haute. Il arrive souvent que le niveau de pleine mer possède comme celui de basse mer, des vitesses de courant très faibles, de l'ordre de 0,05 $m.s^{-1}$.

La direction des courants présente une grande hétérogénéité. Le secteur 45°-75° est dominant (22.7 % du temps) (Figure.199b). Néanmoins, les secteurs 15°-45°, 75°-105° et 105°-135° présentent une fréquence supérieure à 16 %. De manière générale, les courants ont donc tendance à porter vers l'isthme. Aucun courant ayant une direction vers le large n'est observé. L'analyse des variations du plan d'eau en fonction de la direction des courants ne met aucune relation en valeur. De plus, l'intensité des courants semble être indépendante de leur direction (Figure.199c).

II.1.5 Synthèse des paramètres hydrodynamiques mesurés sur la façade ouest

Cette campagne a permis d'acquérir les premières données hydrodynamiques sur l'archipel. Elles permettent d'apporter quelques conclusions intermédiaires sur l'agitation et les courants de la façade ouest.

• Les conditions d'agitation sont dépendantes des vents locaux. Cette façade est relativement protégée lors de coups de vent en provenance de l'Est.

• L'agitation est principalement de quadrant nord-ouest à sud-ouest, inférieures à 1.5 m.

• Les courants moyens sont faibles (en général inférieurs à 0,1 m/s) et toujours orientés vers la côte. Il est préférable de parler de courants généraux (influencés par le courant du Labrador et/ou du St Laurent) plutôt que de courants de marée, sa contribution étant faible compte tenu du marnage.

• Les courants moyens étant faibles, ils ne possèdent pas la compétence suffisante pour mettre en mouvement les sédiments. Ainsi, le transport sédimentaire sur l'avant-côte semble être gouverné par les caractéristiques de l'agitation.

II.2 Modélisation de l'agitation sur la façade ouest

Afin d'élargir la connaissance de la propagation de la houle entre l'avant-côte et le littoral de la façade ouest de l'isthme, et ainsi de mieux connaître les transports de sédiments de long de celle-ci, il est nécessaire de procéder à des simulations sur un modèle numérique.

II.2.1 Le modèle de propagation SWAN

Le modèle SWAN, acronyme de Simulating WAve Nearshore est utilisé sur la façade ouest pour l'étude de la propagation de la houle sur l'avant-côte afin de définir les caractéristiques de l'agitation. Ce modèle, développé par le laboratoire Delft Hydraulics (Pays-Bas), permet d'obtenir une estimation réaliste des paramètres de la houle pour des zones côtières entre le large et l'estran. Il est basé sur l'équation de conservation de la densité d'action des vagues et prend en compte les processus de dissipation par déferlement en grande et faible profondeur, par frottement sur le fond ou par l'action du vent (pour plus de détails sur la description de SWAN dans sa globalité, voir Booij *et al*., 1999). Par contre, il n'est pas adapté pour modéliser la diffraction.

La validité de ce code pour les régions côtières a été testée avec succès par de nombreux auteurs. Par exemple, Castelle (2004) a utilisé ce modèle pour l'étude des systèmes de « barres et baïnes » de la côte Aquitaine, Jin & Ji (2001) le teste sur un lac de Floride ou encore, Castelle *et al* (2007) sur des bathymétries complexes telles que les embouchures tidales.

II.2.2 Les variables choisies pour la simulation

Les zones de calculs s'effectuent sur une large zone englobant l'archipel afin de s'affranchir des artefacts aux limites, inhérents à ce type de simulation. Les données sont ensuite extraites sur une zone plus petite au voisinage de la façade ouest de l'isthme (Figure.200).

Les calculs ont été réalisés sur un Modèle Numérique de Terrain associant :

• Des fonds digitalisés, issus de la carte du SHOM au 1 :80 000 datant de 1954 (levé canadien).

• Des fonds issus des levés bathymétriques réalisés par le sondeur du bateau « Paul Veillon » (service Phares et Balises) lors des campagnes de 2004 et 2005.

Le modèle SWAN permet de déduire les principales caractéristiques des vagues. Les variables retenues pour les calculs sont la hauteur significative (5 classes entre 0.5 m et 2.5 m) et la direction de l'agitation (11 directions entre 180° et 360°). Au total, 55 scénarios ont été simulés (Tableau.36). Des cas extrêmes (houle de 5 m au large) ont également été prises en compte pour les onze directions retenues pour les calculs (Annexe.4). La hauteur du plan d'eau, la période (6 secondes) et le coefficient de

frottement sont définis comme constants. La simulation s'effectue sans courant. Les mesures réalisées sur le terrain révèlent leur faible intensité, toujours inférieure à 0.2 $m.s^{-1}$. L'influence du vent n'a pas également été prise en compte.

Des cas de tempêtes ayant eu lieu dans le passé ont également été simulés. Ce travail se base sur la relation entre l'intensité du vent et la hauteur de l'agitation mise en lumière lors de la mesure des paramètres hydrodynamiques ($y = 0.11x + 0.29$). Cette relation constitue notre première hypothèse. Ainsi, sur cette base, des vents de 48 $m.s^{-1}$ engendrent une hauteur de la houle de 5.5 m. La seconde hypothèse repose sur une agitation à l'entrée du modèle, définit comme la zone au large (profondeur supérieur à -50 m) dont la direction est celle du vent.

Hauteur significative au large (m)	Intensité du vent ($m.s^{-1}$)
0.5	calme-4
1	5-8
1.5	8-10
2	10-16
2.5	supérieure à 16
Direction de l'agitation	
180°/200°/220°/240°/260°/270°/280°/300°/320°/340°/360°	
Période: 6 secondes	

Tableau 36: Limites des classes retenues pour établir le climat annuel de l'agitation simulée.

II.2.3 Simulation de la propagation de la houle sur la façade ouest

Les simulations numériques montrent que la façade ouest de l'isthme est plus exposée à des houles de secteur 270° (Figure.201). Lorsque la hauteur significative de la houle est de 2.5 m au large, le déferlement à la côte est de 1.5 m sur la partie nord et 0.5 m au Sud. Ainsi, un gradient de hauteurs décroissantes, parallèlement à la côte, du Nord vers le Sud est mis en évidence. Il est croissant avec l'augmentation de l'agitation au large. En effet pour une hauteur de 1.5 m au large, la hauteur à la côte est sensiblement identique tout le long de la façade (proche de 1.1 m).

Les autres directions de propagation indiquent un amortissement plus important de l'agitation lors de sa propagation sur l'avant-côte. Néanmoins, il apparaît qu'une houle aux caractéristiques identiques au large (hauteur significative de 2.5 m et une période de 6s) de secteur 200° est plus énergétique à la côte (1.1 m au nord et 0.7 m au sud) que celle de secteur 340° (0.5 m sur l'ensemble de la façade) (Figure.201). Dans ce dernier cas, le gradient longitudinal d'amplitude de la houle à proximité de la ligne de rivage est beaucoup moins important que pour la simulation précédente.

Ce travail souligne une réfraction importante pour des directions d'agitation présentant un fort angle avec les isobathes et la forme générale du trait de côte. Cette réfraction est à l'origine d'un amortissement qui explique le caractère moins énergétique des houles obliques à la côte comparé à celles de secteur ouest. Ce

phénomène semble significatif pour des isobathes inférieurs à -10 m. Pour de plus grandes profondeurs, la direction de la houle semble être moins perturbée par le relief sous-marin.

En effet, les différentes simulations permettent de constater que pour chaque gamme de direction au point de mesures du S4 (campagne 2004), la différence de direction de propagation avec le large est inférieure à 1° pour des hauteurs significatives comprises entre 0.5 m et 2.5 m (Figure.202a). Pour une agitation plus importante (5 m), la différence de direction est de 3°. La hauteur de la houle semble jouer un rôle secondaire sur sa direction de propagation entre le large et la cote -15 m.

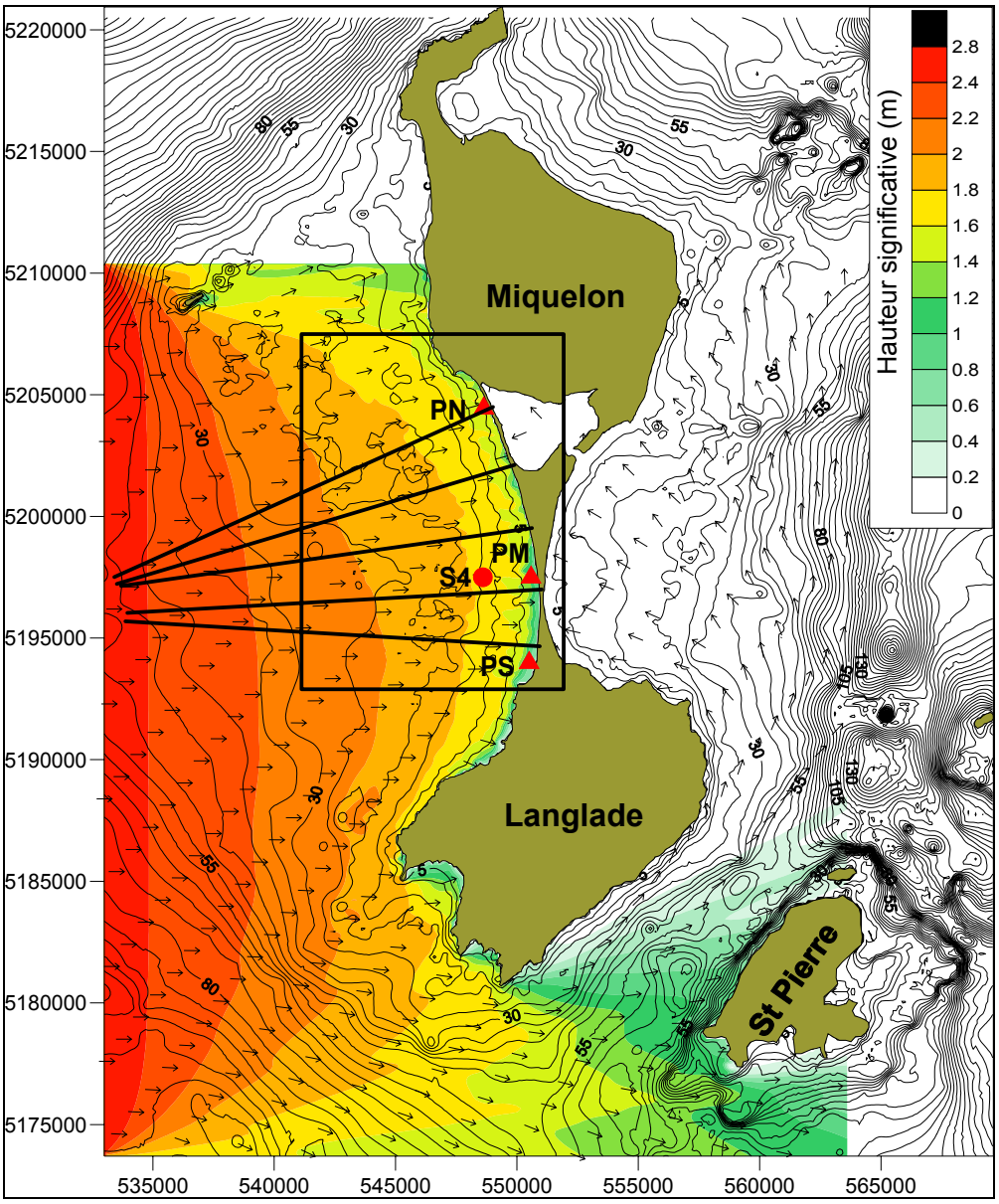


Figure 200: Exemple de simulation de la propagation de la houle par le modèle SWAN pour une hauteur de 2.5 m au large et une direction de 270°. La localisation du houlographe-courantomètre (S4) est présentée ainsi que trois points références dans les faibles profondeurs (PN, PM, PS). Les 5 transects correspondent aux profils types utilisés dans le cadre de la modélisation du transport sédimentaire par UNIBEST.

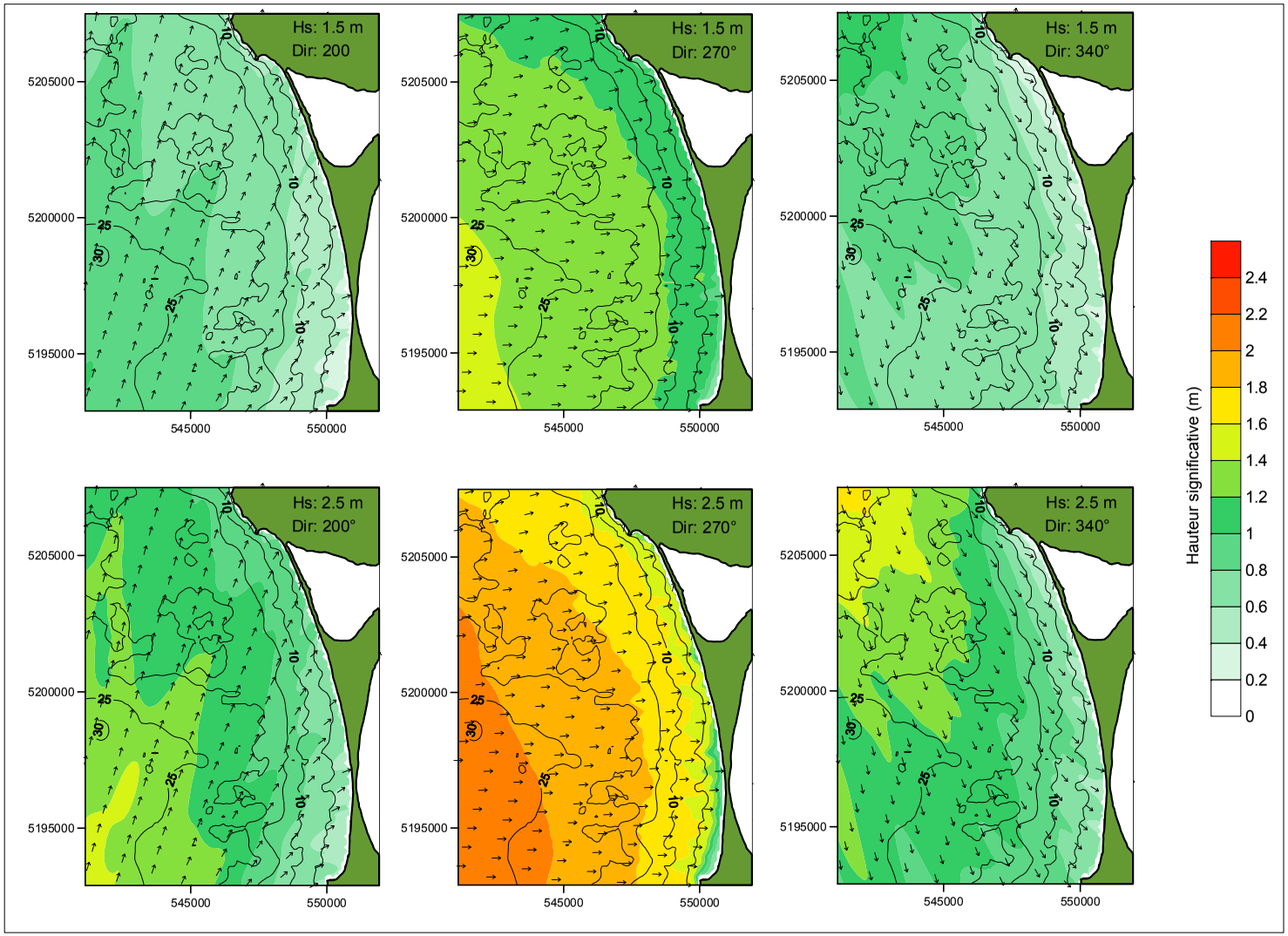


Figure 201: Simulations de la propagation de l'agitation sur l'avant-côte pour différents scénarios au large.

Le spectre directionnel de l'agitation entre le point S4 et la côte, évolue entre le Nord et le Sud de l'isthme. Pour une agitation de 360°, la houle déferlant sur la partie nord subit une forte réfraction (80°) comparée à celle sur la partie médiane (65°) ou au sud de l'isthme (55°) (Figure.202b). A l'inverse, pour une agitation de 180°, la houle déferlant au Sud du tombolo présente une forte réfraction (81°) comparée à celle sur la partie médiane (60°) ou au Nord (35°). Ainsi, pour des simulations avec au large une agitation ayant une direction entre 180°-360°, le spectre directionnel au point S4 est compris entre 213° et 332° (ouverture de 119°). Sur la côte, un resserrement plus important des directions est observé suivant. Au Nord de l'isthme, le spectre directionnel est compris entre 215° et 280° (ouverture de 65°), sur la partie médiane entre 239° et 295° (ouverture de 55°), et au Sud entre 261° et 305° (ouverture de 45°).

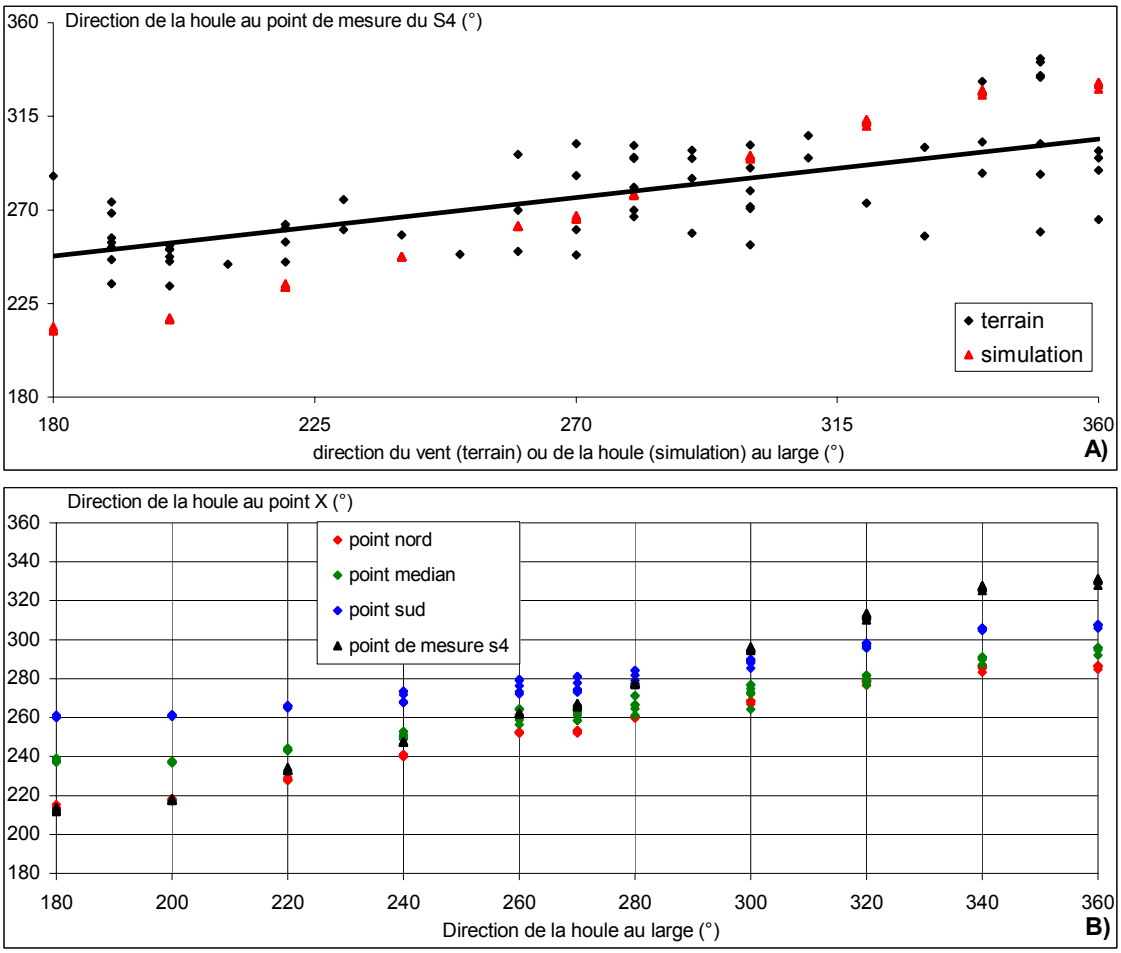


Figure 202: A) Comparaison entre la direction de l'agitation au large et au point de mesure S4 lors de la campagne en mer et des simulations, (B) Comparaison entre la direction de l'agitation au large et en différents points de l'avant-côte lors des simulations.

Deux simulations en période de tempêtes sont présentées sur la figure 203. La première représente celle de 1982. Les vents de secteur sud-ouest soufflaient à 41 $m.s^{-1}$ en moyenne, induisant d'après l'hypothèse retenue sur la relation agitation-vent, des vagues de 4.5 m au large. Pendant cette tempête, la zone des Buttereaux est touchée par

des vagues déferlantes de 1.9 m, alors que sur la partie sud de l'isthme, les vagues sont inférieures à 0.6 m.

La seconde tempête simulée est celle de 1972. Pendant cette période, les vents étaient de secteur ouest avec une intensité de 48 $m.s^{-1}$ en moyenne. Une hauteur estimée de 5.5 m à l'entrée du système est utilisée pour les simulations. Pendant cet événement, les vagues déferlants sur la zone nord des Buttereaux possèdent une hauteur de 2.3 m, alors que la partie sud de l'isthme est touchée par des vagues inférieures à 0.5 m.

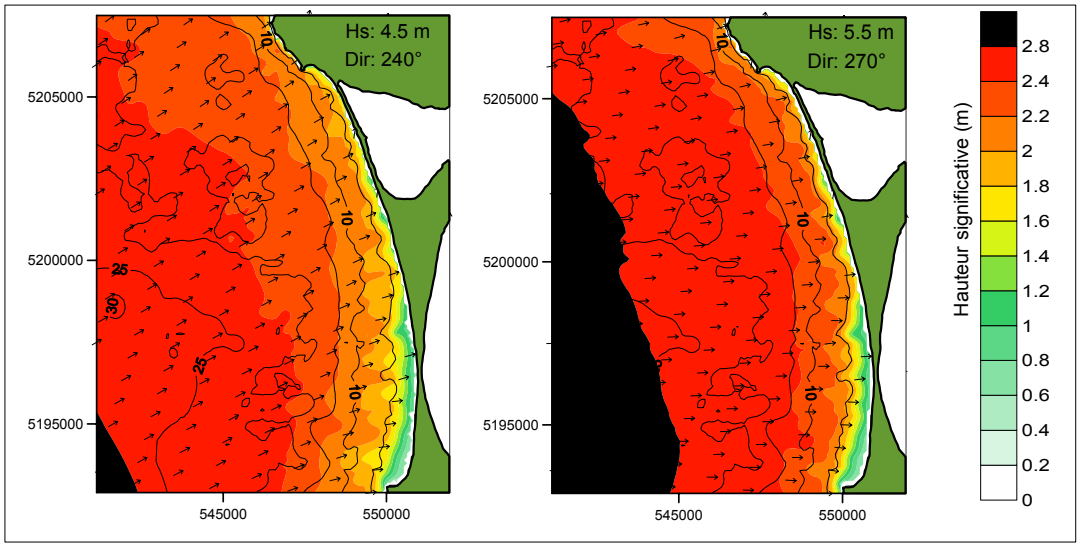


Figure 203: Simulation de la tempête de 1982 (Hs de 4.5 m) et 1972 (Hs de 5.5 m).

II.2.4 Discussion

Cette étude souligne la variabilité des energies induites par l'agitation entre les zones nord et sud de la façade ouest de l'isthme. Au Sud, la pente plus douce de l'avant-côte favorise la dissipation d'une partie de l'énergie de la houle incidente. En effet, aucun scénario ne montre une hauteur significative de la houle à la côte supérieure à 0.7 m. Le profil concave de l'avant-côte au droit des Buttereaux avec une remontée rapide des fonds à partir de –15 m est l'élément majeur pour expliquant le caractère plus énergétique de cette zone. Un amortissement important de la houle lié aux phénomènes de réfraction est également constaté pour des directions d'agitation présentant un fort angle d'incidence avec les isobathes.

Cette étude confirme la fragilité de la zone des Buttereaux plus exposée aux conditions hydrodynamiques à l'inverse de la zone au sud plus dissipative. Cette transition est graduelle le long de la façade ouest. Ces résultats expliquent l'évolution du trait côte analysée dans le chapitre précédent. La partie nord des Buttereaux montre un plus fort recul de la ligne de végétation pendant des conditions de tempête que le secteur situé plus au Sud. La succession des tempêtes entre 1985 et 1990 qui ont provoqué un fort recul du trait de côte sur un laps de temps court n'a pas pu être simulé faute de données adéquates disponibles sur les vents lors de ces événements. Cependant,

les simulations des tempêtes de 1972 et 1982 illustrent le contraste nord-sud de l'agitation le long de la façade ouest de l'isthme et ses conséquences sur la dynamique du trait de côte.

La grande variabilité spatiale des caractéristiques de l'agitation est à l'origine de courants de houle, soit parallèles lorsque les crêtes de houles sont très obliques, soit perpendiculaires à la côte, peuvant induire des transports de sédiments. L'angle maximal des crêtes de houle avec la normal au trait de côte évolue du Nord au Sud de la façade ouest. Il est compris entre 30° et 35° sur la partie nord de l'isthme pour une agitation respectivement de Nord et de Sud. Sur la partie médiane, l'angle maximal est légèrement moins élevé, compris entre 25° (houle de secteur nord) et 21° (houle de secteur sud). Au Sud de l'isthme, l'angle maximal est sensiblement identique à celui de la partie nord pour une agitation provenant du Nord (30°). Par contre, il est seulement de 14° pour une houle au large de direction sud. Compte tenu des modifications de hauteurs et de direction de la houle à la côte, les transports sédimentaires générés par les vagues s'avère complexes et ne peuvent être appréhendés que par des simulations numériques.

Les simulations d'événements historiques permettent d'aborder la validité des résultats. Il a été émis comme première hypothèse une relation entre l'intensité du vent et la hauteur de l'agitation au point de mouillage de l'instrument de mesure. Cependant, une forte dissipation entre le large et les limites de la zone au voisinage de l'isthme est constatée (Figure.203). Ceci est particulièrement visible lors de conditions de tempêtes (H_s supérieure à 4.5 m). La cambrure trop importante des vagues simulées ou un coefficient de frottement trop élevé pour les grandes profondeurs en sont probablement la cause. Lors de ces conditions, le modèle a donc tendance à surestimer l'atténuation des hauteurs. Lors de conditions d'agitation avec des hauteurs inférieures à 2.5 m (cas majoritaires au regard de l'intensité annuelle des vents), le modèle semble donner des résultats satisfaisant avec une dissipation beaucoup moins marquée pour les grandes profondeurs (Figure.201).

Le spectre directionnel de propagation de la houle constaté lors de la campagne en mer lors de vent de secteur compris entre 180° et 360° est de 233°-332°. Au même point, les essais de simulations pour des gammes de directions de la houle au large entre 180° et 360° indique une enveloppe directionnel sensiblement identique à celle observée sur le terrain (213°-332). Seul des houles très obliques de secteur sud présentent une réfraction moins importante. Ces résultats permettent de valider de façon satisfaisante le paramètre directionnel du modèle.

L'immersion de deux instruments de mesure simultanement et perpendiculairement à la côte aurait permis de caler le modèle de façon plus précise. Ces simulations doivent donc être considérées comme une première approche quantitative qui donne des résultats satisfaisants pour des hauteurs de vagues inférieures à 2.5 m.

III. La circulation sédimentaire au voisinage de l'isthme de Miquelon-Langlade

III.1 Modélisation du transport sédimentaire sur la façade ouest

L'étude du transport sédimentaire intégré sur une année sur la façade ouest est basée sur l'utilisation du modèle numérique UNIBEST-LT (longshore Transport) développé par le laboratoire Delft Hydraulics (Pays-Bas).

III.1.1 Méthodologie

Le modèle numérique, utilisé pour étudier le sens et l'intensité du transport sédimentaire sur la zone d'étude est adapté aux zones côtières dominées par l'influence des houles déferlantes et des courants côtiers qu'elles engendrent (Delft Hydraulics, 1994). Les données nécessaires pour obtenir des résultats de simulation réalistes sont :

• Les agents hydrodynamiques responsables des transports sédimentaires. L'implantation d'un instrument de mesure sur cette façade a permis de constater que les courants de marée sont très faibles au large et que par conséquence, le transport sédimentaire sur l'estran est influencé principalement par la houle et les courants longitudinaux qu'elle crée. Les données issues de la modélisation de la propagation de la houle à l'aide du modèle SWAN, ont été utilisées pour établir le climat annuel d'agitation sur le site. Le temps de chaque scénario est établi à l'aide de la relation entre le climat d'agitation et les caractéristiques du vent recueillies lors de la campagne 2004.

• La bathymétrie de la zone côtière et la position de la ligne de rivage. Les données bathymétriques obtenues lors des campagnes de 2004 et 2005 associées à la topographie de la plage et a la carte du SHOM de 1954, permet de determiner des profils transversaux représentatifs de la zone d'étude.

• Les caractéristiques sédimentologiques sont issues des prélèvements effectués lors des campagnes de 2004 et 2005. La vitesse de chute du sédiment necessaire aux calculs des transports sédimentaires est déduite de la granulométrie des sédiments sur la zone d'étude.

UNIBEST-LT calcule les transports sédimentaires induits par les courants de houle ou de marée. Il utilise pour cela plusieurs formules disponibles dans la littérature (Engelund-Hansen, 1979 (dans Van Rijn, 1993) ; Bijker, 1967, 1971; Van Rijn, 1993 et Bailard, 1981). Pour chacun des scénarios d'agitation au large retenu, les vagues sont propagées jusqu'à l'isobathe -15 m à l'aide de SWAN. La hauteur significative et la direction de propagation de la houle sont évaluées en plusieurs points de cette isobathe répartis le long de la zone d'étude. Ces caractéristiques sont alors utilisées comme données d'entrée pour le modèle UNIBEST, qui assure la fin de la propagation vers le haut estran et le calcul des transports sédimentaires le long d'un profil transversal type. Du fait de la grande hétérogénéité de la bathymétrie, de la direction du trait de côte et

des caractéristiques de houle entre le Nord et le Sud de la façade ouest, le calcul du transport sédimentaire est effectué sur 5 profils types (Figure.200). Ils sont déterminés pour chacun des scénarios de houle qui compose le climat annuel d'agitation. Un transport annuel moyen est ensuite calculé, en considérant la durée annuelle de chacune de ces conjonctions.

III.1.2 Simulation du transport sédimentaire

De façon générale, les quatre formules utilisées pour simuler le transport sédimentaire sur l'estran de la façade ouest indiquent des résultats similaires en terme de direction. Deux flux de direction opposés sont mis en évidence (Figure.204). Au Nord de l'isthme, le transport sédimentaire s'effectue du Nord vers le Sud. Au Sud de l'isthme, la direction résiduelle est orientée du Sud vers le Nord. La zone de convergence des deux flux sédimentaires se localise au niveau de la partie la plus étroite de l'isthme.

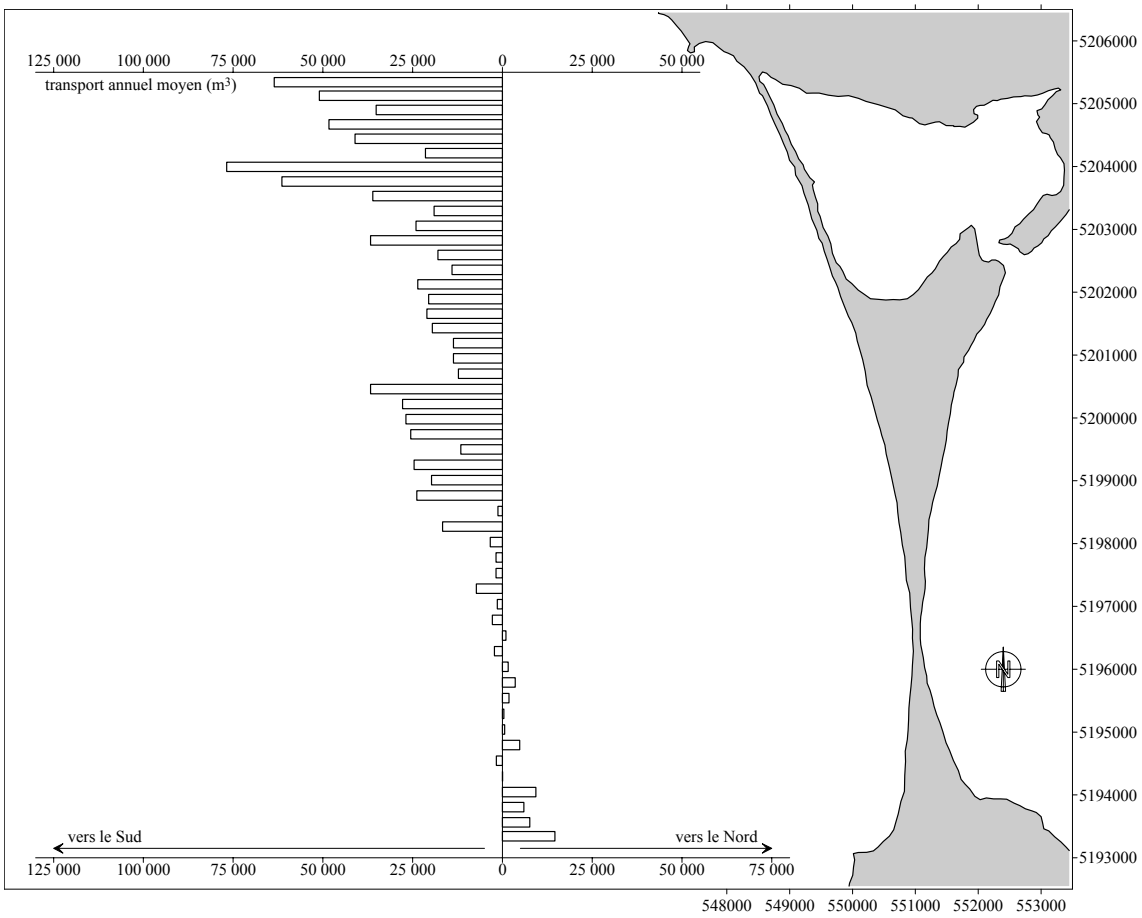


Figure 204: Simulation du transport sédimentaire sur la façade ouest en utilisant la formule de Van Rijn, 1993.

Toutefois, les taux de transports calculés divergent d'une formule à l'autre (Annexe.5). Cependant ils sont du même ordre de grandeur, excepté ceux issus de la formule de Engelund-Hansen qui surestime le transport par rapport aux trois autres. Le

débit solide potentiel entrant au Nord de l'isthme est de l'ordre de 50000 m^3/an, puis diminue vers le Sud. Il devient pratiquement nul au niveau de la partie la plus étroite de l'isthme sur un linéaire côtier atteignant 4 kilomètres. A l'entrée sud du système, le transport annuel moyen potentiel est de l'ordre de 20000 m^3.

III.2 Détermination du sens du transport sédimentaire sur la façade est

L'absence de données d'agitation sur cette façade ne permet pas une détermination quantitative des transports sédimentaires. L'interprétation des morphologies permet toutefois de préciser les grandes tendances.

La partie nord de l'embouchure du Grand Barachois présente une flèche sableuse d'orientation nord-est/sud-ouest se terminant par des crochets sédimentaires (Figure.205). Ce type de morphologie révèle la présence d'un transport sédimentaire intégré sur un pas de temps long dans le sens de la progression de la flèche, en l'occurrence vers le Sud-Ouest.

Au Sud de l'embouchure du Grand Barachois, le littoral se caractérise par une flèche constituant l'extrémité du complexe de « beach ridge » (Figure.205). Cette flèche est orientée sud-ouest / nord-est avec un crochet sédimentaire courbé vers l'intérieur de la passe. L'alimentation de cette flèche s'effectue obligatoirement par un sens du transport sédimentaire dirigé vers l'embouchure.

Figure 205: La passe du Grand Barachois.

La circulation sédimentaire sur la partie la plus au Sud de la façade est de l'isthme, est plus délicate à déterminer car elle ne présente que peu d'indices morphodynamiques. Cependant, l'orientation du trait de côte, globalement NNW / SSE

sur cette zone d'étude, est plus favorable un sens de transport des sédiments vers le Nord compte tenu des caractéristiques supposées de l'agitation sur cette zone. De plus, l'étude des cartes anciennes (Figure.173) indique que cette partie de l'isthme constituait une queue de comète accrochée au littoral nord de Langlade avant fermeture complète du tombolo. Ce type de morphologie, édifié par la diffraction de l'agitation autour de Langlade, implique un sens du transport sédimentaire vers le Nord-Nord-Ouest sur cette partie de façade.

Bien que le transport longitudinal soit probablement dominant sur ce secteur de côte, l'apport de sédiments « cross-shore » par l'attachement de barres intertidales peut être une alimentation non négligeable au système, comme le montre la présence de reliefs à la fois sur l'avant-côte (2 barres) et sur l'estran (Figure.206). Néanmoins ce mécanisme semble être épisodique.

Figure 206: Présence de barres intertidales et subtidales sur la partie sud-est de l'isthme.

Le travail de modélisation numérique du transport sédimentaire sur la façade ouest de l'isthme associé aux observations des morphologies présentes sur la façade est, permet de proposer un schéma de la circulation sédimentaire global (Figure.207).

Il s'avère qu'il existe deux zones de convergence des sédiments. L'une sur la partie la plus étroite de l'isthme, sur la façade ouest. L'autre sur la façade est, de par et d'autre de la passe du Grand Barachois. Les apports « cross-shore » semblent être secondaire. Néanmoins, il est probable que ce mode d'apport existe sur la façade ouest, notamment sur la partie la plus étroite de l'isthme où le transport longshore est faible et l'incidence de l'agitation régulièrement perpendiculaire à la côte.

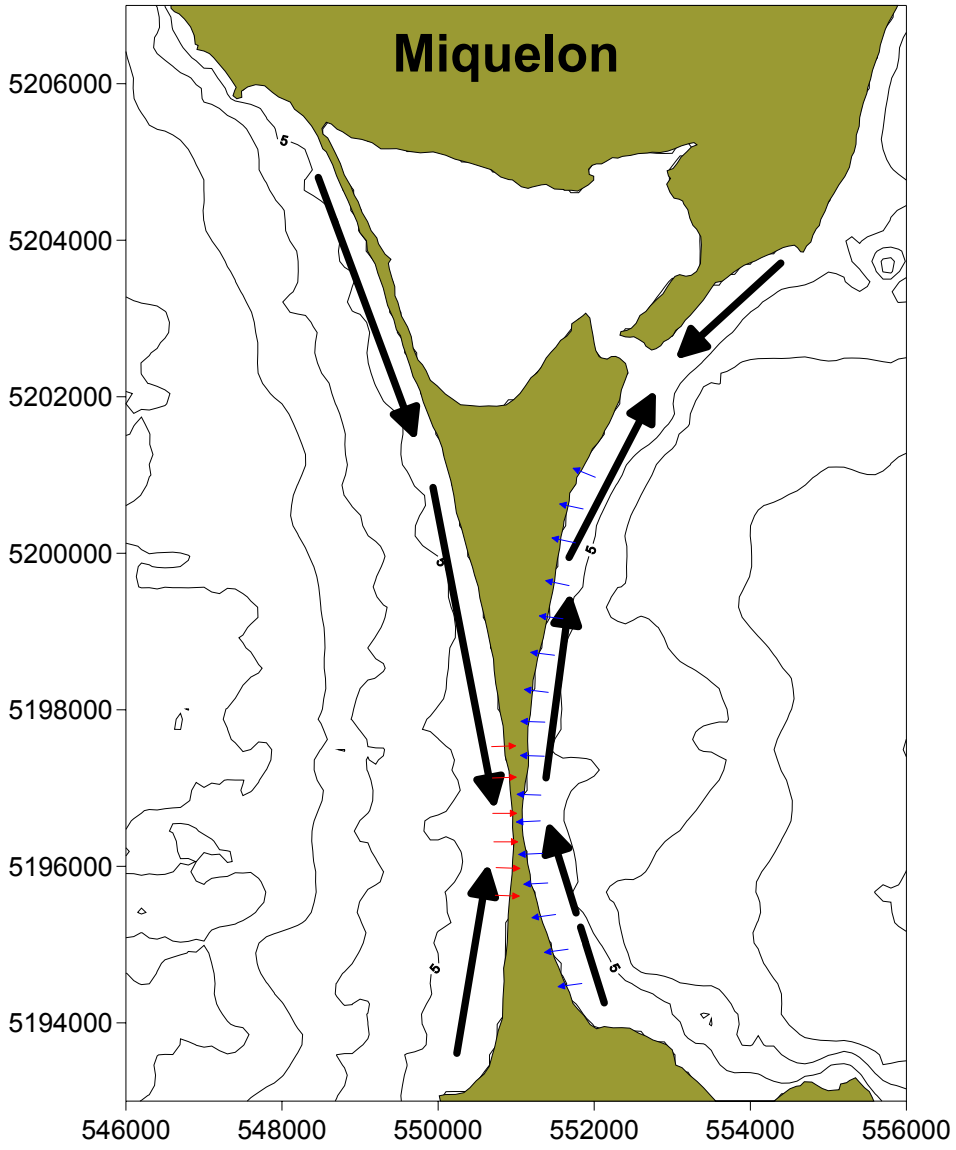


Figure 207: Schéma globale de la circulation sédimentaire au voisinage de l'isthme de Miquelon-Langlade (les flèches en noires représentent le transport longshore dominant ; les flèches en bleues, le transport cross-shore secondaire par l'attachement de barres et les flèches en rouges, le transport cross-shore secondaire lié à l'agitation).

IV. Conclusion générale

Des campagnes en mer ont permis de caractériser la morphologie de l'avant-côte, ainsi que sa nature sédimentologique. Ainsi, une vaste couverture de sable fin peut être délimitée au voisinage proche de l'isthme. Elle est très étendue vers le large sur la façade est (au delà de 40 m de profondeur), et beaucoup plus restreinte sur la côte ouest (15 m de profondeur). Son l'extension vers le Nord est également très limitée. L'extension vers le Sud n'a pu être délimité. Une dissymétrie importante du volume du stock sédimentaire de sable fin entre les deux façades est donc mise en évidence. Or, le disponible sédimentaire potentiellement remobilisable par les agents hydrodynamiques

est un paramètre essentiel qui contrôle la stabilité d'un linéaire côtier. A noter que l'absence de sédiment sableux au nord de la façade ouest n'est pas un indicateur encourageant pour assurer une bonne alimentation sédimentaire de ce littoral.

Du fait de la faible vitesse des courants de marée, l'action de la houle et de ses courants induits est déterminante pour expliquer la mobilité sédimentaire et l'évolution morphométrique des estrans. Des simulations numériques comprenant de nombreuses conjonctions de hauteurs et de directions de l'agitation sur la façade ouest permettent de constater que la partie nord de cette zone d'étude est la plus fragile. La dissipation croissante vers le Sud de l'agitation est en relation directe avec la morphologie de l'avant-côte. Une pente plus douce au Sud, à l'inverse d'une remontée rapide des fonds à partir de -15 m au droit des Buttereaux, explique cette plus faible exposition de ce secteur de côte. Ces résultats sont en accord avec les évolutions du trait de côte constatées sur cette façade depuis plus de 50 ans.

La simulation de la propagation de l'agitation sur l'avant-côte a également permis d'identifier le scénario de tempête le plus énergétique. Il s'avère que les houles provenant de l'Ouest induisent les hauteurs significatives à la côte les plus élevées. Une dissipation croissante est constatée, et donc des vagues de moindre hauteur le long de la façade pour des secteurs de provenance s'écartant de l'Ouest, aussi bien vers le Nors que le Sud.

La simulation du transport sédimentaire annuel et l'observation des morphologies constituant l'isthme de Miquelon-Langlade, a permis d'identifier un schéma global de la circulation sédimentaire sur les deux façades du tombolo.

Sur la façade ouest, un débit potentiel de l'ordre 50000 m^3/an est calculé à l'entrée nord du système portant vers le Sud. A l'entrée sud du système, le transport annuel moyen potentiel est de l'ordre de 20000 m^3. Il porte vers le Nord. Les deux flux convergent vers la partie médiane de l'isthme. Cependant, ces flux calculés ne sont que potentiels. En effet, la sédimentologie du littoral sud de Miquelon et la faible extension de la couverture sableuse à l'entrée nord du système, laisse supposer qu'une partie du flux sédimentaire trouve sa source sur la côte nord-ouest de l'isthme. Toutefois, les matériaux ne proviendraient que pour une faible proportion de l'avant-côte mais surtout de l'érosion du trait de côte observée depuis plus de 50 ans.

Sur la façade est, une zone de convergence des sédiments est également mise en évidence au niveau de la passe du Grand Barachois. Ce flux permet l'engraissement des flèches constituant cette façade. Une partie est probablement piégée par le delta de flot particulièrement bien développé à l'inverse du delat de jusant. L'important stock sédimentaire sur l'avant côte, a permis par le passé, la construction de morphologies variées (flèche en crochets, « beach ridge ») et de grande superficie. Il permet actuellement l'avancée significative du trait de côte sur l'ensemble de la façade.

Chapitre XII : Hypothèses sur la mise en place de l'isthme de Miquelon-Langlade

Chapitre XII

Hypothèses sur la mise en place de l'isthme de Miquelon-Langlade

L'isthme de Miquelon-Langlade est constitué de plusieurs systèmes de flèches sédimentaires différentes. A ces entités, s'ajoute un milieu dunaire bien développé sur certains secteurs de son littoral, comme par exemple les Buttereaux au Nord-Est de la façade ouest. L'agencement de ces formes laisse supposer une formation complexe du tombolo aboutissant à une géométrie globale en Y, morphologie particulièrement remarquable et rare dans la nature.

L'étude des ensembles morphologiques associée aux données hydrosédimentaires disponibles, permet de dresser un schéma conceptuel du mode de formation de l'isthme de Miquelon-Langlade. Cependant, ce travail repose sur de nombreuses hypothèses liées à la faible quantité de données disponibles sur l'archipel, ainsi qu'à la représentativité pas toujours satisfaisante des données météorologiques, hydrodynamiques et géologiques issues des régions voisinnes du Canada.

Ce chapitre apporte néanmoins une base de réflexion et de discussion sur les différents facteurs pouvant être à l'origine de la mise en place du paysage actuel de Miquelon-Langlade.

I. L'environnement préalable à la formation de l'isthme

I.1 Période supposée de formation de l'isthme

Rabottin (1990) observe des niveaux de plages perchées sur l'archipel, suite au relèvement isostasique post-glaciaire. Il semble nul à St Pierre, mais atteint 5 m au Nord de Langlade et 10 m pour le Cap de Miquelon. Si l'isthme s'était formé antérieurement au soulèvement isostasique, il aurait alors subi ce réajustement suite au retrait des glaciers. La faible altitude des entités sédimentaires le constituant, de quelques mètres au plus au dessus des plus hautes mers actuelles, suppose que sa formation est

postérieure à la dernière phase glaciaire datant du Wisconsinien supérieur (18000 ans B.P). Elle est également ultérieure à la période où le rebond post-glaciaire était maximum (14000 à 12000 ans B.P, Bell *et al*., 2003), induisant un environnement local régressif dans un contexte général transgressif (Forbes *et al*., 1993).

Dans la littérature, des travaux effectués sur des sites d'études proches de l'archipel (Terre-Neuve) présentant des flèches, cordons littoraux ou îles barrières, datent la formation de ces entités entre 1350 ans B.P (Shaw & Forbes, 1992) et 1140 ans B.P (Shaw *et al*., 1990 ; Forbes *et al*., 1993). Les auteurs précisent que ces formations se sont construites dans un contexte de remontée du niveau marin, plus particulièrement, lors de la phase de ralentissement de la transgression. Puis, ils indiquent que les sédiments les constituant sont directement issus du stock sédimentaire déposé par les glaciers lors de leur retrait. Des exemples similaires sont mentionnés sur les côtes de la Nouvelle-Ecosse, du Nouveau Brunswick et de Gaspésie (Fox *et al*., 1995 ; Ollerhead & Davidson-Arnott, 1995). Il est probable que la genèse de l'isthme de Miquelon-Langlade se soit déroulée dans les mêmes conditions et à la même période. Toutefois, aucune preuve ne l'atteste de manière sûre.

I.2 Mise en place du stock sédimentaire

L'extension maximale des glaciers a eu lieu entre 24000 et 14000 ans B.P (Mix *et al*., 2001 ; Dyke *et al*., 2002), mais avec de grandes différence suivant les régions (Shaw *et al*., 2006). L'archipel et la côte sud de Terre-Neuve (péninsule de Burin) étaient encore recouverts par une calotte de glace il y a 14000 ans (B.P) (Tucker & McCann, 1980 ; Catto, 1998). A cette période, l'océan actuel, le golfe du St Laurent et une partie du continent canadien étaient déjà libérés de la charge des glaciers. Il semble que leur retrait total sur le site d'étude est eu lieu il y a environ 12000 ans (Shaw *et al*., 2006).

Depuis 8000 ans environ (il est difficile de donner une date précise du fait du comportement très différent de la remonté du niveau marin d'une région à l'autre de l'est Canadien et même de Terre-Neuve), le niveau marin augmente de façon continue et régulier pour atteindre le niveau actuel (Shaw *et al*., 1990 ; Shaw & Forbes, 1992 ; Forbes *et al*., 1993 ; Carter et Woodroffe, 1994 ; Bell *et al*., 2003). A partir de cette période, sa vitesse de remontée est supérieure au taux isostasique, plaçant ainsi l'archipel en période transgressive. Cette montée progressive de la mer permet, grâce à l'action des houles, de trier le matériel présent sur l'avant-côte et de le mettre en mouvement dans la direction des houles dominantes. Seuls les plus gros blocs, décimétriques à métriques, déposés sous forme de moraines latérales notamment, ne peuvent être mobilisés et restent à l'emplacement du dépôt initial.

Le volume du stock sédimentaire est particulièrement important au voisinage de l'isthme. Il présente actuellement des caractéristiques granulométriques et sédimentologiques identiques sur l'avant-côte des deux façades, témoignant probablement d'une source et d'un mode de dépôt similaire. Bien que la présence de la couverture sableuse soit limitée en latitude, son extension vers le large est observée à des profondeurs supérieures à 40 m sur la façade est (jusqu'à plus de 4 kilomètres de la

côte). De plus, ce volume de matériaux hérité de la période glaciaire est d'autant plus important si on ajoute ceux stockés sur la partie émergée de l'isthme. Il constitue donc une source principale et primordiale de la genèse des morphologies côtières actuelles du Canada (Boyd *et al*., 1987 ; Forbes & Taylor, 1987 ; Carter *et al*., 1989, 1990).

Ce stock sédimentaire est composé en majeure partie de sable, avec probablement des sédiments plus grossiers en profondeur. Il se différencie des autres cordons de l'archipel, constitués essentiellement de graviers et de galets (Grand Etang, Mirande et l'ensemble des cordons de la façade est de Miquelon). Ces caractéristiques sédimentaires sont également originales au regard des autres formes d'accumulations de la région de Terre-Neuve composées principalement de galets (Forbes, 1984 ; Shaw & Forbes, 1987 ; Shaw, 1989), sauf quelques rares exceptions (Forbes, 1984 ; Shaw & Forbes, 1990).

La présence d'un soubassement morainique semble essentielle pour entraîner la formation de l'isthme dans sa géométrie actuelle. Les moraines localisées sur les flancs des langues glaciaires, ont créé des reliefs probablement importants lors de leur recul (Figure.208). Ce type de structure relique se retrouve en de nombreux endroits de l'avant-côte de Terre-Neuve (Forbes, 1984 ; Bell *et al*., 2001 ; Shaw, 2003). La position des îles de Miquelon et Langlade suivant un axe méridien est donc déterminante par rapport à l'écoulement global des glaciers et à leur retrait vers le Nord (Shaw *et al*., 2006).

II. Les étapes de la formation de l'isthme actuel

II.1 Première étape : formation des Buttereaux

La première entité morphologique qui s'est probablement créée sur le soubassement morainique semble être le cordon des Buttereaux (Figure.208). Cependant, aucune morphologie ne témoigne de son mode de formation. Ce cordon était très développé par le passé puisqu'il mesurait 250 m de large au 18ème siècle (Rabottin, 1989).

Si la formation des Buttereaux s'est déroulée dans des conditions météorologiques et hydrodynamiques proches de celles observées actuellement, un transport sédimentaire nord-sud sur la majeure partie de cette façade aurait, dans un premier temps, permis la formation d'une flèche. Une alimentation transversale secondaire peut être envisagée, lui permettant ainsi de s'engraisser plus rapidement. Bien que cette hypothèse semble être la plus cohérente pour expliquer l'initiation de la formation du tombolo, elle est discutable. En effet, dans le cas où ce cordon s'est formé peu après la phase de rebond post-glaciaire maximale, la circulation atmosphérique et les conditions océanographiques étaient probablement différentes (Clark *et al*., 1999). De fait, l'existence d'une dérive littorale N-S à partir de l'île de Miquelon peut être remise en cause. Dans ce cas, seul un fort contrôle par la bathymétrie de l'avant-côte par réfraction pouvait orienter le transport sédimentaire dans une direction pas fondamentalement différente de celle observée aujourd'hui.

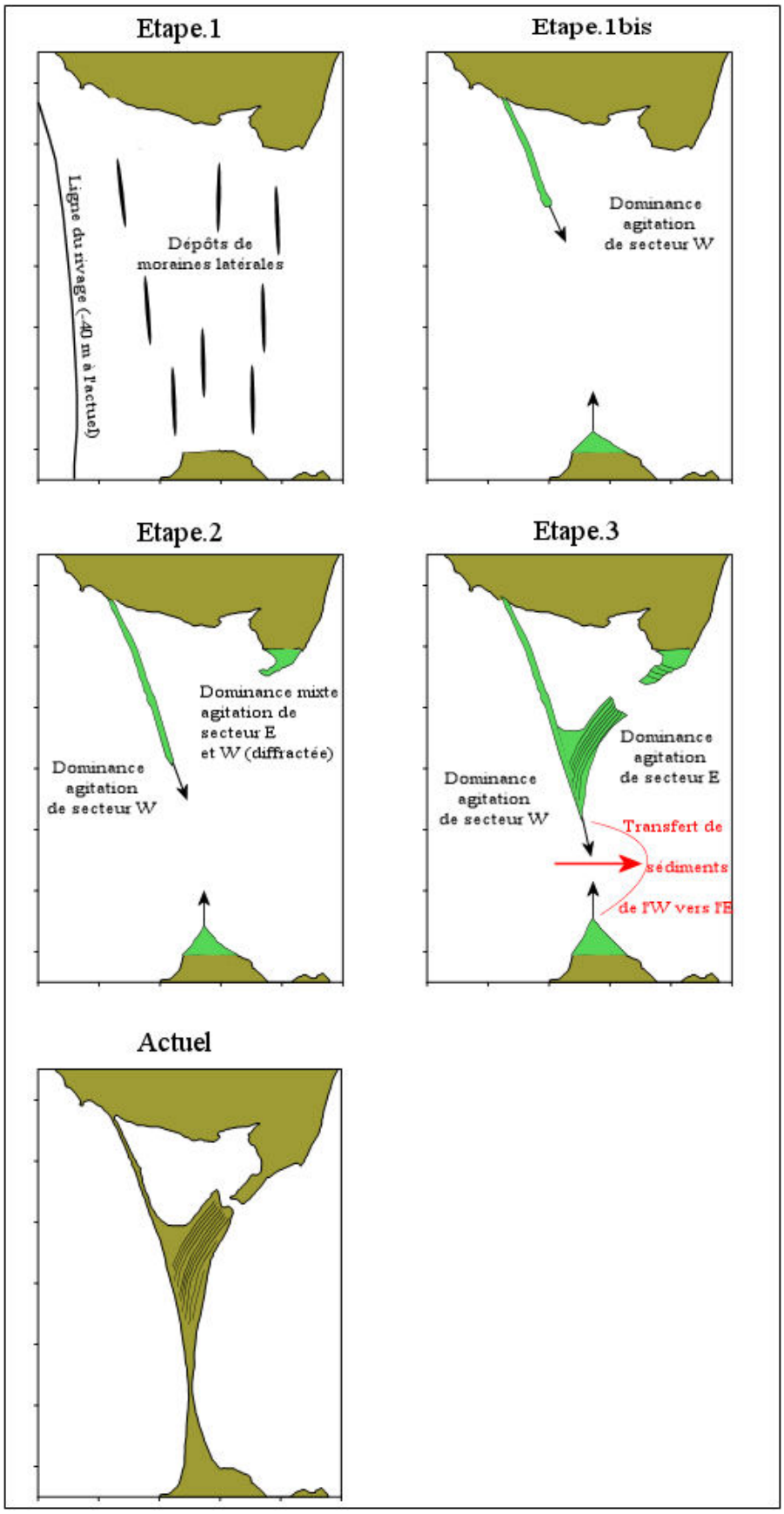


Figure 208: Schéma conceptuel de la mise en place de l'isthme de Miquelon-Langlade.

La présence de dunes paraboliques sur cette façade indique que l'apport de sédiments par le vent a dû être important lors de certaines périodes récentes. Le positionnement du cordon face à la direction principale des vents (Ouest à Sud-Ouest), a favorisé le développement de caoudeyres, puis la formation et la migration du cordon dunaire. La fixation de ces dunes s'est effectuée dans des conditions climatiques récentes favorables à la croissance végétale. Le climat plus froid et plus sec au moment de leur formation empêchait le développement d'une végétation pionnière (Catto *et al*., 2002), expliquant leur mobilité.

La présence des Buttereaux est limitée à la branche nord-est du tombolo. Leur absence à partir de la partie médiane de l'isthme, au Sud de la lagune du Grand Barachois, correspond sur la façade est à la morphologie de « beach ridge ». La présence de la lagune ou d'une mer intérieure a probablement favorisée la formation et la coalescence des dunes paraboliques en limitant leur migration (Owens & Mc Cann, 1980 ; Catto *et al*., 2002). Leur déplacement a certainement cessé avant la mise en place du « beach ridge ». Bien qu'il fût impossible de reconnaître le substrat de ces dunes, il est difficilement envisageable, suite à nos observations de terrain, qu'elles puissent chevaucher la partie ouest de ce système de cordons.

Les Buttereaux sont localisés sur le secteur de côte où les conditions énergétiques sont les plus intenses, favorisant un transport sédimentaire important. Cela est mis en évidence par la modélisation des débits solides, mais également par un volume sableux stocké sur l'avant-côte moins important comparé au Sud de l'isthme, qui n'exhibe pas, a contrario, de morphologies dunaire aussi développées

II.2 Deuxième étape : Développement de la flèche aux Cacaouis

La formation et l'extension du cordon des Buttereaux ont favorisé l'apparition de conditions hydrodynamiques plus calmes sur la zone située au Sud-Est de Miquelon (Figure.208). Ce secteur subit alors principalement l'action des vagues courtes en provenance du Nord-Est, diffractées sur la partie sud-est de l'île de Miquelon. Une agitation résiduelle provenant de la direction dominante, d'Ouest à Sud-Ouest, est également envisageable par diffraction autour de l'extrémité du cordon des Buttereaux. De telles conditions provoquèrent l'édification de la flèche aux Cacaouis. Cette hypothèse, avec une double origine des vagues, est favorable à la circulation longitudinale des sables de plage. Elle est confirmée par la présence de crochets sédimentaires au tracé très recourbé vers l'Ouest (cf. chapitre I).

Cette flèche est moins développée que le cordon des Buttereaux compte-tenu d'une agitation sur la façade est plus faible que sur la façade ouest et d'une avant-côte au SE de Miquelon moins riche en sédiment. Le transport sédimentaire est donc moins important que celui affectant la côte ouest. L'alimentation de la flèche est plus réduite entraînant donc une extension plus restreinte.

Le cordon des Buttereaux progradant progressivement vers le Sud, la zone devient de plus en plus protégée des houles de secteur ouest. Le transport sédimentaire

dans cette zone devient ainsi contrôlé par l'agitation provenant uniquement du secteur est et nord-est. Ce changement exposition va favoriser la création du système de « beach ridge » (Figure.208).

II.3 Troisième étape : formation du système de « beach ridge »

Cette entité est celle qui possède la plus grande superficie sur l'isthme. Elle est composée d'une multitude de bourrelets dunaires reliques sub-parallèles entre eux, d'orientation nord-est / sud-ouest avec une légère concavité de l'ensemble du système vers l'Ouest. Cette concavité indiquerait, selon Taylor & Stone (1996), une formation dans un contexte de réduction de l'élévation du niveau marin. Le nombre de ces cordons est supérieur à 70.

II.3.1 Hypothèses générales de formation d'un système de « beach ridge »

Par définition, les cordons dunaires d'un « beach ridge » sont construits par l'action des houles, puis modelés par l'action éolienne avant que la végétation les fige dans le paysage (Carter, 1986 ; Tanner, 1995 ; Otvos, 2000).

L'environnement dans lequel s'initie la formation de ces cordons est encore débattu dans des synthèses récentes (Tanner, 1995 ; Taylor & Stone, 1996) :

1) Certains auteurs préconisent un contexte de faible énergie (Johnson, 1919 ; Stappor, 1975, 1982) avec la construction d'une berme de haute plage pendant les périodes de calme (Davies, 1958). La morphologie des cordons est ensuite façonnée lors d'évènements de tempêtes avec une érosion de leur pied par les vagues.

2) D'autres auteurs mettent en avant les événements de tempêtes (Guilcher, 1958 ; Psuty, 1967 ; Bird, 1984). Cependant, Tanner (1995) critique fortement cette hypothèse à l'aide d'exemples sur différents sites d'études.

3) La formation d'un cordon peut également avoir pour origine l'attachement d'une barre intertidale (Curray *et al*., 1967). L'action de l'agitation fait migrer des barres littorales vers la côte. Lorsque celles-ci arrivent sur le haut estran, elles se stabilisent pour constituer une berme au niveau de la limite des hautes mers. Elles ne sont plus attaquées par les houles (sauf lors de tempêtes), mais seulement assujetties à l'action éolienne. Si l'apport sédimentaire est important, ces bermes évolueront en dunes bordières.

4) L'action du swash est également citée (Tanner & Stapor, 1971).

5) La formation de « beach ridges » peut également se réaliser par le développement de flèches de haut de plage sous l'effet d'un courant longitudinal. Ces flèches, en se développant, créent une berme moins soumise progressivement à l'action de la houle.

La formation de « beach ridges » est généralement caractéristique d'une tendance régressive du niveau marin (Carter, 1988). Cependant, ces systèmes peuvent se former également avec un niveau marin stable dans des conditions de bonne alimentation sédimentaire. Ils sont alors construits par des apports post-tempêtes (houles constructives). Ces conditions créent un « set up » qui aura tendance à consolider une berme de plage qui devient ensuite une dune embryonnaire.

La durée moyenne de formation d'un « beach ridge » en prenant en compte des facteurs tels que les apports sédimentaires et les dimensions du système est de 30 à 50 ans par cordon (Tanner, 1995). Cependant, une étude réalisée sur une accumulation de quatre-vingt cordons formant un « beach ridge » localisé dans le delta du Nil, indique une construction beaucoup plus rapide, de l'ordre de 3.3 ans par cordon (Goodfriend & Stanley, 1999). La formation d'un tel système est donc variable suivant le contexte hydrodynamique et sédimentologique en présence. Généralement, les systèmes présentant une vitesse élevée de formation sont constitués de cordons de faibles amplitudes avec une faible distance inter-cordon. A l'inverse, ceux se formant sur des pas de temps plus importants présentent des cordons plus hauts et un espacement inter-cordon plus larges. Le périodicité de la formation des cordons a été mise en relation sur certains sites d'étude avec le phénomène ENSO (El Nino-Southern Oscillation) (rythme de 3 à 7 ans d'après Brown *et al*., 1989), les changements de la NAO (North Atlantic Oscillation) ou l'activité solaire (rythme de 10 ans d'après White, 1967 ; Goy *et al*., 2003).

II.3.2 Hypothèses de la mise en place du système de « beach ridge » de l'isthme de Miquelon-Langlade

Deux hypothèses sont émises pour expliquer la formation du « beach ridge » de Miquelon-Langlade.

- **Une dynamique « cross-shore » dominante**

La formation de ce système peut être le résultat d'un transport transversal des sédiments dominant. L'agitation apporte le sédiment sous forme de barres littorales qui viennent prendre appui sur les reliefs morainiques sous-jacents. Il s'agit d'un mode de formation classique présenté comme le modèle de Curray *et al* (1967). Le formation des cordons du « beach ridge » est alors le résultat d'un apport sédimentaire massif migrant vers la côte de manière cyclique. Cette hypothèse peut être validée pour les conditions climatiques et physiques de la façade est de l'isthme. En effet, celle-ci est soumise principalement à des vents de terre provoquant généralement une agitation au large générant une charge des eaux importante en sédiments qui a plutôt tendance à se déplacer vers la côte et à recharger les plages. Cette façade présente d'ailleurs des barres subtidales longues de quelques kilomètres entre sa partie médiane et Langlade. L'accolement de l'une d'entre elle avec la partie intertidale a été observé pendant la campagne de 2005.

D'après la littérature, cette hypothèse de formation est toutefois difficilement cohérente dans un contexte transgressif comme celui observé dans la région de Miquelon-Langlade. En effet, il est considéré comme peu probable que, dans des conditions d'élévation du niveau marin, des accumulations aussi développées puissent se construire l'une devant l'autre aboutissant à une avancée marquée du trait de côte.

Cependant, il a été observé dans le Cotentin (plage d'Anneville ; Levoy, 1994), la formation d'un « beach ridge », malgré le contexte transgressif actuel. Cette région est également caractérisée par une forte dynamique longitudinale des sédiments. A noter, le pas de temps court, de l'ordre de 50 à 100 ans de la construction de ce système. De nombreux exemples de formation de cordons ont également été constatés sur la côte est du Canada pendant la dernière transgression. Des datations ont mises en évidence que leur genèse s'est déroulée au maximum il y a 1350 ans B.P lorsque le taux de remonté du niveau marin commençait à se ralentir pour atteindre un niveau proche de l'actuel (Shaw *et al*., 1990 ; Shaw & Forbes, 1992). Ces auteurs soulignent le rôle d'un stock sédimentaire (galet en majorité et sable) conséquent issu de la dernière période glaciaire dans la formation de ces morphologies. Le modèle de Curray *et al* (1967), repose lui-même sur des observations effectuées sur la côte mexicaine avec un niveau stable du plan d'eau.

Cette hypothèse de construction dans des conditions de transgression est donc envisageable d'autant plus que le disponible sédimentaire et les flux associés ont été probablement plus importants qu'aujourd'hui lors de certaines périodes récentes sur le littoral entre Miquelon et Langlade.

- **Une dynamique « longshore »**

En deuxième hypothèse, il est envisageable de considérer que la formation du « beach ridge» soit due au transport longitudinal dominant des sédiments (Tanner & Stapor, 1971 ; Shaw & Forbes, 1992). Cette dynamique serait à l'origine d'un système de flèches linéaires, alimentées par un important stock sédimentaire disponible sur l'avant-côte permettant l'accrétion et le développement de cette entité sur des pas de temps longs. Ces flèches se développant les unes devant les autres ont une extension longitudinale bloquée par la présence de la passe du Grand Barachois. L'absence probable de circulation sédimentaire autour du delta de jusant compte tenu de son développement et des conditions hydrodynamiques à l'embouchure de la lagune, serait favorable à une accumulation massive de sédiments à l'amont de la passe expliquant la construction du « beach ridge ».

II.4 Quatrième étape : La liaison avec l'île de Langlade

La liaison avec l'île de Langlade s'effectue par la rencontre des constructions sédimentaires migrant vers le Sud à partir de Miquelon et de la queue de comète présente au Nord de Langlade. Cette dernière s'est construite par l'action des houles dominantes d'Ouest à Sud-Ouest réfractées sur la façade ouest et diffractées par Langlade sur la façade est. La fermeture de l'isthme a probablement été longue à

s'établir du fait de la présence de courants importants au niveau du goulet présent entre les deux accumulations sédimentaires. Il est possible qu'une partie du stock sableux de la façade ouest ait été transférée sur la façade est par ce passage comme le suggère le tracé actuel de l'isobathe -10 m (Figure.207). Ce transfert aurait induit un disponible sédimentaire encore plus important à l'est favorisant l'alimentation et donc la construction du « beach ridge». Par la suite, la fermeture du goulet s'est accrue suite à de nombreux échouages de navires, plus de sept cents sur la zone au cours du 18ème siècle, mentionnés dans la littérature et sur les cartes anciennes.

III. Conclusions sur la formation et la construction de l'isthme de Miquelon-Langlade

L'étude de la formation de l'isthme de Miquelon-Langlade permet de préciser les facteurs importants expliquant sa géométrie et les étapes de sa construction.

• La présence d'un important stock sédimentaire est essentielle pour initier la formation de ce type de morphologie. Dans le cas de l'isthme de Miquelon-Langlade, il est hérité de la dernière période glaciaire. Le recul des glaciers a déposé une quantité considérable de sédiments sableux dont une partie constitue actuellement le tombolo. Les moraines latérales, notamment la fraction la plus grossière, représentent probablement le soubassement de l'isthme.

• Les conditions hydro-météorologiques contrastées entre les deux façades est à l'origine de la forme originale en Y du tombolo. Ce contraste entre une côte exposée au vent et à l'agitation et un littoral plus calme provoque la formation de morphologies différentes. Ce facteur d'exposition est également à l'origine de la construction de certains secteurs des îles de la Madeleine qui présentent des systèmes de doubles tombolos particulièrement bien développés (Owens & McCann, 1980).

Cette étude permet de préciser que l'isthme ne s'est pas formé de manière isolée, mais s'intègre dans le contexte plus global de l'histoire géologique régionale. Les côtes basses de Terre-Neuve présentes des morphologies de flèches et de « beach ridges » qui se sont formées il y a moins de 1350 ans.

Le système de « beach ridge » de Saint-Pierre & Miquelon, composé de plus de 70 cordons de faible hauteur, est également récent et sa formation a été probablement longue. L'édification d'un tel système s'est probablement déroulée sur quelques siècles, au minimum sur 200 ans en utilisant la vitesse de formation la plus rapide issue de la littérature, (Goodfriend & Stanley, 1999).

Ce travail confirme également la possible formation d'un « beach ridge » dans un contexte transgressif. Cependant, le stock sédimentaire présent sur l'avant-côte constitue une source d'apport sédimentaire très importante, essentielle à son édification dans de telle condition.

Conclusions générales

Conclusion générales

Les flèches sableuses sont des corps sédimentaires qui se forment généralement lorsqu'il y a une interruption du trait de côte (baie, estuaire, embouchure de lagune). De par leur emplacement sur le littoral, leur préservation revêt de nombreux intérêts socio-économiques et environnementaux. Néanmoins, leur étude reste le plus souvent descriptive. Si les différents facteurs contrôlant l'évolution de ces flèches sont globalement identifiés, ils ne sont que rarement quantifiés.

Une meilleure connaissance de ces phénomènes, ne peut être pleinement envisagée que par une étude à de multiples échelles emboîtées. Très souvent, les contraintes anthropiques ou la dimension spatiale du corps sédimentaire étudié limitent ce type d'approche. Dans ce mémoire, les flèches sableuses et les constructions sédimentaires de la même famille (tombolo par exemple) sont considérées sur des échelles temporelles allant du processus jusqu'au pas de histoire géologique suivant le site et l'entité morphologique concernée.

Pour mener à bien cette étude, deux sites aux morphologies voisines, mais évoluant dans un cadre physique et géologique différent ont été choisis. Il s'agit de la Pointe d'Agon sur la côte ouest du Cotentin (Manche) et l'isthme de Miquelon-Langlade dans l'archipel de St Pierre et Miquelon (façade canadienne, Atlantique Nord).

I. La Pointe d'Agon

La Pointe d'Agon est constituée d'une succession de crochets sédimentaires bien individualisés. Ce type de flèche est original par rapport aux différents modelés que peut présenter le plus généralement ces corps sédimentaires. Le delta de jusant est large et caractérisé par la présence de barres de swash de delta. La particularité physique de ce premier site d'étude est une amplitude de marée parmi les plus élevées au monde, classant l'environnement de mégatidal. Les connaissances sur l'évolution des flèches et des barres de swash de delta évoluant dans de telles conditions sont quasi-inexistantes.

I.1 Les connaissances majeures acquises sur la flèche

• L'étude préliminaire des paramètres morphométriques de l'estran le long de la flèche met en évidence une différence du profil de la plage entre le Nord (trois zones tidales, profil concave classique d'une plage mégatidale) et le Sud (une seule rupture de pente entre la haute plage plus pentue et la moyenne plage) traduisant un passage progressif au delta. L'analyse granulométrique des sédiments superficiels ne révèle pas de différence significative le long de la flèche. Ces résultats sont inverses de ceux trouvés dans la littérature (Gassiat, 1989 ;Udda & Yamamoto, 1991).

• L'étude à une macro-échelle de l'extrémité de la Pointe d'Agon permet d'observer que la dynamique de la plate-forme sédimentaire, substrat au développement de la flèche, et des crêtes dunaires ne s'effectue pas simultanément, mais de façon décalée. Ces résultats sont similaires à ceux constatés dans des environnements à plus faible marnage (Meistrell, 1972). Cependant, la dynamique de la plate forme est influencée par des facteurs différents. Son faible temps d'inondation induit une dynamique liée au swash et à l'action éolienne plus importante.

• Cette même échelle de travail a permis également de constater que les crochets subissent une érosion de leur extrémité lorsqu'ils ne sont plus alimentés par le transit sédimentaire. C'est notamment le cas lors de la formation d'un nouveau crochet. Ce recul est alors constant (-2.7 m/an) et perdure sur une échelle de temps pouvant atteindre 100 ans. Il s'associe en parallèle à une réduction très rapide de la superficie de la plate-forme.

• L'étude à une macro-échelle a permis également de révéler un nouveau mécanisme à l'origine de la formation des crochets sédimentaires. Il s'avère que les barres de swash sont l'élément de forçage principal aboutissant, in fine, à la construction du crochet. Leur phase d'accolement avec la haute plage, leur confère un rôle « d'épis naturel » qui entraîne une perturbation du transit sédimentaire. Cette dynamique est l'élément déclencheur d'une morphogenèse originale : la barre ne devient pas le corps principal du nouveau crochet comme observé dans des environnements à plus faibles marnages, mais s'intègre dans le transit sédimentaire de la haute plage, formant un crochet latéral parallèle à la côte. Par la suite, son allongement se poursuit et rejoint le crochet terminal en formation au bout de quelques années. Signalons également que la position du chenal principal dans l'embouchure est déterminante.

• Il s'avère que la période moyenne d'apparition d'un crochet est relativement longue, de l'ordre de 25 ans pour l'exemple étudié. Cette périodicité fluctue au cours du temps (entre 76 et 16 ans), en fonction probablement du disponible sédimentaire à l'amont susceptible, pour partie, de former des barres de swash. Des disparités existent avec les environnements micro et mesotidaux où le rythme de formation de ces entités est plus court du fait d'une migration des barres sur l'estran plus rapide.

• L'étude de l'évolution morphologique de l'estran le long de la flèche à une méso-échelle, montre que les fluctuations topographiques concernent essentiellement la partie supérieure de la moyenne plage et la haute plage. Les parties inférieures sont relativement stables sur deux ans de mesures. Ces évolutions sont en relation directe

avec l'environnement à fort marnage du site d'étude. En effet, le transport sédimentaire sur la partie haute de l'estran est induit principalement par l'action du swash et du déferlement alors que l'action des courants de marée est mineure. Sur la partie inférieure des moyennes plages mégatidales, les transports sont faibles et liés uniquement à l'action des courants de marée autour de la pleine mer (Levoy *et al*., 1997).

• L'étude multi-échelle de l'évolution du trait de côte et des profils de plage montre que la partie distale de la flèche est le lieu où se produit les évolutions morphologiques les plus importantes. Ces changements peuvent affecter la dynamique globale de la flèche de façon positive (formation d'un nouveau crochet) ou négative (accolement d'une barre de swash, divagation du chenal principal).

I.2 Discussion sur l'étude de la flèche

L'étude multi-échelle de l'évolution de la Pointe d'Agon confirme que les havres du Cotentin sont des zones propices à la sédimentation sableuse. Cette tendance s'explique par leur position au niveau des zones de convergence des flux sédimentaires définissant des cellules sédimentaires le long de la côte ouest du Cotentin (Levoy, 1994). Une partie de cet apport de sédiments circulant sur le delta est stockée au sein des flèches, provoquant leur engraissement chronique. Ce constat est en relation étroite avec les caractéristiques de la circulation sédimentaire qui se déroule sur les côtes à fort marnage essentiellement sur le haut de plage.

L'évolution de l'extrémité de la Pointe d'Agon ne s'effectue pas de façon linéaire dans le temps. L'allongement de la flèche est contrôlé par des événements possédant des pas de temps différents et induisant une réorganisation morphologique de la flèche importante et subite lors de leur déclenchement. Ces caractéristiques rendent difficile l'utilisation d'outils numériques pour modéliser l'évolution des flèches à crochets.

I.3 Les connaissances majeures acquises sur la barre de delta

Le rôle principal joué par les barres sur le façonnement du paysage actuel de la Pointe d'Agon, a conduit à des investigations poussées sur l'étude de ces formes. La barre retenue sur le delta de jusant est la plus volumineuse et la plus proche du trait de côte ; les connaissances majeures acquises sur leur morphodynamique sont synthétisées ci-dessous.

➢ Concernant son déplacement

• La barre migre uniquement vers le haut de plage. Aucune destruction, ni même de recul n'est constaté. Cette information est en accord avec le sens de déplacement général des barres de swash évoluant dans des environnements marégraphiques différents.

• Le taux de déplacement de la barre est dépendant de l'énergie transmise par la houle incidente. Un seuil de 0.7 m de hauteur significative (Hs) au pied de la barre semble nécessaire pour provoquer sa migration.

• Son déplacement est le résultat d'une redistribution des sédiments : les sables érodés du revers marin sont déposés au niveau du talus. Ce constat semble générale à l'ensemble des barres intertidales (Sunamara & Takeda, 1984 ; Kroon & Masselink, 2002 ; Stépanian, 2002)

• La vitesse de la barre est de l'ordre de 35 m/an. Elle est sensiblement similaire entre la barre observées sur les photographies aériennes entre 1972 et 1983 et celle suivi durant cette thèse (2003-2006). Cependant, des fluctuations importantes de sa cinématique existent à l'échelle annuelle (entre 19.7 et 58.1 m/an). Les vitesses constatées à différentes échelles temporelles sont relativement homogènes en tout point de la barre. Elles sont beaucoup plus faibles que celles observées pour des barres évoluant dans des environnements micro-mésotidaux (FitzGerald, 1984).

• L'étude de la dynamique de la barre à l'échelle du processus indique qu'elle est contrôlée principalement par les écoulements transversaux de la zone de surf. L'action du swash qui s'effectue sur une durée très courte (quelques minutes) n'est pas suffisante pour engendrer son déplacement de façon significative. Les effets des courants de marée longitudinaux sont subordonnés pendant ces événements. Leur influence sur la dynamique sédimentaire se déroulant sur le revers de la barre à lieu principalement à pleine mer pendant les périodes de vives-eaux en conditions de calme relatif. Cependant, ils ne peuvent induire un déplacement de la barre du faite de leur direction parallèle à la crête. Ainsi, il s'avère que le terme de barre de swash communément utilisé pour définir les barres intertidales de delta en contexte micro-mésotidal (Hayes, 1975) n'est pas approprié pour qualifier celles évoluant dans des environnements à forts marnages. Le terme de « barre de surf de delta » semble plus adapté.

➢ Concernant son évolution morphologique

• La barre évolue à volume constant sur les trois ans de suivi. Les écarts volumétriques maxima calculés restent faibles au regard de son volume moyen.

• L'évolution morphologique et topographique de la barre est indépendante des phases de migration. Une succession de quatre états morphodynamique a pu être observés : abaissement/reconstruction/stabilité/mixte.

• L'évolution longitudinale de la barre montre quelques changements morphologiques sur trois années. La partie distale présente une érosion de sa crête. Cette zone s'avère plus sensible aux conditions d'agitation et à l'action des courants. Elle est une source d'apport sédimentaire secondaire pour le reste de la barre.

• L'évolution volumétrique de la barre en fonction des conditions hydrodynamiques révèle qu'elle s'engraisse lors des périodes de mortes-eaux associées

à des hauteurs de houle inférieures à 0.45 m. Dans les autres cas, une érosion est constatée. Cependant, cette dynamique n'est pas systématique.

I.4 Discussion sur l'étude de la barre

L'étude multi-échelle de la cinématique de la barre indique qu'elle migre vers la haute plage avec une vitesse moins élevée que celle observée dans des environnements à plus faible marnage. Cette dynamique n'est pas liée à son volume puisque celui-ci est nettement inférieur à ceux observés dans les environnements micro et mésotidaux. Cette particularité est attribuée au faible temps d'immersion de la barre, ce qui engendre une durée de mise en mouvement potentiel du sédiment vers la crête plus réduit. Son déplacement s'effectuant plus lentement, la coalescence avec d'autres barres migrant également vers le haut de plage est plus difficile, expliquant en partie, leur volume moins important.

Une relation étroite est constatée entre la position de la barre sur l'estran et la dynamique du trait de côte. Deux cas se dégagent :

1) Lorsque la barre est localisée sur la moyenne plage, elle joue un rôle de protection vis-à-vis du trait de côte. Néanmoins, cette influence est plus ou moins marquée selon les conditions de marée. En période de morte-eau, la dissipation de l'énergie de l'agitation est quasi-totale (entre 88 et 94 %). En période de vive-eau, lorsque la tranche d'eau au dessus de la crête est supérieure à 2.5 m, son influence sur les vagues se fait moins ressentir. La présence d'une barre est donc propice à la stabilisation du haut de plage et du trait de côte.

2) Lorsque la barre est localisée à proximité de la haute plage, avec le tombolo que sa présence tend à former, elle joue un rôle d'un épi naturel Ces morphologies perturbent le transport sédimentaire nord-sud favorisant un dépôt de sédiment à l'amont et une érosion à l'aval. Cette perturbation peut être longue, quelques années, du fait de la vitesse relativement lente de déplacement de la barre.

II. St Pierre et Miquelon

L'isthme de Miquelon-Langlade, en forme de Y, est long de 12 kilomètres. Il renferme dans sa partie septentrionale la lagune du Grand Barachois connectée avec l'océan par une passe active. Il est particulièrement original du fait de sa dimension, de sa géométrie et de la grande variété d'entités morphologiques le constituant, comparé aux tombolos plus classiquement observés. Ces caractéristiques le présente comme l'une des formes sédimentaires les plus spectaculaires du territoire français. Les connaissances majeures acquises sur ce site sont résumées ci-dessous.

- La formation de l'isthme de Miquelon-Langlade s'intègre dans l'histoire géologique régionale attestant d'une probable édification il y a moins de 1350 ans. L'observation des différentes morphologies suppose qu'elle s'est déroulée en plusieurs étapes. Le schéma conceptuel proposé, prend en compte les caractéristiques morphologiques actuelles de l'isthme et les paramètres physiques et géologiques de la

région. Il s'avère que le tombolo de Miquelon-Langlade était à l'origine constitué de flèches à tête libre attachées à Miquelon qui ont évolué en flèches à tête fixée.

- L'étude de sa formation permet de préciser les deux facteurs importants expliquant sa géométrie, à savoir : la présence d'un disponible sédimentaire important essentiel pour initier la genèse de ce type de morphologie et l'existence de conditions hydro-météorologiques contrastées entre les deux façades à l'origine de la forme originale en Y de l'isthme.

- L'étude de la circulation sédimentaire le long du tombolo identifie deux zones de convergence des flux sédimentaires longitudinaux. L'une sur la façade ouest au niveau de la partie la plus étroite de l'isthme. L'autre sur la façade est, au niveau de la passe du Grand Barachois. Le transport transversal au trait de côte semble subordonné à la circulation longshore.

- L'étude des sédiments constituant l'avant-côte au voisinage de l'isthme révèle la présence d'une large couverture sableuse constituant un réservoir sédimentaire pour les plages et les flèches de l'isthme. Néanmoins, ce stock est réparti de façon hétérogène, avec une extension importante vers le large de la façade est et plus réduite sur la façade ouest. Elle semble restreinte en latitude de part et d'autre de l'isthme. Ces différences sont liées principalement aux conditions énergétiques plus intenses de la façade ouest ayant entraîné un transfert des sédiments pour constituer les hautes dunes des buttereaux ou en les transférant de l'Ouest vers l'Est par une passe lorsque la formation de l'isthme n'était pas encore achevée.

- L'étude de l'évolution du trait de côte indique une dynamique également différente entre les deux façades. A l'Est, la ligne de végétation de l'ensemble de son linéaire côtier est en accrétion. A l'Ouest, la partie nord, est en érosion depuis 1949 et ce recul semble s'accélérer actuellement. Cette partie nord-ouest de l'isthme de Miquelon-Langlade s'avère très sensible aux conditions d'agitation comme le montre les simulations de la propagation de la houle entre le large et la côte. De plus, le faible disponible sédimentaire sur l'avant-côte associé à une alimentation terrigène négligeable, renforce cette dynamique de recul du trait de côte qui a terme, pose la question d'une possible réouverture de l'isthme.

III. Synthèse sur la dynamique des flèches observée sur les deux sites d'étude

Les flèches sableuses et les constructions sédimentaires de même type (tombolo) se forment et évoluent sur des pas de temps relativement longs. La Pointe d'Agon présentait déjà six crochets sédimentaires en 1888. Cent vingt ans plus tard, le trait de côte a avancé de 340 m au maximum et deux nouveaux crochets se sont construits. A St Pierre et Miquelon, bien qu'il soit difficile de dater avec exactitude la formation de l'isthme, elle s'est probablement effectuée principalement il y a environ 1350 ans et s'est achevée complètement il y a moins de 300 ans.

Cependant, cette accrétion globale de ces deux systèmes sur le long terme, masque des périodes d'érosion à plus court terme dont les facteurs ont été identifiés sur les deux sites.

- la réduction des apports sédimentaires pour des raisons anthropiques (extractions à la Pointe d'Agon) ou/et naturelles (St Pierre et Miquelon et Pointe d'Agon).

- l'action événementielle des tempêtes.

Les crochets sédimentaires situés à l'extrémité des flèches leur confèrent une morphologie originale. Deux mécanismes différents de construction ont pu être observés. A la Pointe d'Agon, leur formation est en lien avec le rattachement périodique des barres de surf sur le delta avec la haute plage suivant un processus original. A St Pierre et Miquelon, la formation de la Pointe aux Cacaouis semble résulter d'un mécanisme plus traditionnel lié à la direction de l'agitation. Ainsi, malgré des morphologies similaires, la mise en place de ce type de flèche est difficile, voire impossible à prévoir, à la seule observation du paysage. Une compréhension globale du fonctionnement du système, pour identifier les principaux éléments de forçage, est nécessaire.

IV. Impacts socio-économiques de ce mémoire

Ce mémoire de thèse doit permettre d'aider les acteurs locaux chargés de mettre en place des plans de gestion de ces environnements. En effet, les deux sites d'étude sont actuellement sujet à une réflexion sur les aménagements à mettre en œuvre pour leur sauvegarde.

La progression constante vers le Sud de la Pointe d'Agon et du chenal principal de la rivière Sienne entraîne une érosion importante de la flèche secondaire localisée sur le littoral de Montmartin-sur-Mer. Or, cette dernière protège une vaste zone basse soumise à des submersions en cas de brèches dans le cordon dunaire. Les nouvelles connaissances acquises sur la morphodynamique de flèche d'Agon et son environnement (importance de la position du chenal et des barres de surf), apparaissent donc essentielles pour prévoir l'évolution future de l'ensemble du système.

Une réouverture de l'isthme au niveau du cordon des Buttereaux apparaît possible à court terme. Le linéaire côtier de cette zone, ainsi que la majeure partie des massifs dunaires le constituant, sont en érosion. De plus, les changements climatiques annoncés avec la disparition de plus en plus fréquente des « pieds de glace » hivernaux ne sont pas des signes positifs permettant une stabilisation du système dans le futur. Les connaissances acquises sur l'évaluation du stock sédimentaire présent sur l'avant-côte et potentiellement disponible à l'engraissement des plages sont de premières données importantes. La détermination de la circulation sédimentaire sur l'estran et des caractéristiques de la propagation de l'agitation entre l'avant-côte et la plage constitue le second point intéressant. Ces informations sont d'autant plus importantes qu'elles sont les premières acquises sur ce site. Elles seront utiles pour mener une réflexion sur la stratégie à envisager et les méthodes à mettre en place en terme de protection.

V. Perspectives de recherche

Les travaux réalisés ont mis en évidence un certain nombre d'incertitudes qu'il conviendrait de lever en mettant en œuvre des moyens et méthodes d'études complémentaires.

V.1 A propos de la flèche d'Agon :

1) Les résultats indiquent qu'une phase de formation d'un nouveau crochet est en cours à l'extrémité de la Pointe d'Agon. Un modèle conceptuel a été proposé sur la base d'une analyse de photographies aériennes. Cependant, cette méthodologie ne permet pas d'aborder le mécanisme de la construction de l'entité sédimentaire en trois dimensions, approche essentielle à la connaissance de l'évolution des volumes sédimentaires le long de la flèche (bilan sédimentaire sur le littoral amont, volume stocké dans le crochet actuel, transfert sédimentaire vers la nouvelle plate-forme et le nouveau crochet). Une telle détermination passe par la poursuite du suivi topographique entrepris depuis 2004 le long de la flèche. Les Modèles Numériques de Terrain doivent englober la barre car son approche à la côte est importante dans le processus de formation du nouveau crochet. Une attention particulière devra également être portée sur la position du chenal principal. Compte tenu de la dimension spatiale de la zone de suivi, des levés Lidar (laser aéroporté) annuels sembleraient particulièrement pertinents. La poursuite de ces suivis permettra, à terme, de valider le schéma conceptuel proposé et de contribuer, de fait, à la connaissance fine de l'évolution du site nécessaire pour sa gestion.

2) À une échelle plus fine, à la Pointe d'Agon, et de manière générales sur la côte du Cotentin, le dépôt d'algues (*Fucus vesiculosus, Pelvetia canaliculata*) sur la partie supérieure de l'estran est très important à chaque marée haute de vive-eau. Ce dépôt fertilise le sol et créer un obstacle à la dynamique éolienne. L'impact de la laisse de haute mer sur l'évolution de la ligne de végétation et la création d'un cordon embryonnaire en pied de dune est à considérer. Cet aspect est d'autant plus important dans les mers à très fort marnage où les matériaux déposés au niveau de la pleine mer lors des grandes marées restent sur place et ne sont potentiellement plus mobilisés par les agents hydrodynamiques pendant une longue période de temps (mensuel à pluri-mensuels). Il serait intéressant de coupler des études bio-chimiques et topographiques d'une petite zone du haut estran de la flèche afin d'examiner la corrélation entre la production de matière organique, le développement d'une végétation pionnière et les changements altimétriques constatés. Cet aspect peut être intéressant dans l'optique d'un renforcement naturel du pied de dune contre les tempêtes.

V.2 La barre de surf du delta de marée:

A moyen terme

1) Les hauts de plage mégatidaux présentent un caractère réflectif et énergétique plus important par rapport aux parties inférieures de l'estran (Levoy, 2000). Cette plus forte exposition à l'agitation doit engendrer une dynamique de la barre

significativement différente de celle observée actuellement sur la moyenne plage, avec notamment une augmentation de sa vitesse de migration. Cette évolution a été observée partiellement en étudiant la barre présente sur les clichés aériens de 1972 avant son rattachement avec la haute plage. La proximité de la barre actuelle avec le haut estran doit rendre possible l'observation de cette dynamique dans un futur proche (quelques années seulement). Le suivi topographique transverse à sa crête doit donc être poursuivi afin de déceler ce changement de cinématique. Ce travail permettra également de connaître l'évolution morphologique de la barre sur un cycle complet allant de son apparition sur l'estran jusqu'à son intégration dans la dynamique sédimentaire de la haute plage. Une telle observation n'a pu seulement être réalisée à ce jour qu'à l'aide de photographies aériennes (Robin & Levoy, 2007 ; Robin *et al*., 2007b).

A court terme

2) Les causes de la formation d'une barre de surf sur la partie inférieure du delta de jusant restent encore inconnues à ce jour. Le rôle de la morphologie initiale de l'estran et des conditions hydrodynamiques favorables à la genèse de tels corps sédimentaires restent à déterminer. Cette perspective ne peut être envisagée que par des mesures des conditions hydrodynamiques, topographiques, morphologiques et sédimentologiques de la zone présumée d'apparition de ce type de barres, située à plusieurs centaines de mètres du trait de côte. Toutefois, la grande superficie du delta de jusant, la rareté de l'apparition de telles barres rend difficile cette opération. L'installation d'un système vidéo de type Argus (Holland *et al*., 1997 ; Aagaard *et al*., 2005) permettrait de mieux connaître la mobilité de ces formes sédimentaires présentes à la surface du delta et d'identifier finement, le cas échéant, leur apparition. Les mesures hydrodynamiques seraient, en parallèle, utiles en permanence pour quantifier les conditions de forçage.

A l'échelle du processus

3) Les travaux réalisés mettent en avant le rôle majeur joué par le processus de surf sur la migration de la barre vers la côte. Néanmoins, cette action est déduite de données hydrodynamiques acquises en continu dans les faibles tranches d'eau. La connaissance des transports sédimentaires et les modifications morphologiques de la barre induites est issue de mesures intégrées à l'échelle du cycle de marée. Elles valident toutefois l'action prédominante des écoulements dans la zone de surf.

Afin d'obtenir une meilleure connaissance de la dynamique de la barre à l'échelle du processus, il est souhaitable d'enregistrer en continu et à haute fréquence, à l'aide d'instruments adaptés, les différents paramètres caractérisant la morphodynamique du système (Cowell & Thom, 1994). Ainsi, des mesures hydrodynamiques dans les faibles tranches d'eau obtenues à l'aide d'un micro-ADV devraient être corrélées avec des valeurs de Matières En Suspension recueillies par des turbidimètres de type OBS. Un suivi des évolutions topographiques de la surface de la barre, à l'aide de piquets de swash quand les hauteurs d'eau le permettent, est complémentaire (Degryse-Kulkarni, 2003). Cette démarche doit permettre de mieux comprendre l'action des écoulements lors de conditions favorables à la migration de la barre. Cette perspective est réalisable à brève échéance, les jeux de données nécessaires ayant déjà été acquis pendant les campagnes présentées dans le chapitre.VII.

En complément, il conviendra d'effectuer des opérations similaires lorsque la barre sera en phase d'accélération de sa vitesse de déplacement lors de son rattachement terminal avec la haute plage. L'influence des processus hydrodynamiques sur sa migration sera alors probablement différente. En effet, actuellement, l'action du swash seule, n'est pas suffisante pour initier un début de migration. Sur le haut estran, sa durée est beaucoup plus longue (Masselink & Short, 1993) du fait de vitesses horizontales (pente plus élevée) et verticales du plan d'eau moins élevées.

4) L'étude du comportement de la nappe piégée au sein de la barre a confirmé qu'elle constituait un paramètre clef agissant sur les caractéristiques des écoulements sur la barre dans des tranches d'eau inférieures à 0.8 m en vive-eau et 0.2 m en morte-eau. Une étude plus approfondie doit être réalisée pour apprécier précisément l'impact de son influence sur la morphodynamique de la barre. Pour ce faire, le protocole utilisé dans le chapitre VII doit être complété par des mesures hydrodynamiques couvrant finement la totalité du processus de swash et le début du surf, avec une extension transversale de l'instrumentation le long du revers de la barre plus importante.

V.3 St Pierre et Miquelon :

A long terme

1) Le schéma de formation de l'isthme de Miquelon-Langlade repose sur de nombreuses hypothèses non validées. Il est en partie fondé d'une part, sur l'histoire des variations du niveau marin dans la région et d'autre part, sur des arguments géomorphologiques. Ces hypothèses doivent être confirmées par des études stratigraphiques utilisant des outils tels que la sismique haute résolution (Tessier *et al*., 2000 ; Certain, 2002) sur l'avant-côte ou le Ground-Penetrating Radar (Bristow *et al*., 2000 ; Buynevich *et al*.,2004) sur la partie émergée de l'isthme. Ces approches sont susceptibles de préciser les conditions de mise en place de certains corps sédimentaires présents dans les séries anciennes du tombolo sur des échelles spatio-temporelles relativement larges. Des carottages doivent être couplés aux techniques géophysiques afin de valider la structure issue de ces investigations et permettre éventuellement de recueillir des éléments permettant de dater la mise en place des entités morphologiques de surface. La présence de zones dépressionnaires humides entre les cordons du « beach ridge », ainsi que de niveaux de tourbe à la limite sud de la lagune du Grand Barachois sont des faciès favorables à la conservation d'éléments, susceptibles d'être analysés, afin d'obtenir une chronologie de la mise en place du tombolo.

A court terme

1) L'hydrodynamisme de la façade est reste inconnu du fait de l'absence de mesures d'agitation. Ce littoral présente toutefois un intérêt majeur avec des morphologies complexes du Nord au Sud de l'isthme attestant de caractéristiques de l'agitation et/ou des courants singulièrement variables spatialement. L'échelle d'étude de cette façade ne peut être pleinement abordée que par des travaux de modélisations numériques, complémentaires des approches de terrain. Le modèle SWAN a donné des résultats satisfaisants sur la façade ouest, il peut ainsi être utilisé pour l'étude de la propagation de l'agitation sur la côte est de l'isthme malgré une bathymétrie de l'avant-côte plus compliquée. En attendant des données de terrain sur les caractéristiques des

vagues, des simulations de mers de vent, de hauteurs inférieures à 1.5 m au large, pourraient être effectuées en première approche. Le passage à la modélisation du transport sédimentaire par le modèle UNIBEST est néanmoins impossible pour l'instant, le spectre annuel des vagues de cette façade devant préalablement être défini par le biais de mesures de terrain.

2) Sur la façade ouest, une base de données plus importante des caractéristiques de l'agitation doit être constituée afin d'améliorer la précision du travail de modélisation. Cette perspective passe par l'immersion en simultanée d'au moins deux instruments de mesures disposés transversalement au trait de côte. Les courants à la côte doivent également être précisés, notamment lors de conditions hivernales.

3) Il serait utile d'effectuer des expériences de traceurs fluorescents afin de valider les taux de transports potentiels issus du modèle UNIBEST. En effet, les travaux de modélisation de la dynamique sédimentaire réalisés sur la façade ouest indiquent un volume potentiel de 50000 m^3/an entrant au Nord du système. Toutefois, la faible extension de la couverture sableuse au point de rattachement de l'isthme avec la côte sud-ouest de Miquelon rend peu plausible cette source d'alimentation. L'apport sédimentaire circulant du Nord vers le Sud sur la majeure partie de la façade ouest n'est donc pas clairement identifiée. Dans cette optique, il serait intéressant d'étendre la zone de prélèvement plus au Nord afin de savoir si l'extension de la couverture sableuse identifiée est très localisée. De plus, un suivi bathymétrique régulier, associé à des mesures topographiques de la plage de la partie nord-ouest de l'isthme serait intéressant pour mieux comprendre les flux transversaux et longitudinaux sur cette zone, où le trait de côte présente une érosion significative. Globalement, une meilleure compréhension des échanges sédimentaires entre l'avant-côte et la plage permettrait d'améliorer la compréhension du système et de contribuer à mieux lutter contre cette tendance qui risque de s'accentuer dans le futur avec le réchauffement climatique rendant de plus en plus rare l'apparition du « pied de glace » en hiver.

Références bibliographiques

Aagaard, T. & Greenwood, B., 1999. Directionality of cross-shore sediment transport in the surf zone under high-energy conditions. *Proceedings of Coastal Sediments 1999*, 2, 1003-1018.

Aagaard, T., Nielsen, J. & Greenwood, B., 1998. Suspended sediment transport and nearshore bar formation on a shallow intermediate-state beach. *Marine Geology,* 148, 203-225.

Aagaard, T., Black, K.P. & Greenwood, B., 2002. Cross-shore suspended sediment transport in the surf zone: a field-based parameterization. *Marine Geology,* 185, 283-302.

Aagaard, T., Davidson-Arnott, R., Greenwood, B. & Nielsen, J., 2004. Sediment supply from shoreface to dunes: linking sediment transport measurements and long-term morphological evolution. *Geomorphology,* 60, 205-224.

Aagaard, T., Kroon, A., Andersen, S., Møller Sørensen, R., Quartel, S. & Vinther, N., 2005. Intertidal beach change during storm conditions, Egmond, The Netherlands. *Marine Geology*, 218(1), 65-80.

Aagaard, T., Hughes, M., Møller-Sørensen, R. & Andersen, S., 2006. Hydrodynamics and Sediment Fluxes across an Onshore Migrating Intertidal Bar. *Journal of Costal Research*, 22(2), 247-259.

Aird, N.P., Davidson, M.A. & Marino-Tapia, I.J., 2003. Physical Processes associated with onshore sand bank migration adjacent an estuary mouth. *Coastal Engineering 2003*.

Alduc, D., 1979. La manche occidentale : étude géomorphologique du réseau de paléovallées. *Thèse Université de Caen-Basse Normandie*, 146p.

Anthony, E. J., Levoy, F., & Monfort, O., 2004. Morphodynamics of intertidal bars on a megatidal beach, Merlimont, Northern France. *Marine geology*, 208, 73-100.

Armon, J.W. & McCann, S.B., 1979. Morphology and landward sediment transfers in a transgressive barrier island system, Southern Gulf of St. Lawrence, Canada. *Marine Geology,* 31, 333–334.

Ashton, A., Murray, A.B. & Arnoult, O., 2001. Formation of coastline features by large-scale instabilities induced by high-angle waves. *Nature*, 414, 296-300.

Aubert de la Rüe, E., 1951. Recherches Géologiques et Minières aux îles St Pierre et Miquelon, *ORSTOM*, 75p.

Aubrey, D.G., 1989. Measurements errors for electromagnetic current meters. In: Seymor R.J. (Ed.), Nearshore Sediment Transport, *Plenum Press*, New York, 67-78.

Aubrey, D.G. & Speer, P.E., 1984. Updrift migration of tidal inlets. *Journal of Geology,* 92, 531-546.

Auffret, J.P., Alduc, D., Larsonneur, C. & Smith, A., 1982. La manche occidentale: carte des paléovallées et des bancs sableux, CNEXO-BRGM éd., Orléans.

Austin, M.J., & Masselink, G., 2006. Swash-groundwater interaction on a steep gravel beach. *Continental Shelf Research*, 26, 2503-2519.

Bailard, J.A., 1981. An energetic total load transport model for plane sloping beach. *Journal of Geophysical Research, 86*(C11).

Bailard, J.A. 1984. A simplified model for longshore sediment transport. *Proceedings, 19th International Coastal Engineering Conference*, ASCE, New York, 1454-1470.

Baldock, T.E. & Holmes, P., 1998. Seepage effects on sediment transport by waves and currents. *Proceedings of the 26th International Conference on Coastal Engineering*. ASCE, New York, 3601-3614.

Balouin, Y., 2001. Les embouchures mésotidales (tidal inlets) et leur relation avec les littoraux adjacents: Exemple de la Barra Nova, Sud Portugal. *Thèse de l'Université de Bordeaux*, 300p.

Balouin, Y., Howa, H., & Michel, D., 2001. Swash platform morphology in the ebb-tidal delta of the Barra Nova inlet, South Portugal. *Journal of Coastal Research*, 17(4), 784-791.

Balouin, Y., Bradley, D., Morris, D., Davidson, M.A., & Howa, H., 2004. Morphology evolution of an ebb-tidal delta following a storm perturbation: Assessments from remote sensed data and direct survey. *Journal of Coastal Research*, 20(2), 415-424.

Barcilon, A.I. & Lau, J.P., 1973. A model for formation of transverse bars. *Journal of Geophysical Research*, 78(15), 2656-2664.

Bayram, A., Larson, M., Miller, H.C. & Kraus, N.C., 2001. Cross-shore distribution of longshore sediment transport: comparison between predictive formulas and field measurements, *Coastal Engineering*, 44(2), 79-99.

Bell, T., Liverman, D.G.E., Batterson, M.J. & Sheppard, K., 2001. Late Wisconsinan stratigraphy and chronology of southern St. George's Bay, Newfoudland: a reappraisal. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 38, 851-869.

Bell, T., Batterson, M.J., Liverman, D.G.E, & Shaw, J. 2003. A New late-glacial sea level record for St. George's Bay, Newfoudland. *Canadian Jounal of Earth Science*, 40, 1053-1070.

Bijker, E.W., 1967. Some considerations about scales for coastal models with moveable beds, Publ.50, Delft Hydraulics Lab., 142p.

Bijker, E.W., 1971. Longshore transport calculations, *Journal of Waterways, Harbors and Coastal Engineering Division*, ASCE, 97, 687-701.

Bird, E.C.F., 1984. Coasts: An Introduction to Coastal Geomorphology. Blackwell, Oxford, 320p.

Birkemeier, W.A., Nicholls, R.J. & Lee, G.H., 1999. Storms, storm groups and nearshore morphologic change. *Proceedings of the Coastal Sediments 1999 Conference*. ASCE, 1109-1122.

Blackwelder, B.W., MacIntyre, I.G. & Pilkey, O.H., 1982. Geology of continental shelf, Onslow Bay, North Carolina, as revealed by submarine outcrops. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 66(1), 44-66.

Blair, T., 1999. Sedimentology of gravelly Lake Lahontan highstand shoreline deposits, Churchill Butte, Nevada, USA. *Sedimentary Geology*, 123(3), 199-218.

Boak, E.H. & Turner, I.L., 2005. Shoreline definition and detection: A review. *Journal of Coastal Research*, 21(4), 688-704.

Boldyrev, V.L., & Nevesskiy, Y.N., 1964. Sand transport by the Tyemruk current (Kerch Strait). *International Geology Review*, 6(2), 228-237.

Booij, N., Ris, R. & Holthuijsen, L., 1999. A Third-generation wave model for coastal regions, parti: Model description and validation. *Journal of Geophysical Research* 104(C4), 7649-7666.

Boothroyd, J.C., & Hubbard, D.K., 1975. Genesis of bedforms in mesotidal estuaries. In : L.E. Cronin (ed), *Estuarine Research*. Academic Press, New York, 2, 217-235.

Borrelli, M. & Wells, J.T., 2003. Swash bars and spits growth: Evolution of a rapidely prograding spit along a sediment-starved coast. *Proceedings of Coastal Sediments 2003*, ASCE, Floride.

Boyd, R., Bowen, A.J. & Hall, R.K., 1987. An evolutionary model for transgressive sedimentation on the Eastern Shore of Nova Scotia. In: FitzGerald, D.M., Rosen, P.S. (Eds.), Glaciated Coasts. Academic Press, San Diego, 87-114.

Briquet, A., 1930. Le littoral du Nord de la France et son évolution morphologique, Paris, *Colin*, 440p.

Bristow, C.S., Chroston, P.N. & Bailey, S.D., 2000. The structure and development of foredunes on a locally prograding coast: insights from ground-penetrating radar surveys, Norfolk, UK. *Sedimentology 2000*, 47, 923-944.

Brown, J., Colling, A., Park, D., Phillips, J., Rothery, D. & Wright, J., 1989. Ocean Circulation. Pergamon, Oxford, 238p.

Bruun, P., 1966. Tidal Inlets and Littoral drift: v. 2, Universites for laget, Oslo, 193p.

Bruun, P., 1978. Stability of Coastal Inlets: Theory and Engineering. *Elsevier Scientific Publisher Company*, 509p.

Bruun, P. & Gerristen, F., 1959. Natural Bypassing of Sand at Coastal Inlets. *Journal of Waterways, Harbors and Coastal Engineering Division*, ASCE, 85(4), 75-107.

Bruun, P. & Gerristen, F., 1960. Stability of Tidal Inlets. North Holland Pub. Co., 123p.

Burningham, H. & French, J., 2005. Morphodynamic behaviour of mixed san-gravel ebb-tidal delta: Deben estuary, Suffolk, UK. *Marine Geology*, 225, 23-44.

Butt, T., Russell, P. & Turner, I., 2001. The influence of swash infiltration-exfiltration on beach face sediment transport: onshore or offshore. *Coastal Engineering*, 42, 35-52.

Buynevich, I.V., FitzGerald, D.M. & Van Heteren, S., 2004. Sedimentary records of intense storms in Holocene barrier sequences, Maine, USA. *Marine Geology 2004*, 210(1), 135-148.

Byrne, R.J., DeAlteris, J.T. & Bullock, P.A., 1974. Channel stability in Tidal Inlets: A case study. *Proceedings of the 14th International Coastal Engineering Conference*, Copenhagen, 2, 1585-1604.

Caballeria, M., Falqués, A., Coco, G. & Huntley, D., 2001. A morphodynamic mechanism for transverse bars in the nearshore. *Coastal Dynamics 2001*, 1058-1067.

Carpentier G., 2006. Etude expérimentale des effets de perméabilité des soubassements de structures soumises à l'action de la houle. *Thèse Université de Caen – Basse Normandie*.

Carr de Betts, E.E., 1999. An Examination of Flood Tidal Deltas at Florida's Tidal Inlets. *M.S. Thesis, Coastal and Oceanography. Eng. Dept., U. Florida, Gainesville, FL*.

Carr de Betts, E.E. & Metha, A.J., 2001. An Assessment of Inlet Flood Deltas in Florida. *Coastal Dynamics 2001*.

Carter, R.W.G., 1986. The morphodynamics of beach-ridge formation : Magilligan, Northern Ireland. *Marine Geology*, 73, 191-214.

Carter, RWG., 1988. Coastal Environments – An introduction to the Physical, Ecological and Cultural Systems of Coastlines. *Academic Press London*, 617p.

Carter, R.W.G.& Basillie, J.H., 1983. A note on amount of wave energy transmitted over nearshore sand bars. *Earth Surface Processes and Landforms*, 8, 213-222.

Carter, R.W.G. & Woodroffe, C.D., 1994. Coastal evolution. Late Quaternary shoreline morphodynamics. *R.W.G. Carter and C.D. Woodroffe*, 517p.

Carter, R.W.G., Forbes, D.L., Jennings, S.C., Orford, J.D., Shaw, J. & Taylor, R.B., 1989. Barrier and lagoon coast evolution under differing relative sea-level regimes: examples for Ireland and Nova Scotia. *Marine Geology*, 88, 221-242.

Carter, R.W.G., Orford, J.D., Forbes, D.L. & Taylor, R.B., 1990. Morphosedimentary development of drumlin flank barriers with rapidly rising sea-level, Story Head, Nova Scotia. *Sedimentary Geology*, 69, 117-138.

Castelle, B., 2004. Modélisation de l'hydrodynamique sédimentaire au-dessus des barres sableuses soumioses à l'action de la houle : application à la côte aquitaine. *Thèse Université de Bordeaux I*, 333p.

Castelle, B.,Bourget, J., Molnar, N., Strauss, D., Deschamps, S. & Tomlinson, R., 2007. Dynamics of a wave-dominated tidal inlet and influence on adjacent beaches, Currumbin Creek, Gold Coast, Australia. *Coastal Engineering*, 54, 77-90.

Catto, N.R., 1998. The pattern of glaciation on the Avalon Peninsula of Newfoudland. *Géographie Physique et Quaternaire*, 52, 1-24.

Catto, N., MacQuarrie, K. & Hermann, M., 2002. Geomorphic response to Late Holocene climate variation and anthropogenic pressure, northeastern Prince Edward Island, Canada. *Quaternary International 87(2002)*, 101-117.

C.E.R.C. (Coastal Engineering Research Centre, USACE), 1998. *Coastal Engineering Manual*, Part III, n°EC 1110-2-282, 31st March 1998.

Certain, R., 2002. Morphodynamique d'une côte sableuse microtidale à barres: Le Golfe du Lion (Languedoc Rousillon). *Thèse Université de Perpignan*, 209p.

Ciavola, P., 1997. Coastal dynamics and impact of coastal protection works on the Spurn Head spit (UK). Catena, 30(4), 369-389.

Clark, M.L., Rendell, H.M. & Wintle, A.G., 1999. Quality assurance in luminescence dating. *Geomorphology,* 29, 173-185.

Cloutier, M. & Héquette, A. ,1998. Aeolian and overwash sediment transport across a low barrier spit, southeastern Canadian Beaufort Sea. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 42(3), 349-365.

Coque, R., 1993. *Géomorphologie*. Colin, 499p.

Cowell, P.J. & Thom, B.G. ,1994. Morphodynamics of coastal evolution. In Coastal evolution edited by Carter R.W.G. & Woodroffe, C.D. *Cambridge University Press*, 33-86.

Cox, J.C. & Pirello, M.A., 2001. Applying joint probabilities and cumulative effects to estimate storm-induced erosion and shoreline recession. *Shore and Beach,* 69(2), 5-7.
Crowell, M., Leatherman, S.P. & Buckley, M.K., 1991. Historical shoreline change: error analysis and mapping accuracy. *Journal of Coastal Research*, 7(3), 839-852.

Crowell, M., Leatherman, S.P. & Buckley, M.K., 1993. Shoreline change rate analysis: long term versus short term data. *Shore and Beach,* 61, 13-20.

Cuq, F., Lepvrier, C., Rabottin, C. & Vanney, J.R., 1994. Teledetection et littoral, l'archipel de St Pierre et Miquelon. Rapport préliminaire, convention de recherche 91CD12, 40p.

Curray, J.R., Emmel, F.J. & Crampton, P.J., 1969. Holocene history of a strand plain lagoonal coast, Nayarit, Mexico, Ayala Castanares, A. et Phleger, F.B. (Ed.), Coastal lagoons, a symposium, Universidad Nacional Autonoma de Mexico, Mexico, 63-100.

Dabrio, C.J. & Polo, M.D., 1981. Flow regime and bedforms in a ridge and runnel system, S.E. Spain. *Sedimentary Geology*, 28, 97-110.

Daigneault, M., 2002. Processus d'altération/érosion à l'interface Océan-Continent-Atmosphère: aspects quantitatifs et semi-quantitatifs. *Thèse Ecole Nationale Supérieure des Mines de Saint Etienne et de l'Université Jean Monet*, 307p.

Davidson-Arnott; RGD., 1981. Computer simulation of nearshore bar formation. *Earth Surface Processes and Landforms,* 6, 23-34.

Davidson-Arnott, RGD. & Mc Donald, R.A., 1989. Nearshore water motion and mean flows in a multiple parallel bar system. *Marine Geology*, 86, 321-338.

Davidson, M.A., Russel, P.E., Huntley, D.A. & Hardisty, J., 1993. Tidal asymmetry in suspended sand transport on a macrotidal intermediate beach. *Marine Geology*, 110, 333-353.

Davis, J.L., 1958. The importance of Cut and Fill in the Development of Sand Beach Ridges. *Aust. Journ. Sci.*, 20, 105-111.

Davis, J.L., 1964. A morphogenic approach to world shorelines. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 8, 27-42.

Davis, J.L., & Hayes, M.O., 1984. What is a Wave-Dominated coast? *Marine Geology*, 60, 313-329.

Davis, R.A., 1978. Coastal sedimentary Environments. *Springer-Verlag*, New-York, Heidelberg, Berlin, 420p.

Davis, R.A.Jr. & Fitzgerald, D.M.; 2004. *Beaches and coasts*, 419p.

Davis, R.A., Fox, W.T., Hayes, M.O., & Boothroyd, J.C., 1972. Comparison of ridge and runnel systems in tidal and non-tidal environments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42, 413-421.

Davis, R.A., Klay, J. & Jewell, P., 1993. Sedimentology and stratigraphy of tidal sand ridges, southwestern Florida inner shelf. *Journal of Sedimentary Petrology*, 63 (1), 91-104.

Dean, R.G. & Walton, T.L., 1975. Sediment transport processes in the vicinity of inlets with special reference to sand trapping. In: L.E. Cronin (ed), Estuarine Research. Academic Press, New York, 2, 129-150.

Degryse-Kulkarni, C., 2003. Morphodynamique de la zone de swash. *Thèse Université de Caen-Basse Normandie*, 189p.

Delft Hydraulics, 1994. Unibest, a Software Suite for Simulation of Sediment Transport Processes and related Morphodynamics of beaches profiles and Coastline evolution. Theoretical reference document. H 454, octobre 1994, 40p.

De Saint Denis, G., 2001. Le littoral d'Agon-Coutainville (Manche), notes sur son évolution morphologique. Norois, 48(188), 75-86.

Desmazes, F., 2005. Caractérisation des barres sableuses d'une plage de la côte aquitaine. Exemple de la plage du Truc Vert. *Thèse Université de Bordeaux 1,* 291p.

De Vriend, H.J., Bakker, W.T. & Bilise, D.P., 1994. A morphological behaviour model for the outer delta of mixed-energy Tidal Inlets. *Coastal Enginnering*, 23, 305-327.

Dolan, R., Vincent, L. & Hayden, B., 1974. Crescentic coastal landforms. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 18(1), 1-12.

Dolan, R., Hayden, B.P. & Heywood, J., 1978. Analysis of coastal erosion and storm surge hazards. *Coastal Engineering*, 2, 41-53.

Dolan, R., Fenster, M.S. & Holme, S.J., 1991. Temporal analysis of shoreline recession and accretion. *Journal of Coastal Research*, 7(3), 723-744.

Dolique, F., 1998. Dynamique morphosédimentaire et aménagements induits du littoral picard au Sud de la Baie de Somme. *Thèse Université du Littoral « Côte d'Opale », Dunkerque, France*, 417p.

Dolique, F. & Anthony, E., 1999. Influence à moyen terme (10-100 ans) d'un estran sableux macrotidal sur la stabilité d'un cordon de galets : la flèche de Cayeux (Picardie, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnemen, 1999*, 1, 23-38.

Drabsch, J.M., Parnell, K.E., Hume, T.M. & Dolphin, T.J., 1999. The capillary fringe and the water-table in an intertidal estuarine sand flat. *Estuarine, Coastal and Shelft Science*, 48, 215-222.

Dyhr-Nielsen, M. & Sørensen, T., 1970. Some sand transport phenomena on coasts with bars. *Proceedings 12th International Coastal Engineering Conference 1970*, ASCE, New York, 855-866.

Dyke, A.S., Andrews, J.T., Clark, P.U., England, J.H., Miller, G.H., Shaw, J. & Veillette, J.J., 2002. The Laurentide and Innuitian ice sheets during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews 2002*, 21, 9-31.

Elhai, H., 1963. La Normandie occidentale entre la Seine et le golfe Normand-Breton. Etude morphologique. *ThèseUniversité de Bordeaux*, 624p.

Elias, E.P.L., Stive, M.J.F. & Roelvink, J.A., 2002. Morphodynamics at the updrift side of the inlets. Proceedings *28th International Conference on Coastal Engineering 2002, Cardiff*, 197-209.

Escoffier, F.F., 1940. The stability of Tidal Inlets. *Shore & Beach*, 8(4), 114-115.

Escoffier, F.F., 1977. Hydrolics and Stability of tidal inlets. General investigation of tidal inlets (GITI) Report, 13. USACE.

Evans, O.F., 1942: The Origin of Spits, Bars, and Related Structures. Journal Geology, 50: 846-865. -In: Schwartz, M.L. (eds.) (1972). Spits and Bars. Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsberg, PA, 452p.

Eysink, W.D., 1990. *Proceedings Coastal Engineering* (ASCE), New York, 1948-1961.

Faria, A.F.G., Thornton, E.B., Lippmann, T.C. & Stanton, T.P., 2000. Undertow over a barred beach. *Journal of Geophysical Research*, 105: 16999-17010.

Farnole, P., 1986. Morphogénèse et dynamique sédimentaire sur la côte ouest du cotentin. *Thèse Université Paris-sud, Orsay*, 204p.

Fenster, M. & Dolan, R., 1996. Assessing the impact of tidal inlets on adjacent barrier island shorelines. *Journal of Coastal Research*, 12(1), 294-310.

Fenster, M.S., & FitzGerald, D.M., 1996. Morphodynamics, stratigraphy, and sediment transport patterns of the Kennebec River estuary, Maine, USA. *Sedimentary Geology*, 100, 123-145.

Ferreira, Ó., 2002. Prediction of the impact of storm groups and their importance in coastal evolution. *Proceedings of the International Conference on Coastal Engineering 2002*, ASCE, 2725-2730.

Finley, R.J., 1975. Hydrodynamics and tidal deltas of North Inlet, South Carolina. In L.E. Cronin (ed.), *Estuarine Research*. Academic Press, New York, 2, 277- 293.

Finley, R., 1978. Ebb-tidal delta morphology and sediment supply in relation to seasonal wave energy flux, North inlet, South Carolina. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48, 227-238.

Firth, C.R., Smith, D.E., Hansom, J.D. & Pearson, S.G., 1995. Holocene spit development on a regressive shoreline, Dornoch Firth, Scotland. *Marine Geology 1995*, 124, 203-214.

Fisher, J.S. & Overton, M.F., 1994. Interpretation of shoreline position from aerial photographs. *International Coastal Engineering Conference 1994*, ASCE, 1998-2003.

FitzGerald, D.M., 1976. Ebb-tidal delta of Price Inlet, S.C.: geomorphology, physical processes, and associated inlet shoreline changes. In Hayes, M.O., & Kana, T.W., (Eds), Terrigenous clastic depositional environments: Report No. 11-CRD, Coastal Res. Div., Department of Geology of the University of South Carolina., II, 143-157.

FitzGerald, D.M., 1982. Sediment bypassing at mixed energy tidal inlets. *Proceedings of the 18th Coastal Engineering Conference 1982,* ASCE/Cape Town, South Africa.

FitzGerald, D.M., 1984. Interactions between the ebb-tidal delta and landward shoreline: Price Inlet, South Carolina. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54(4), 1303-1318.

FitzGerald, D.M., 1985. Effects of the Bay of Fundy project on the tidal inlets of Maine. New England. *Regional Coastal Engineering Conference*, USACE, 74-78.

FitzGerald, D.M., 1988. Shoreline erosional-depositional processes associated with tidal inlets. In: D.G. Aubrey & L. Weishar (eds.): Lecture notes on coastal and estuarine studies: Hydrodynamics and sediment dynamics of tidal inlets. New York, *Spinger-Verlag*, 29, 186-224.

FitzGerald, D.M., 1996. Geomorphic variability and morphologic and sedimentologic controls on tidal inlets. *Journal of Coastal Research*, 23, 47-72.

FitzGerald, D.M., & FitzGerald, S.A., 1977. Factors influencing tidal inlet geometry. In: *Proc. Coastal Sediments 1977, ASCE* , 563–581.

FitzGerald, D.M. & Levin, D., 1981. Hydraulics, morphology and sediment transport patterns at Pamet River Inlet: Truro, MA. *Northeast Geology*, 3, 216-224.

FitzGerald, D.M., & FitzGerald, P., 2002. Inlet formation and evolution of the sediment bypassing system: New Inlet, Cape Cod, Massachusetts. *Journal of Coastal Research 2002*, 36, 290-299.

FitzGerald, D.M., Penland, S. & Nummedal, D., 1984. Control of barrier island shape by inlet sediment bypassing: East Frisian Islands, West Germany. *Marine Geology*, 60, 355-376.

FitzGerald, D.M., Buynevich, I.V., Fenster, M.S., & McKinlay, P.A., 2000. Sand dynamics at the mouth of a rock-bound, tide-dominated estuary. *Sedimentary Geology*, 131, 25-49.

FitzGerald, D.M., Kraus, N.C. & Hands, E.B., 2001. Natural mechanisms of sediment bypassing at tidal inlets. Coastal engineering technical note US Army Corps of Engineers ERDC/CHL CETN-IV- 30. U.S. *Army Engineer Research and Development Center*, Viksburg, MS.

Flinn, D., 1997. The role of wave diffraction in the formation of St. Ninian's Ayre (Tombolo) in Shetland, Scotland. *Journal of Coastal Research 1997*, 13(1), 202-208.

Forbes, D.L., 1984. Coastal geomorphology and sediments of Newfoundland. *Geological Survey of Canada*, Paper 84-1B, 11-24.

Forbes, D.L. & Taylor, R.B., 1987. Coarse-grained beach sedimentation under paraglacial conditions, Canadian Atlantic coast. In: FitzGerald, D.M., Rosen, P.S. (Eds.), Glaciated Coasts. Academic Press, San Diego, 51-86.

Forbes, D.L., Shaw, J. & Eddy, B.G., 1993. Late Quaternary sedimentation and the postglacial sea-level minimum in Port au port Bay and vicinity, west Newfoundland. *Atl. Geol.,* 29, 1-26.

Fornerino, M., Molines, J.M. & Le Provost, C., 1982. Modélisation des courants de marée dans la Manche. Institut National Polytechnique de Grenoble. *Rapport de contrat C.N.E.X.O.* n°80/6260, 267p.

Fox, W.T., Haney, R.L. & Curran, H.A., 1995. Penouille spit, evolution of a complex spit, Gaspé, Quebec, Canada. *Journal of Coastal Research,* 11(2), 478-493.

Fulton, R.J., 1989. Avant-propos sur le Quaternaire du Canada et du Groenland. Sous la direction de R.J. Fulton, Géologie du Canada, Commission géologique du Canada, Vol.1.

Galichon, P., 1984. Hydrodynamique sédimentaire des flèches littorales sableuses : cas de la Pointe d'Arcay (Vendée). *Thèse Université de Paris-Sud, Centre d'Orsay*, 216p.

Galichon, P., 1985. La formation des crochons sédimentaires: le cas de la Pointe d'Arçay (Vendée), France. *Revue de Géologie Dynamique de Géographie Physique*, 26, 163-171.

Galvin, Jr, C.J., 1971. Wave climate and coastal processes. In: A.T. Ippen Ed., Water Environments and Human needs. Cambridge, Massachusetts: MIT Parsons Laboratory for Water Ressources and Hydrodynamics, 48-78.

Garcez Faria, A.F., Thornton, E.B., Lippman, T.C. & Stanton, T.P., 2000. Undertow over a barred beach. *Journal of Geophysical Research*, 105, 16999-17010.

Gassiat, L., 1989. Hydrodynamique et évolution sédimentaire d'un système lagune-flèche littorale. Le Bassin d'Arcachon et la flèche du Cap Ferret. *Thèse Université de Bordeaux I*, 228p.

Gaudiano, D.J. & Kana, T.W., 2001. Shoal bypassing in mixed energy inlets: geomorphic variables and empirical predictions for nine South Carolina Inlets. *Journal of Coastal Research*, 17(2), 280-291.

Gelfenbaum, G. & Brooks, G.R., 2003. The morphology and migration of transverse bars off the west-central Florida coast. *Marine Geology*, 200, 273-289.

Gibeault, J.C. & Davis, R.A., Jr., 1993. Statistical Geomorphic Classification of Ebb-tidal Deltas along the West-Central Florida Coast. *Journal of Coastal Research*, 18, 165-184.

Giese, G., 1978. Barrier beaches of Chathan, Massachusetts. *Report for Town of Chatham, Massachusetts*, 7p.

Giese, G., 1988. Cyclical behaviour of the tidal inlet at Nauset Beach, Chatman, Massachusetts. In: D.G.Aubrey and L.Weishar (eds.), Hydrodynamics and Sediment Dynamics of tidal Inlets, Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies, *Springer- Verlag*, 269- 283.

Gilbert, G.K., 1890. Lake Bonnerville. U.S. Geol Survey Mono, 1, 23-65. - In: Schwartz, M.L. (eds.) 1972. Spits and Bars. Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsberg, PA, 452p.

Giresse, P., 1969. Essai de sédimentologie compare des milieux fluvio-marins du Gabon, de la Catalogne et du Sud-Cotentin. *Thèse Université de Caen-Basse Normandie*, 730p.

Giresse, P., 1970. Etude hydrologique de l'estuaire de la Sienne et applications au dépôt de la tangue. *Cahiers océanographiques 1970*.

Giresse, P., & Hommeril, P., 1969. Les fonds sous-marins de la carte de Granville au 1/100000ème. - *Revue de la Société Savante de Haute-Normandie*, 56, 23-50.

Goldsmith, V., 1972. Coastal processes of a barrier island complex and adjacent ocean floor: Monomoy Island- Nauset Spit, Cape Cod, Massachusetts. *PhD. Dissertation, University of Massachusetts*, 469p.

González, M. & Medina, R., 1999. Equilibrium shoreline response behind a single offshore breakwater. *Coastal Sediment 1999*, 1, 844-859.

Goodfriend, G.A. & Stanley, D.J., 1999. Rapid strand-plain accretion in the northeastern Nile Delta in the 9th century A.D. and the demise of the port of Pelusium. *Geology*, 27, 147-150.

Goodwin, P. & al, 1991. Short-term characteristics of coastal lagoon lagoon entrances in California. *Coastal sediments*, Seattle, USA, 1192-1206.

Goud, M.R. & Aubrey, D.G., 1985. Theoretical and observational estimates of nearshore bedload transport rates. *Marine Geology*, 64, 91-111.

Gourlez, P., Caillot, A. & Quesmey, M. ,1978. Contribution à l'étude des mouvements sédimentaires sur les estrans situés à l'est de Zeebrugge. *Rapport C.E.A.* C 255, 62p.

Goy, J.L., Zazo, C.& Dabrio, C.J., 2003. A beach-ridge progradation complex reflecting periodical sea-level and climate variability during the Holocene (Gulf of Almeria, Western Mediterranean). *Geomorphology*, 50, 251-268.

Graham, D., Sault, M. & Bailey, C.J., 2003. National ocean service shoreline-past, present, and future. *Journal of Coastal.Research*, 38, 14-32.

Greenwood, B. & Davidson-Arnott, R.G.D., 1979. Sedimentation and equilibrium in wave-formed bars : a review and case study. *Canadian Journal of Earth Research*, 16, 312-332.

Greenwood, B. & Osborne, P.D., 1990. Vertical and horizontal structure in cross-shore flows: An example of undertown and wave set-up on a barred beach. *Coastal Engineering*, 14(6), 543-580.

GRESARC 2002. Etude Hydrosédimentaire des havres du Cotentin en vue de leur préservation. *Rapport final*, 137p.

Guilcher, A., 1954. Morphologie littorale et sous marine. *Presse universitaire de France*, 215p.

Guilcher, A., 1958. Coastal and Submarine Morphology. *Methuen*, London, 274p.

Guillen, J., Stive, M.J.F. & Capobianco, M., 1999. Shoreline evolution of the holland coast on a decadal scale. *Earth Surface Processes and Landforms*, 24, 517-536.

Hallégouët, B., 1981. Les crêtes littorales dunifiées du massif Armoricain, France : formation et évolution. *Géographie physique et Quaternaire*, XXXV(2), 205-218.

Hallégouët, B. & Moign, A., 1976. Historique d'une évolution de littoral dunaire: la baie de Goulven (Finistère). *Interactions entre forces naturelles et interventions humaines, Penn ar Bed*, 10(84), 263-276.

Hanson, H., 1989. GENESIS: A generalized shoreline change numerical model. *Journal Coastal of Research*, 5(1), 1-27.

Hanson, H. & Kraus, N.C., 1989. GENESIS : Generalized model for simulating shoreline change. Technical Report CERC-89-19, U.S. Army Engineering Waterways. Experiment Station, *Coastal Engineering of Research*, Ctr., Vicksburg, Miss.

Hardisty J & Laver A.J., 1989. Breaking waves on a macrotidal barred beach: a test of McGowan's criteria. *Journal of Coastal Research*, 5: 79-82.

Hayes, M.O., 1969. Coastal Environments: NE Massachusetts and New Hampshire. Guidebook, Fieldtrip for Eastern Section of SEPM, May 9-11, 1969, 462.

Hayes, M.O., 1975. Morphology and sand accumulation in estuaries. In : L.E. Cronin (ed.), *Estuarine Research*. Academic Press, New York, 2, 3-22.

Hayes, M.O., 1979. Barrier Island morphology as a function of tidal and wave regime., In: S.P. Leatherman, Ed.: Barrier Islands, from the Gulf of St Laurence to the Gulf of Mexico, Academic Press., New York, NY, 1-28.

Hayes, M.O., 1980. General morphology and sediment patterns in tidal inlets. *Sedimentary Geology*, 26, 139-156.

Héquette, A. & Ruz, M.H., 1991. Spit and barrier island migration in the Southeastern Canadian Beaufort Sea. *Journal of Coastal Research*, 7(3), 677-698.

Héquette, A. & Hill, P.R., 1993. Storm-Generated currents and offshore sediment transport on sandy shoreface, Tibjack . Beach, Canadian Beaufort Sea. *Marine Geology*, 113-283.

Hicks, D.M. & Hume, T.M., 1996. Morphology and size of ebb tidal deltas at natural inlets on open sea and pocket bay coasts, North Island, New Zealand. *Journal of Coastal Research*, 12(1), 47-63.

Hicks, D.M.; Hume. T.M.; Swales. A.; and Green, M.O., 1999. Magnitudes, spatial extent, time scales and causes of shoreline change adjacent to an ebb tidal delta, Katikati inlet, New Zealand. *Journal of Coastal Research*, 15(1), 220-240.

Hine, A.C., 1975. Bedform distribution and migration pattern on tidal deltas in the Chatmam Harbor Estuary, Cape Cod, Massachusetts. - In: L.E. Cronin (eds.), *Estuarine Research*. Academic Press, New York, 2, 235-252.

Hine, A.C., 1979. Mechanisms of berm development and resulting beach growth along a barrier spit complex. *Sedimentology*, 26, 333-351.

Holland, K.T., Holmann, R.A., Lippmann, T.C., Stanley, J. & Plant, N., 1997. Practical use of Video Imagery in Nearshore Oceanographic Field Studies', *Journal of Oceanic Engineering*, 22(1),81-92.

Hopkins, E.M., 1971. Origin of capes and shoals along the southeastern coast of the US: discussion. *Geol. Soc. AM. Bull.,* 82, 3537-3540.

Horn, D.P., 1993. Sediment dynamics on a macrotidal beach: Isle of Man. *Journal of Coastal Research*, 9(1), 189-208.

Horn, D.P, 2002. Beach groundwater dynamics. *Geomorphology*, 48(2002), 121-146.

Horn, D.P, 2006. Measurements and modelling of beach groundwater flow in the swash-zone: a review. *Continental Shelf Research 2006,* 26, 622-652.

Howa, H., 2003. Environnements littoraux silico-clastiques, dominés par les houles. Bilan de recherche 1992/2002. Habilitation à diriger des recherches, Université d'Angers.

Hoyt, J.H. & Henry, V.J.Jr., 1971. Origin of capes and shoals along the southeastern coast of the United States. *Geological Society of America Bulletin,* 82, 59-66.

Hubbard, D.K., 1975. Morphology and hydrodynamics of the Merrimack River Ebb- Tidal Delta. In : L.E. Cronin (ed.), *Estuarine Research*. Academic Press, New York, 2, 253- 266.

Hubbard, D.K., 1977. Variations in tidal inlet morphology and processes in the Georgia Embayment. Unpublished dissertation, Department of Geology, University of South Carolina, Columbia, South Carolina.

Hubbard, D.K., Barwis, J.H. & Nummedal, D., 1977. Sediment transport in four South Carolina inlets. *Coastal Sediments 1977*, *Amer. Soc. of Civil Engr*., 582-601.

Hughes, M.G., Masselink, G., Brander, R.W., 1997. Flow velocity and sediment transport in the swash zone of a steep beach. *Marine Geology,* 138, 91-103.

Hume, T.M. and Herdendorf, C.E., 1987. Tidal inlet stability: Proceedings of a workshop, Christchurch, 4 december 1985. Water & Soil Msicellaneous Publication n° 108, 1987, 82p.

Ingle, J.C., 1966. The movement of beach sand. *Elsevier*, New York, 211p.

Isla, F.I., 1997. Seasonal behaviour of Mar Chiquita tidal inlet in relation to adjacent beaches, Argentina. J*ournal Coastal. Research*, 13(4), 1221-1232.

Jackson, N.L. & Nordstrom, K.F., 1997. Effects of time-dependent moisture content of surface sediments on aeolian transport rates across a beach. *Earth Surface Processes and Landforms*, 22, 611-621.

Jago, C.F. & Hardisty, J., 1984. Sedimentology and morphodynamics of a macrotidal beach, Pendine Sands, SW Wales. *Marine Geology*, 60, 123-154.

Jarett, J.T. 1976. Tidal Prism-Inlet Area Relationships. GITI. Report 3, U.S. Army Corps of Engineers, *Waterways Expt. Stn*., Vicksburg, MS.

Jiménez, J.A., Bou, J., Ortiz, M.A. & Sanchez-Arcilla, A., 1995. Reliability of the use of aerial photographs to analyse short-term shoreline changes. In: Furness, R., (eds), *CoastGIS 1995*, CCS (IGU), 231-253.

Jiménez, J.A., Sanchez-Arcilla, A., Bou, J. & Ortiz, M.A., 1997. Analysing short-term shoreline changes along the Ebro Delta (Spain) using aerial photographs. *Journal of Coastal Research*, 13(4), 1256-1266.

Jin, K.R., Ji, Z.G., 2001. Calibration and verification of a spectral wind–wave model for Lake Okeechobee. *Ocean Engineering*, 28(5), 571-584.

Johnson, J.W., 1919. Shore Processes and Shoreline Development. John Wiley and sons, New York, 584p.

Johnson, J.W., 1972. Tidal inlets on the California, Oregon and Washington Coasts. Report HEL 24-12, Hydraulic Engineering Laboratory, University of California. Berkeley, CA.

Kamphuis, J.W., 1991. Alongshore sediment transport rate. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 117(6), 624-640.

Kana, T.W., 1977. Suspended sediment transport of Price Inlet, South Carolina. *Proceedings of Coastal Sediments 197,* ASCE, New York, 366-382.

Kana, T.W., 1995. Signatures of coastal change at mesoscales. *Proceedings of Coastal Dynamics1995*, ASCE, Gdansk, Poland, 987-997.

Kana, T.W., Williams, M.C., & Stevens, F.D., 1985. Managing shoreline changes in the presence of nearshore shoal migration and attachment. *Proceedings Coastal Zone 1985*, ASCE, New York, 1277-1294.

Kana, T.W., Hayter, E.J. & Work, P.A., 1999. Mesoscale sediment transport at Southeastern U.S. tidal inlets: Conceptual model applicable to mixed energy settings. *Journal of Coastal Research*, 15(2), 303-313.

Kana, T.W. & McKee, P.M., 2003. Relocation of Captain Sams Inlet. *Proceedings of Coastal Sediment 2003*, ASCE, St. Petersburg, Florida.

King, C.A.M., 1970. Changes in the Spit at Gibraltar Point, Lincolnshire, 1951 to 1969. East. Midl. Geol. 5: 19-30. In : Schwartz, M.L. (eds.) (1972). Spits and Bars. Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsberg, PA, 452p.

King, C.A.M. & McCullagh, J., 1971. A simulation model of a complex recurved spit. *Journal of Geophysical Research,* 79: 22-37. In : Schwartz, M.L. (eds.) (1972). Spits and Bars. Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsberg, PA, 452p.

Kingston, K.S., Davidson, M.A. & Holmann, R.A, 2005. Video Derived Observations of Estuarine Sand Bank Migration, Teignmouth UK. *Coastal Dynamics 2005-5th International Conference on Coastal Dynamics*, 4-8 April 2005, Barcelona, Spain.

Komar, P.D., 1976. Beach processes and sedimentation. Prentice hall, Englewood Cliffs, NJ, 263-287.

Komar, P.D., 1996. Tidal-inlet processes and morphology related to the transport of sediments. *Journal of Coastal Research*, 23, 23-46.

Komar, P.D., 1998. Beach processes and sedimentation. *Prentice hall, 2nd ed*., 544p.

Komar, P.D. & Inman, D.L., 1970. Longshore Sand Transport on Beaches. *Journal of Geophysical Research*, 75(30), 5914-5927.

Konicki, K.M. & Holman, R.A., 2000. The statistics and Kinematics of transverse sand bars on an open coast. *Marine Geology*, 169, 69-101.

Kraus, N.C. 1998. Inlet Cross-sectional Area Calculated by Process-based Model. Proceedings of the 26th *International Conference on Coastal Engineering*, ASCE, 3, 265-3,278.

Kraus, N.C., 1999. Analytical model of spit evolution at inlets. *Proceedings of Coastal Sediments* 1999, ASCE, 1739- 1754.

Kraus, N.C., 2001. On equilibrium properties in predictive modeling of coastal morphology change. Coastal Dynamics 2001, 1-15.

Kraus, N.C, & Seabergh, W.C., 2002. Inlet spits and maintenance of navigation channels. ERDC/CHL CHETN IV-44. *U.S. Army Engineer Research and Development Center*, Vickburg, MS.

Kroon, A., 1994. Sediment transport and morphodynamics of the beach and nearshore zone, near Egmond, The Netherlands. *Thèse Université Utrecht (NL)*, 275p.

Kroon, A. & Masselink, G., 2002. Morphodynamics of intertidal bar morphology on a macrotidal beach under low-energy wave conditions, North Lincolnshire, England. *Marine Geology*, 190, 591-608.

Laboratoire Central d'Hydraulique de France, 1979. Action de la houle sur les sédiments. *Rapport L.C.H.F. pour le CNEXO*, 47p.

Laboratoire Central d'Hydraulique de France, 1982. Synthèse des connaissances actuelles sur l'hydrologie et les mouvements sédimentaires dans le golfe Normand-Breton. *Rapport général*, 77p.

Laboratoire Central d'Hydraulique de France, 1984. Golfe Normand-Breton. Etude du régime de l'agitation. Approche des agitations du large. *C.N.E.X.O., C.O.B*, 59p.

Lafond, L.R., 1984. Etude régionale intégrée du golfe normand-breton, secteur Cotentin-centre. Etude morphologique de la zone intertidale. *Contrat CNEXO n°83/7103. E.P.H.E,* 29p.

Lafond, L.R., 1986. Etudes des havres du Cotentin. *Rapport Ifremer*, 100p.

Larson, M., Kraus & N.C., 1992. Analysis of cross-shore movement of natural longshore bars and material place to create longshore bars. *Technical Report DRP-92-5, CERC*, 89p.

Larson, L.& Kraus, C.N., 1993. Prediction of cross-shore sediment transport at different spatial and temporal scales. *In large scale coastal behaviour 1993*, Open-file report, 93-381. U.S.G.S., 96-99.

Larson, M. & Kraus, N.C., 1994. Temporal and spatial scales of beaches profiles changes, Duck, North Carolina. *Marine Geology*, 117, 75-94.

Larson, M., Hanson, H. & Kraus, N.C., 1997. Analytical Solutions of One-Line Model for Shoreline Change Near Coastal Structures. J*ournal of Waterways, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 123(4), 180-191.

Larsonneur, C., 1989. La baie du Mont Saint Michel. *Bulletin de l'Institut Geologique, Bassin d'Aquitaine, Bordeaux*, 46, 5-73.

Larsonneur, C. & Walker, P., 1986. Contribution à la connaissance de la dynamique sédimentaire dans le Golfe par exploration des fonds au sonar latéral. *Contrat C.N.E.X.O 83/7557*.

Larsonneur, C., Bouysse, P., & Auffret, J.P., 1982. The superficial sediments of the English Channel and its Western Approaches. *Sedimentology*, 29, 851-864.

Laurent, J., 1950. Mécanisme de formation des flèches de sable. Travaux du Laboratoire Central d'Hydraulique, *Extrait de la Revue de l'Hydraulique, 52 (Juillet-Aout 1949)*, 8p.

Leatherman, S.P. (2003): Shoreline change mapping and management along the U.S. East Coast. Journal of Coastal Research, 38, 5-13.

Leatherman, S.P., Williams, A.T. & Fisher, J.S., 1977. Overwash sedimentation associated with a large-scale northeaster. *Marine Geology*, 24, 109-121.

LeConte, L.J. 1905. Discussion on River and Harbor Outlets, Notes on the Improvement of River and Harbor Outlets in the United States. *Paper No. 1009, by D.A. Watts, Trans*., ASCE 55, 306-308.

Lee, G., Nicholls, R.J., Birkmeier, W.A.& Leatherman, S.P., 1995. A conceptual fairweather-storm model of beach nearshore profile evolution at Duck, North Carolina, USA. *Journal of Coastal Research*, 11(4), 1157-1166.

Lee, G., Nicholls, R.J. & Birkmeier, W.A., 1998. Storm-driven variability of the beach-nearshore profile at Duck, North Carolina, USA, 1981-1991. *Marine Geology*, 148, 163-177.

Lepvrier, C., Maluski, H., Dunning, G.R., Colman-Sadd, S.P. & O'Brien, S.J., 1993. Datation U/Pb et 40 Ar/39 Ar dans la zone d'Avalon au Cap Miquelon, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*.

Levoy, F., 1994. Evolution et fonctionnement hydrosédimentaire des plages macrotidales-L'exemple de la côte ouest du Cotentin. *Thèse Université de Cae*n, 424p.

Levoy, F., 2000. L'influence de la mare sur la morphodynamique des plages sableuses. *Habilitation à Diriger des Recherches, Université de Caen*, 183p.

Levoy, F. & Monfort, O., 2002. Les transports sédimentaires sur les côtes sableuses, retour d'expérience sur la fiabilité des principales techniques de mesures. *VII*ème *Journées Nationales Génie Civil-Génie Côtier, Anglet, France, 15-17 Mai 2002*.

Levoy, F. & Monfort, O., 2003. Les plages mégatidales: caractéristiques hydrodynamiques et mobilité sédimentaire. L'exemple de la côte ouest du Cotentin. *Océanis 2003*, 29(1-2), 49-87.

Levoy, F., Monfort, O. & Larsonneur, C., 1997. Transport solides sur les plages macrotidales: traçage fluorescent et application à la côte ouest du Cotentin (France). *Oceanologica Acta,* 20(6), 811-822.

Levoy, F., Anthony, E., Barusseau, J-P., Howa, H. & Teissier, B., 1998. Morphodynamique d'une plage macrotidale à barres. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 327, 811-818.

Levoy, F., Anthony, E.J., Monfort, O., & Larsonneur, C., 2000. The morphodynamics of megatidal beaches in Normandy, France. *Marine Geology*, 171, 39-59.

Levoy, F.; Monfort, O.; & Larsonneur, C., 2001. Hydrodynamic variability on megatidal beaches, Normandy, France. *Continental Shelf Research*, 21, 563-586.

Li, L., Barry, D.A., Stagnitti, F. & Parlange, J-Y., 1999. Submarine groundwater discharge and associated chemical input to a coastal sea. *Water Resources Research*, 35(11), 3253-3259.

Longo, S. & Petti, M. 2004. Velocity measurements under broken waves and bores. *Proceedings of the 29th International Conference on Coastal Engineering 2004,* 1, 305-317.

Madsen, O.S., 1989. Transport determination by tracers: tracer theory, R.J., Seymour (Ed.), nearshore sediment transport (N.S.T.S.), 103-113.

Mäkinen, J. & Räsänen, M., 2003. Early Holocene regressive spit-platform and nearshore sedimentation on a glaciofluvial complex during the Yoldia Sea and the Ancylus Lake phases of the Baltic Basin, SW Finland. *Sedimentary Geology 2003*, 158, 25-56.

Manaud, F., 1971. L'évolution morphologique récente du Bassin d'Arcachon. *Thèse de géographie, Faculté des Lettres et Sciences Humaines de l'Université de Bordeaux*, 101p., 43fig.

Mancel, G. & Galvez, F., 1988. Etude de la courantologie dans la rade de St Pierre, archipel de Saint Pierre et Miquelon. *Rapport interne, LNH/EDF*, 12p.

Marino, J.N. & Metha, A.J., 1988. Sediment Trapping at Florida's East Coast Inlet. In: *Hydrodynamics and Sediment Dynamics of Tidal Inlets, D.G. Aubrey and L. Weishar, (Eds.)*, *Springer-Verlag*, 284-296.

Masselink, G., 1993. Simulating the effects of tides on beach morphodynamics. *Journal of Coastal Research*, 15, 180-197.

Masselink G., 2004. Formation and evolution of multiple intertidal bars on macrotidal beaches: application of a morphodynamic model. *Coastal Engineering,* 51, 713-730.

Masselink, G. & Short, A.D., 1993. The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual beach model. *Journal of Coastal Research*, 9(3), 785-800.

Masselink, G. & Black, K.P., 1995. Magnitude and cross-shore distribution of bed return flow measured on natural beaches. *Coastal Engineering 1995*, 25, 165-190.

Masselink, G. & Hegge, B., 1995. Morphodynamics of meso- and macrotidal beaches: examples from central Queensland. *Marine Geology*, 129, 1-23.

Masselink, G. & Huges, M.G., 1998. Field investigation of sediment transport in the swash zone. *Continental Shelf Research*, 18, 1179-1199.

Masselink , G. & Anthony, E.J., 2001. Location and heignt of intertidal bars on macrotidal ridge and runnel beaches. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 759-774.

Masselink, D. & Li, L., 2001. The role of swash infiltration in determining the beachface gradient: a numerical study. *Marine Geology*, 176(1-4), 139-156.

Masselink, G., Kroon, A. & Davidson-Arnott, R.G.D, 2005, Morphodynamics of intertidal bars in wave-dominated coastal settings – A review. *Geomorphology January 2006*, 73(1-2), 33-49.

Masselink G, Kroon A & Davidson-Arnott R.G.D., 2006. Morphodynamics of intertidal bars in wave-dominated coastal settings. *Geomorphology,* 73, 33-49.

May, J.P., & Tanne,r W.F., 1973. The littoral power gradient and shoreline changes. In: D.R. Coates (editor), *Coastal Geomorphology*, University of New York, Binghampton, N.Y., 43-60.

Mc Bride, R.A., Hiland, M.W., Penland, S., Williams, S.J., Byrnes, M.R., Westphal, K.A., Jaffe, M.R. & Sallenger, A.H., 1991. Mapping barrier island changes in Louisiana: Techniques, accuracy and results. *Coastal Sediments 1991*, ASCE, 1011-1026.

McClennen, C.E., 1979. Nauset Spit : model of cyclical breaching and spit regeneration during coastal retreat. In: S. Leatherman (ed.), *Field Trip Guide Book for Eastern Section- SEPM*, 109-118.

McKenzie, P., 1958. The development of beach sand ridges. *Aust. J. Science,* 20, 213-214.

McNinch, J.E. & Wells, J.T., 1999. Sedimentary processes and depositional history of a cape-associated shoal, Cape Lookout, North Carolina. *Marine Geology 1999*, 158, 233-252.

McNinch, J.E. &. Luettich, R.A.Jr., 2000. Physical processes around a cuspate foreland: implications to the evolution and long-term maintenance of a cape-associated shoal. *Continental Shelf Research 2000*, 20, 2367-2389.

Meistrell, F.J., 1966. The spit-platform concept: Laboratory observation of spit development. *Thesis at university of Edmonton, Alberta*. - in: Schwartz, M.L. (1972). Spits and Bars. Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsberg, PA, 452p.

Meistrell, F.J., 1972. The spit-platform concept: laboratory observation of spit development. In: Schwartz, M.L. (ed.) Spits and bars. Stroudsberg, PA, Dowden, Hutchinson and Ross, 225-283.

Metha, A.J., 1996. A perspective on process related research needs for sandy inlets. *Journal of Coastal Research*, 23, 3-22.

Metha, A.J. & Hou, H.S., 1974. Hydraulic constants of tidal entrances. Report 23. *Coastal Engineering Department, Gainesville*, 4, 734-740.

Michel, D., 1997. Evolution morphodynamique d'un littoral sableux situé à l'aval d'une embouchure lagunaire. *Thèse de l'Université de Bordeaux*, 162 p.

Mix, A.C., Bard, E. & Schneider, R., 2001. Environmental Processes of the Ice Age: land, ocean, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews*, 20, 627-657.

Moore, L.J., 2000. Shoreline mapping techniques. *Journal of Coastal Research*, 16(1), 111-124.

Morton, R.A. & Speed, F.M., 1998. Evaluation of shorelines and legal boundaries controlled by water levels on sandy beaches. *Journal of Coastal Research*, 14(4), 1373-1384.

Morton, R.A, Leach, M.P., Paine, J.G. & Cardoza, M.A., 1993. Monitoring beach changes using GPS surveying techniques. *Journal of Coastal Research*, 9(3), 702-720.

Morton, R.A., Gibeault, J.C. & Paine, J.G., 1995. Meso-scale transfer of sand during and after storms: implications for prediction of shoreline movement. *Marine Geology*, 126, 161-179.

Moslow, T.F. & Heron, S.D., Jr., 1978. Relict inlets: preservation and occurrence in the Holocene Stratigraphy of southern Core Banks, North Carolina. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48, 1275-1286.

Moslow, T.F. & Tye, R.S., 1985. Recognition and Characterization of Holocene Tidal Inlet Sequences. *Marine Geology*, 63, 129-151.

Murray, A.B. & Ashton, A; 2003. Sandy-coastline evolution as an example of pattern formation involving emergent structures and interactions, in *Coastal Sediments* , Clearwater Beach, FL.

Murray, A.B., Ashton, A. & Arnoult, O., 2001. Large-scale morphodynamic consequences of an instability in alongshore transport. *Proceedings of the International Association for hydraulic Research Symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics, Obihiro, Japan, September 10-14 2001.*

Navas, F., Cooper, J.A.G., Malvarez, G.C., & Jackson, D.W.T., 2001. Theoretical approach to the investigation of ridge and runnel topography of a macrotidal beach: Dunbrum bay, Northern Ireland. *Journal of Coastal Research 2000*, 34, 183-193.

Nichols, M.M. & Allen, G., 1981. Sedimentary processes in coastal lagoons, Coastal Lagoons research, present and furture, *UNESCO, Tech. Pap. Mar. Sc.*, 33, 27-80.

Niedoroda, A.W., 1972. Sand bars along low energy beaches, Part 2. Transverse bars. In: Coates, D.R. (Ed.), *Coastal Geomorphology*, Binghamton, New York, 103-113.

Niedoroda, A.W. & Tanner, W.F., 1970. Preliminary study of transverse bars. *Marine Geology*, 9, 41-62.

Niedoroda, A.W., Swift, D.J.P., Hopkins, T.S. & Ma, C.-M., 1984. Shoreface morphodynamics on wave-dominated coasts. *Marine Geology*, 60, 331–354.

Nielsen, P., 1999. Groundwater dynamics and salinity in coastal barriers. *Journal of Coastal Research*, 15(3), 732-740.

Nielsen, L.H., Johanssen, P.N & Surlyk, F., 1988. A late Pleistocene coarse-grained spit-platform sequence in northen Jylland, Denmark. *Sedimentology*, 35, 105-119.

Nielsen, P., Robert, S., Møller-Christiansen, B. & Oliva, P., 2001. Infiltration effects on sediment mobility under waves. *Coastal Engineering*, 42, 105-114.

Nielsen, J., Vinther, N. & Aagaard, T., 2003. Cyclic changes of sand bar location on a spit-platform. *Proceedings of Coastal Sediments 2003*, ASCE, Floride.

NOAA-NOS, 1992. Tide tables 1993 - High and low water predictions - East coast of North and South America: US Dept of Commerce, *National Oceanic and Atmospheric Administration, National Ocean Service*, Rockeville Maryland USA, 300p.

Nordstorm, K.F., 1987. Management of tidal inlets on barrier island shorelines. *Journal of shoreline Management*, 3, 169-180.

Nordstrom, K.F., Bauer, B.O., Davidson-Arnott, R.G.D., Gares, P.A., Carter, R.W.G., Jackson, D.W.T. & Sherman, D.J., 1996. Offshore aeolian transport across a beach : Carrick Finn Strand, Ireland. *Journal of Coastal Research*, 12, 664-672.

Novak, B., Pedersen & G.K., 2000. Sedimentology, seismic facies and stratigraphy of a Holocene spit-platform complex interpreted from high-resolution shallow seismics, Lysegrund, southern Kattegat, Denmark. *Marine Geology*, 162, 317-335.

Nummedal, D., Oertel, G., Hubbard, D.K. & Hine, A., 1977. Tidal inlet variability. Cape Hatteras to Cape Canaveral. *Coastal Sediments 1977,* 543–562.

O'Brien, M.P. 1931. Estuary and Tidal Prisms Related to Entrance Areas. *Civil Eng*. 1(8), 738-739.

O'Brien, M.P., 1966. Equilibrium flows areas of inlet on sandy coasts. *Proceedings of the 10th International Conference on Coastal Engineering*, 1, 676-686.

O'Brien, M.P., 1969. Equilibrium Flows Areas of Inlets on Sandy Coasts. J. Waterways and Harbors Division 95(WW1), 43-52.

O'Brien, S.J., Strong, P.G. & Evans, J.L., 1977. The geology of the Grand Bank and Lamaline map areas, Burin peninsula, Newfoundland. Mineral. Dev. Div. Dept of Mines and Energy, Government of Newfoundland and Labrador, Report 77-7, 16p.

Oertel, G.F., 1972. Sediment transport of estuary entrance shoals and the formation of swash platforms. *Journal of Sedimentary Petrology*, 42, 858-868.

Oertel, G.F., 1975. Ebb-tidal deltas of Georgia estuaries. In: L.E. Cronin (eds.), *Estuarine Research*, Academic Press, New York, 2, 267-276.

Oertel, G.F., 1977. Geomorphic cycles in ebb deltas and related patterns of shore erosion and accretion. *Journal of Sedimentary Petrology*, 47, 1121-1131.

Oertel, G.F., 1985. The barrier island system. *Marine Geology*, Special Issue 63.

Oertel, G.F., 1988. Processes of Sediment exchange between tidal inlets and barrier islands. In: D.G. Aubrey and L. Weishar (eds.), Hydrodynamics and sediment dynamics of tidal inlets, New York: *Springer-Verlag*, 186-225.

Ollerhead, J. & Davidson-Arnott, R.G.D, 1995. The evolution of Buctouche Spit, New Brunswick, Canada. *Marine Geology 1995*, 124, 215-236.

Orbi, A., 1986. Circulation des marées dans le golfe Normand-Breton. *Thèse Université de Brest*, 230p.

Osborne PD & Greenwood B., 1992a. Frequency dependent cross-shore suspended sediment transport. 1. A non-barred shoreface. *Marine Geology*, 106, 1-24.

Osborne PD & Greenwood B., 1992b. Frequency dependent cross-shore suspended sediment transport. 2. A barred shoreface. *Marine Geology*, 106, 25-51.

Osborne, P.D., Rooker & G.A., 1999. Sand resuspension events in a high energy infragravity swash zone. *Journal of Coastal Research*, 15(1), 74-86.

Otvos, E.G., 1981. Barrier island formation through nearshore aggradation—stratigraphic and field evidence, *Marine Geology,* 43, 195–243.

Otvos, E.G., 2000. Beach ridges – definitions and significance. *Geomorphology 2000*, 32, 83-108.

Owens; E.H., 1977. Temporal variations in beach and nearshore dynamics. *Journal of Sedimentary Petrology*, 47(1), 168-190.

Owens, E.H. & McCann, S.B., 1980. The Coastal Geomorphology of the Magdalen Islands, Quebec; in The Coastline of Canada, S.B. McCann, editor; *Geological Survey of Canada, Paper 80-10*, 51-72.

Ozhan, E., 1988. Flow regimes and dynamic equilibrium of morphological changes at Koycegiz lake inlet, Turkey. *Coastal Engineering*, 12, 109-132.

Pajak, M.J. & Leatherman, S.P., 2000. The high water line as shoreline indicator. *Journal of Coastal Research*, 18(2), 329-337.

Parker, B.B., 2003. The difficulties in measuring a consistently defined shoreline – The problem of vertical referencing. *Journal of Coastal Research*, 38, 44-56.

Paskoff, R., 1994. Les littoraux. Impact des aménagements sur leur évolution. *Masson*, 251p.

Pattiaratchi, C. & Collins, M., 1987. Mechanisms for linear sand-bank formation and maintenance in relation to dynamical oceanographic observations. *Prog. Oceanog*., 19, 117-176.

Pechon, A., 1989. Expertise du littoral de l'archipel de St Pierre et Miquelon, rapport interne, LNH/EDF, 15p.

Perlin, M., 1979. Predicting beach planforms in the lee of breakwater. S*ymp. On Coastal structures 79*, ASCE, 2, 792-808.

Petersen, D., Deigaard, R., & Fredsoe, J., 2001. Shape and size of sandy spits. *Coastal Dynamics 2001*, Lund, 732-740.

Pethick, J. 1983. An introduction to coastal géomorphologie. Edward Arnold, 260p.

Pethick, J., 1984. An Introduction to Coastal Geomorphology, London, 1984.

Pierowicz, J. & Boswood, P., 1995. Interaction between natural processes on macro tidal beaches. Case study along along Capricorn coast, Australia. *Proceedings of Coastal Dynamics1995*, Gdansk, Poland, ASCE, 489-500.

Pilkey, O.H., & Hume, T., 2001. Costal Research - The Shoreline erosion problem: lessons from the past. *Water & Atmosphere, 9(2), National Institute of Water and Atmosphere, New Zealand*.

Pingree, R.D., & Maddock, L., 1978. The M2 tide in the English Channel derived from a non-linear numerical model of the M2 tide. *Deep-Sea Research*, 25, 53-63.

Pingree, R.D. & Griffiths, D.K., 1979. Sand transport paths around the British isles resulting from M2 and M4 tidal interactions. *J.Mar.Biol.Assoc.UK* 59, 497-513.

Pinot, J.P., 1996a. La gestion du littoral, Tome 1. *Institut Océanographique*, 399p.

Pinot, J.P., 1996b. Les paysages littoraux et leur gestion. *Enseignement DEA géomorphologie et aménagement des littoraux*, 565p.

Pissart, A., 1987. Géomorphologie périglaciaire. Chaire Franqui belge, laboratoire de géomorphologie et de géologie du Quaternaire, université de Liège, 134p.

Pruszak, Z., Rozynski, G. & Aminiti, P., 1997. Statistical properties of multiple bars. *Coast. Eng.* 31, 263-280.

Psuty, N.P., 1967. The Geomorphology of Beach-ridges in Tabasco, Mexico : Baton Rouge, LA, Louisiana State University Press, 51p.

Queney, A., 1983. Manche occidentale et mer celtique, étude des paléovallées, des fosses et des formations superficielles. *Thèse Université de Caen-Basse Normandie,* 157p., 51 fig.

Rabottin, J.L. 1989. Géomorphologie dynamique littorale à St Pierre et Miquelon. *Rapport de recherche, commission CORDET*, 103p.

Rabottin, J.L. 1990. St Pierre et Miquelon : un archipel d'outre-mer assiégé par les flots. *Cahiers Nantais,* 35-36, 37-47.

Rabu, D., Chauvel, J-J., Dabard, M., Fletcher, T.P. & Pillola, L., 1993a. Occurrence of Tommotian sediments (Early Cambrian) on St Pierre et Miquelon, *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 317(3), 379-386.

Rabu, D., Guerrot, C., Doig, R., Tegyey, M., Brendan Murphy, J. & Duncan Keppie, J., 1993b. Premières données géochronologiques sur St Pierre t Miquelon. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, t. 317, Série II, 639-646.

Rabu, D., Chauvel, J.-J., Alsac, C., Dabard, M.-P., Fletcher, T.P., Guerrot, C., Pillola, G.L., Tegyey, M. & Thieblemont, D., 1994. Le Protozoïque terminal et le Palézoïque de Saint Pierre et Miquelon. Geologie de la France, 1, 3-51.

Rabu, D., Thieblement, D., Tegyey, M., Guerrot, C., Alsac, C., Chauvel, J-J., Murphy, J.B. & Keppie, J.D., 1996. Late Protezoïc Evolution of the Saint Pierre et Miquelon Islands: A new Piece in the Avalon puzzle of the Canadian Appalachians. *Geological Society of America, special paper*, 304, 65-94.

Raper, J., Livingston, D., Bristow, C. & Horn, D., 1999. Developing process-response models for spits. *Coastal Sediment 1999*, 1755-1769.

Raubenheimer, B., Guza, R.T. & Elgar, S., 1996. Wave transformation across the inner surf zone. *Journal of Geophysical Research*, 101, 25589-25597.

Reichmüth, B., 2003. Contribution à la connaissance de la morphodynamique des plages à barres intertidales, approche expérimentale, Côte d'Opale, Nord de la France. *Thèse Université du Littoral Côte d'Opale, Dunkerque*.

Reichmüth, B. & Anthony, E.J., 2005. Morphodynamic mobility of intertidal bars on a macrotidal 'ridge and runnel' beach, Dunkerque-Est, Cote d'Opale, Northern France. *5th*

International Conference on Coastal Dynamics 2005. Barcelona, Spain. 11-15 April 2005. CD-ROM of proceedings of the Coastal Dynamics '05 Conference.

Reichmüth, B. & Anthony, E.J., 2007. Tidal influence on the intertidal bar morphology of two contrasting macrotidal beaches. *Geomorphology*, in press.

Robin, N., 2002. Evolution morphologique de la façade occidentale de l'archipel de St Pierre et Miquelon. Mémoire de DEA à l'Université de Lille.

Robin, N. & Levoy, F., 2005. Morphodynamics of bars on the ebb delta of megatidal inlet (Normandy, France). *Proceedings of Coastal Dynamics2005*, ASCE, Barcelone, 15p., cd rom.

Robin, N. & Levoy, F., 2006. Formation d'une flèche sédimentaire à crochons multiples en environnement mégatidal. 2nd European Forum of Young Oceanographers, Caen, abstract

Robin, N. & Levoy, F., 2007. Etapes et rythmes de formation d'une flèche sédimentaire à crochets multiples en environnement megatidal. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 51.

Robin, N., Levoy, F. & Monfort. O. (2007a): Bar Morphodynamic Behaviour on the Ebb Delta of a Macrotidal Inlet (Normandy, France). *Journal of Coastal Research.* 23(6).

Robin, N., Levoy, F. & Monfort. O. (2007b): Formation and evolution of a complex spit in megatidal environment, Agon Spit (Normandy, France). 25th meeting of Sedimentology (IAS), 4th-7th September 2007, Patras, Greece.

Robin, N., Levoy, F. & Monfort. O. (2007c): Influence des processus hydrodynamiques sur le déplacement d'une barre de swash de delta en contexte mégatidal. 11ème Congrès des Sedimentologues Français (ASF), 20-25 Octobre 2007, Caen.

Robinson, A.H.W., 1975. Cyclical Changes in Shoreline development at the Entrance to Teignmouth Harbour, Devon, England, In: Hails, J. & Carr, A., *Nearshore Sediment Dynamics and Sedimentation*, John Wiley, London, 181-198.

Rosen, P.S., 1975. Origin and processes of cuspate spit shorelines. In : L.E. Cronin (ed.), *Estuarine Research*. Academic Press, New York, 2, 77-93.

Ruessink, B.G, 1998. Infragravity waves in a dissipative multiple bar system. *Thèse Université Utrecht (NL)*, 245p.

Ruessink, B.G. & Kroon, A., 1994. The behaviour of a multiple bar system in the nearshore zone of Terschelling, the Netherlands: 1965-1993. *Marine Geology*, 121, 187-197.

Ruessink, B.G. & Terwindt, J.H.J, 2000. The behaviour of nearshore bars on the time scale of years: a conceptual model. *Marine Geology*, 163(1-4), 289-302.

Russell, P.E., 1993. Mechanisms for beach erosion during storms. *Continental Shelf Research*, 13, 1243-1265.

Russell, P.E. & Huntley, D.A., 1999. A cross-shore transport'shape function'for high energy beaches. *Journal of Coastal Research*, 15, 198-205.

Russell, P., Davidson, M., Huntley, D., Cramp, A., Hardisty, J. & Lloyd, G., 1991. The British beach and nearshore dynamics (B-BAND) programme. *Proceedings of Coastal Sediment 1991*, (Seattle, Washington, ASCE), 371-384.

Ruz, M.H., 1989. Recent evolution of the southeast barrier coast of Ireland. *Journal of Coastal Research,* 5, 523-539.

Sabatier, F., 2001. Fonctionnement et dynamiques morpho-sédimentaires du littoral du delta du Rhône. *Thèse de l'Université d'Aix-Marseille*, 274p.

Sabatier, F. & Provansal, M., 2000. Sandbar morphology of the Espiguette spit, Mediterranean Sea, France, *Marine Sandwave Dynamics*, Lille, France, 179-187.

Sabatier, F. & Suanez, S., 2003. Evolution of the Rhone Delta coast since the end of the 19th century, *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 4, 283-300.

Salles, P., 2000. Hydrodynamic controls on multiple tidal persistence. *Thesis Massachusetts Institute of Technology and Woods Hole Oceanographic Institution.*

Sanderson, P.G. & Eliot, I., 1996. Shoreline salients, cuspate forelands and tombolos on the coast of Western Australia. *Journal of Coastal Research,* 12(3), 761-773.

Sanderson, P.G., Eliot, I., Hegge, B. & Maxwell, S., 2000. Regional variation of coastal morphology in southwestern Australia: a synthesis. *Geomorphology 2000*, 34, 73-88.

Sauvage de St Marc & Vincent, G., 1956. Transport littoral, formation de flèches et tombolos. - IV journées de l'hydraulique Paris. in Galichon, P. (1984). Hydrodynamique sédimentaire des flèches littorales sableuses : cas de la Pointe d'Arcay (Vendée). *Thèse Université de Paris-Sud, Centre d'Orsay*, 216p.

Schwartz, M.L., 1972. Spits and Bars. Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsberg, PA, 452p.

Schwartz, M., Granö, O., & Pyökäri, M., 1989. Spits and tombolos in the southwest archipelago of Finland. *Journal of Coastal Research*, 5(3), 443-451.

Schwarzer, K., Diesing,M., Larson, M., Niedermeyer, R.-O., Schumacher, W. & Furmanczyk, K., 2003. Coastline evolution at different time scales – examples from the Pomeranian Bight, southern Baltic Sea. *Marine Geology 2003*, 194, 79-101.

Seabergh, W.C., 1999. Physical model for coastal inlet entrance studies. CHETN IV-19, U.S. *Army Engineer Research and Development Center*, Vickburg, MS.

Semeniuk, V., Searle, D.J. & Woods, P.J., 1988. The Sedimentology and Stratigraphy of a Cuspate Foreland, Southwestern Australia. *Journal of Coastal Research 1988*, 4(4), 551-564.

Sénéchal, N., Bonneton, P. & Dupuis; H., 2002. Field experiment on secondary wave generation on a barred beach and the consequent evolution of energy dissipation on the beach face. *Coastal Engineering 2002*, 46, 233-247.

Sha, L.P., 1989. Sand transport patterns in the ebb-tidal delta off Texel inlet, Wadden Sea, The Netherlands. *Marine Geology*, 86, 137-154.

Shaw, J., 1989. Beach ridge sedimentation and morphology in Newfoudland : a preliminary review. In: *Proc. Second Regional Workshop on Atlantic Shorelines (Charlottetown)*, 114-121.

Shaw, J., 2003. Submarine moraines in Newfoudland coastal waters: implications for the deglaciation of Newfoudland and adjacent areas. *Quaternary International 99-100*, 115-134.

Shaw, J. & Forbes, D.L., 1987. Coastal barrier and beach-ridge sedimentation in Newfoudland. *Proceedings, Canadian Coastal Conference 1987*. Quebec Natural Research Council Canada, Ottawa, 437-454.

Shaw, J. & Forbes, D.L., 1990. Relative sea-level change and coastal response, northeast Newfoundland. *Journal of Coastal Research*, 6, 641-660.

Shaw, J. & Forbes, D.L., 1992. Barriers, barrier platforms, and spillover deposits in St. George's Bay, Newfoundland: Paraglacial sedimentation on the flanks of a deep coastal basin. *Marine Geology 1992*, 105, 119-140.

Shaw, J., Taylor, R.B. & Forbes, D.L., 1990. Coarse Clastic Barriers in Eastern Canada: Patterns of Glaciogenic Sediment Dispersal with Rising Sea Levels. *Journal Coastal Research*, 9, 160-200.

Shaw, J., Piper; D.J.W., Fader, G.B.J, King, E.L., Todd, B.J., Belle, T., Batterson, M.J. & Liverman, D.G.E., 2006. A conceptual model of the deglaciation of AtlanticCanada. *Quaternary Science Reviews 2006*, 25, 2059-2081.

Shephard, F.P., 1952. Revised nomenclature for depositional coastal features. *Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol.,* 36(10), 1902-1912.

Shigemura, T. 1981.Tidal Prism-Throat Width Relationships of the Bays of Japan. *Shore & Beach*, 49(3), 34-39.

Short, A.D., 1991. Maso-meso tidal beach morphdynamics_an overview. *Journal of Coastal Research,* 7(2), 417-436.

Siegle, E., 2003. Sediment transport and morphodynamics at an estuary mouth: A study using coupled remote sensing and numerical modelling. *Thesis, University of Plymouth*.

Smith, D., 1984. The hydrology and geomorphology of tidal basins. In : The closure of tidal basin by J.C.'t Huis in't Veld, Delft University Press, Delft, The Netherlands.

Smith, G.L. & Zarillo, G.A., 1990. Calculating longterm shoreline recession rates using aerial photographic and beach profiling techniques. *Journal of Coastal Research*, 6(1), 111-120.

Smith, J.B. & FitzGerald, D.M., 1994. Sediment transport at the Essex River inlet ebb-tidal delta, Massachusetts, U.S.A. *Journal of Coastal Research*, 10(3), 752-774.

Stappor, F.W., 1975. Holocene beach ridge plain development, northwest Florida. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 22, 116-144.

Stappor, F.W., 1982. Beach ridges and beach ridge coasts. In: M.L. Schwartz (Editor), Encyclopedia of beaches and coastal environments. Hutchinson Ross, Stroudsburg, PA, 160-161.

Stépanian, A., 2002. Evolution morphodynamique d'une plage macrotidale à barres: Omaha Beach (Normandie). *Thèse Université de Caen-Basse Normandie*.

Stive, M.J.F., Roelvink, D.J.A., & De Vriend, H.J., 1991. Large-scale coastal evolution concept. *Proceedings of the 22th International Conference on Coastal Engineering*, New York, ASCE, 1962-1974.

Stive, M.J.F., Guillen, J. & Capobianco, M., 1997. Bar migration and duneface oscillation on decadal scales, *Proceedings of the 25th International Conference on Coastal Engineering*, Amer. Soc. Civil Eng, New York, NY (1997), 2884-2896.

Stive, M.J.F., Aarninkhof, S.G.J., Hamm, L., Hanson, H., Larson, M., Wijnberg, K.M., Nicholls, R.J. & Capobianco, M., 2002. Variability of shore and shoreline evolution. *Coastal Engineering 2002*, 47, 211-235.

Strong, D. F., O'Brien, S.J., Strong, P.G., Taylor, S.W. & Wilton, D.H.C, 1978. Aborted Proterozoïc rifting in Newfoundland, *Canadian Journal of Earth Science*, 15, 117-131.

Suh, K.D., & Scott Hardaway, C., 1994. Calculation of tombolo in shoreline numerical model. *Coastal Engeneering 1994*, 2653-2667.

Sunamura, T. & Takeda, I., 1984. Landward migration of inner bar. *Marine Geology*, 11, 145-158.

Sunamura, T., & Misuzo, O., 1987. A study on depositional shoreline forms behind an island. *Ann. Rep., Inst. Geosci.*, University Tsukuba, 13, 71-73.

Sunamura, T. & Takeda, I., 1993. Bar Movement and Shoreline Change: Predictive Relations. *Journal of Coastal Research*, 15, 125-140.

Suntherland et al., 2001. Final volume of summary papers. Project MAST III COAST3D. Report TR 121. HR Wallingford (Ed.).

Svendsen, I.A., 1984. Mass flux and undertow in the surf zone. *Coastal Engineering*, 8; 347-365.

Svendsen, I.A. & Lorenz, R.S., 1989. Velocities in combined undertow and longshore currents. *Coastal Engineering*, 13, 55–79.

Swift, D.J.P., Kofoed, J.W., Saulsbury, F.P. & Sears, P., 1972. Holocene evolution of the shelf surface, central and southern Atlantic shelf of North America. In: Swift, D.J.P., Duane, D.B.,

Pilkey, O.H. (Eds.), Shelf Sediment Transport. Dowden, Hutchinson and Ross, Stroudsburg, PA, 499-569.
Tanner, W. F., 1995. Origin of beach ridges and swales. *Marine Geology 1995*, 129, 149-161.

Tanner, W.F. & Stapor, F.W.Jr., 1971. Tabasco Beach-ridge Plain: an Eroding Coast: Trans. Gulf. *Coast. Assoc. Geol. Soc.*, 21, 231-232.

Taylor M. & Stone, G. W., 1996. Beach-Ridges: A Review. *Journal of Coastal Research*, 12(3), 612-621.

Terwindt, J.H.J. & Kroon, A., 1993. Theoretical concepts of parametrization of coastal behaviour. *In large scale coastal behavior1993*. Open-file report 93-381. U.S.G.S., 193-196.

Tessier, B., Certain, R., Barusseau, J.P. & Henriet, J.P., 2000. Evolution historique du prisme littoral du lido de l'étang de Thau (Sète, Sud-Est de la France). Mise en évidence pas sismique réflexion très haute résolution, *Comptes Rendus de l' Academie des Sciences*, 331(C8), 709-716.

Thieler, E.R. & Danforth, W.W., 1994. Historical shoreline mapping (I): Improving techniques and reducing positioning errors.Journal of Coastal Research, 10(3), 549-563.

Thornton, E.B. & Guza, R.T., 1989. Wind wave transformation. In: Seymor R.J. (Ed.), *Nearshore Sediment Transport, Plenum Press*, New York, 137-171.

Thornton, E.B., Humiston, R.T. & Birkemeier, W., 1996. Bar/through generation on a natural beach. *Journal of Geophysical Research*, 101(C5), 12097-12110.

Ting FCK., 1994. Laboratory study of surf-zone turbulence on a barred beach. *Proceedings of the 24th International Conference on Coastal Engineering*, 3, 2712-2725.

Tolvanen, H., Numminen, S. & Kalliola, R., 2004. Spatial Distribution and Dynamics of Special Shore-Forms (Tombolos, Flads and Go-lakes) in an Uplifting Archipelago of the Baltic Sea. *Journal of Coastal Research*, 20(1), 234-243.

Tonk, A., & Masselink, G., 2005. Evaluation of longshore transport equations with OBS sensors, Streamer Traps, and Fluorescent Tracer. *Journal of Coastal Research*, 21(5), 915-931.

Tricart, J., 1981. Précis de Géomorphologie, tome 3, Géomorphologie climatique. Sedes, 305p.

Tucker, C.M. & McCann, S.B., 1980. Quaternary events on the Burin Peninsula, Newfoundland, and the islands of St. Pierre and Miquelon, France. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 17, 1462-1479.

Turner, I.L. & Nielsen, P., 1997. Rapid watertable fluctuations within the beachface : implications for swash zone sediment mobility? *Coastal Engineering,* 32, 45-59.

Turner, I.L. & Masselink, G., 1998. Swash infiltration-exfiltration and sediment transport. *Journal of Geophysical Research*, 103(C13), 30813-30824.

Turner, I.L., Coates, B.P. & Acworth, R.I., 1997. Tides, waves and the super-elevation of groundwater at the coast. *Journal of Coastal Research*, 13(1), 46-60.

Udda, T., 1991. Beach erosion in Japan and its classification. *Coastal Sediment 1991.*

Udda, T., & Yamamoto, K., 1991. Spit formation in lake and bay. *Coastal Sediment 1991*, ASCE, 1651-1665.

Van de Kreeke, J., 1985. Stability of tidal inlets – Pass Cavallo, Texas. Estuarine, *Coastal and Shelf Science*, 21, 33-43.

Van de Kreeke, J., 1992. Stability of tidal inlets; Escoffier Analysis. *Shore and Beach*, 60(1), 9-12.

Van der Berg, J.H., 1977. Morphodynamic development and preservation of physical sedimentary structures in two prograding recent ridge and runnel beaches along the Dutch coast. Geologie in Mijnbow, 56(3), 185-202.

Van Rijn, L.C., 1990. Principles of fluid flow and surface waves in rivers, estuaries, seas and oceans. Aqua Publications, Odemarked, The Netherlands, 343p.

Van Rijn, L.C., 1993. Principes of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas. Delft Hydraulics, *Aqua Publications*, Amsterdam, 673p.

Van Rijn, L.C., 1998. Principles of coastal morphology. Aqua Publications, Amsterdam, The Netherlands, 730p.

Vila-Concejo, A., Ferreira, O., Ciavola, P., Matias, A., Dias, J.M.A., 2004. Tracer studies on the updrift margin of a complex inlet system. *Marine Geology*, 208(1), 43-72,

Vinther, N., Nielsen, J., & Aagaard, T., 2004. Cyclic sand bar migration on a spit-platform in the Danish Wadden Sea spit platform morphology related to variations in water level. *Journal of Coastal Research*, 20(3), 672-679.

Voulgaris, G.; Mason, T.; & Collins, M.B., 1996. An energetic approach for suspended sand transport on macrotidal ridge and runnel beaches. P*roceedings of the 25th Conference of Coastal Engineering1996*, (Orlando, Florida, ASCE), 3948-3961.

Voulgaris, G., Simmonds, D., Michel, D., Howa, H.L., Collins, M.B. & Huntley, D.A., 1998. Measuring a modelling sediment transport on a macrotidal ridge and runnel beach: an intercomparaison. *Journal of Coastal Research*, 14(1), 315-300.

Walton, T.L., & Adams, W.D., 1976. Capacity of inlet outer bars to store sand. *Proceedings of the 15th Internatinal Conference of Coastal Engineering,* ASCE, New York, 1919-1937.

Weber, N., 2004. Morphologie, architecture des dépôts, évolution séculaire et millénaire du littoral charentais. Apports de la sismique réflexion combinée à des suivis bathymétriques et validée par des vibrocarottages. *Thèse Université de La Rochelle*, 371p.

Weidman, C.R., & Ebert, J.R., 1993. Cyclic spit morphology in a developing inlet system, 186-212. *In: D.G. Aubrey and G.S. Giese (eds.), Formation and evolution of multiple tidal inlets*, 235p.

White, T.E ,1998. Status of measurement techniques for coastal sediment transport. *Coast Eng* 35,17.

White, O.R., 1967. Sunspots and solar activity. In: R.W. Fairbridge (Editor), *Encyclopedia of Atmospheric Sciences and Astrogeology. Reinhold*, New York, 968-970.

White, W.A., 1966. Drainage asymmetry and the Carolina Capes. *Geol. Soc. Am. Bull.,* 77(3), 223-240.

Wijnberg, K.M. & Kroon, A., 2002. Barred beaches. *Geomorphology 2002*, 48, 103-120.

Williams, M.L. & Kana, T.W., 1987. Inlet shoal attachment and erosion at Isle of Palms, South Carolina: a replay. *Proceedings of Internatinal Conference of Coastal Engineering 1987*, ASCE, New York, 1174-1187.

Williams, J.J., Arens, B., Davidson, M.A., Dias, J.M.A., Howa, H., O'Connor, B.A., Sarmento, A. & Voulgaris, G., 1998. INDIA: "Inlet Dynamics Initiative: Algarve", *Proceedings Oceans'98, 28 September-1 October, Nice, France*.

Williams, J.J., Arens, B., Aubrey, D., Bell, P., Bizzaro, A., Collins, M., Davidson, M., Dias, J., Ferreira, O., Heron, M., Howa, H., Hughes, Z., Huntley, D., Jones, M.T., O'Connor, B., Pan, S., Sarmento, A., Seabra-Santos, F., Shayler, S., Smith, J. & Voulgaris, G., 1999. Inlet Dynamics Initiative: Algarve (India). *Coastal Sediments 1999*, 2, 612-627.

Work, P.A., Fehrenbacher, F. & Voulgaris, G., 2004. Nearshore impacts of dredging for beach nourishment. J*ournal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 130(6), 303-311.

Wright, L.D. & Thom, B.G., 1977. Coastal depositional landforms: a morphodynamic approach. *Progress in Physical Geography*, 1(3), 412-459.

Wright, L.D.; Nielsen, P.; Short, A.D.; & Green, M.O., 1982. Morphodynamics of a macrotidal beach. *Marine Geology*, 50, 97-128.

Wright LD, Short AD. 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine Geology*, 56: 93-118.

Zarillo, G.A., 1999. Interactions among inlet migration, spit extension and shoreline change in a southern New Jersey Barrier System. *Internatinal Conference of Coastal Engineering 19* 99, ASCE, 1786- 1797.

Zenkovitch, V.P., 1958. Emploi des luminophores pour l'étude du mouvement des alluvions sablonneux. *Bull. inf. C.O.E.C.*, 5, 243-300.

Zenkovitch, V.P. (1959): On the genesis of cuspate spits along lagoon shores. *Journal of Geology*, 67(3), 269- 277.

Zenkovitch, V.P., 1960. Fondements principaux d'une théorie sur la formation des structures d'accumulation dans la zone littorale. *Cahiers Océanographiques*, TXII(3), 162-183.

Zenkovitch, V.P., 1967. Processes of coastal development. Olivier and Boyd, Edinburgh, Scotland, 738p.

Annexes

Annexe.1 : Evolution du trait de côte de la façade ouest de l'isthme de Miquelon-Langlade.

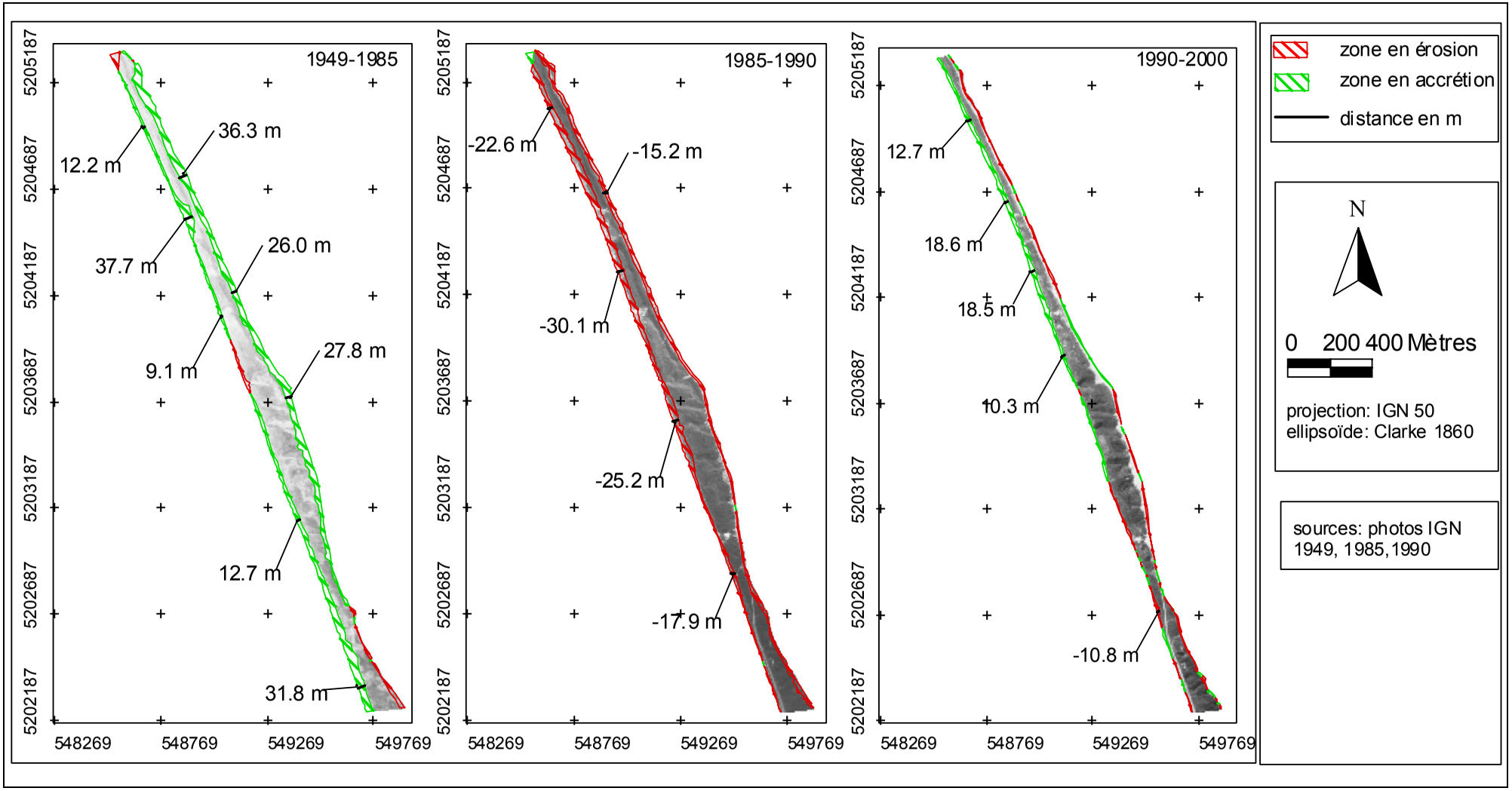
Annexe.2 : Evolution du trait de côte de la façade nord-est de l'isthme de Miquelon-Langlade.

Annexe.3 : Evolution du trait de côte de la façade sud-est de l'isthme de Miquelon-Langlade.

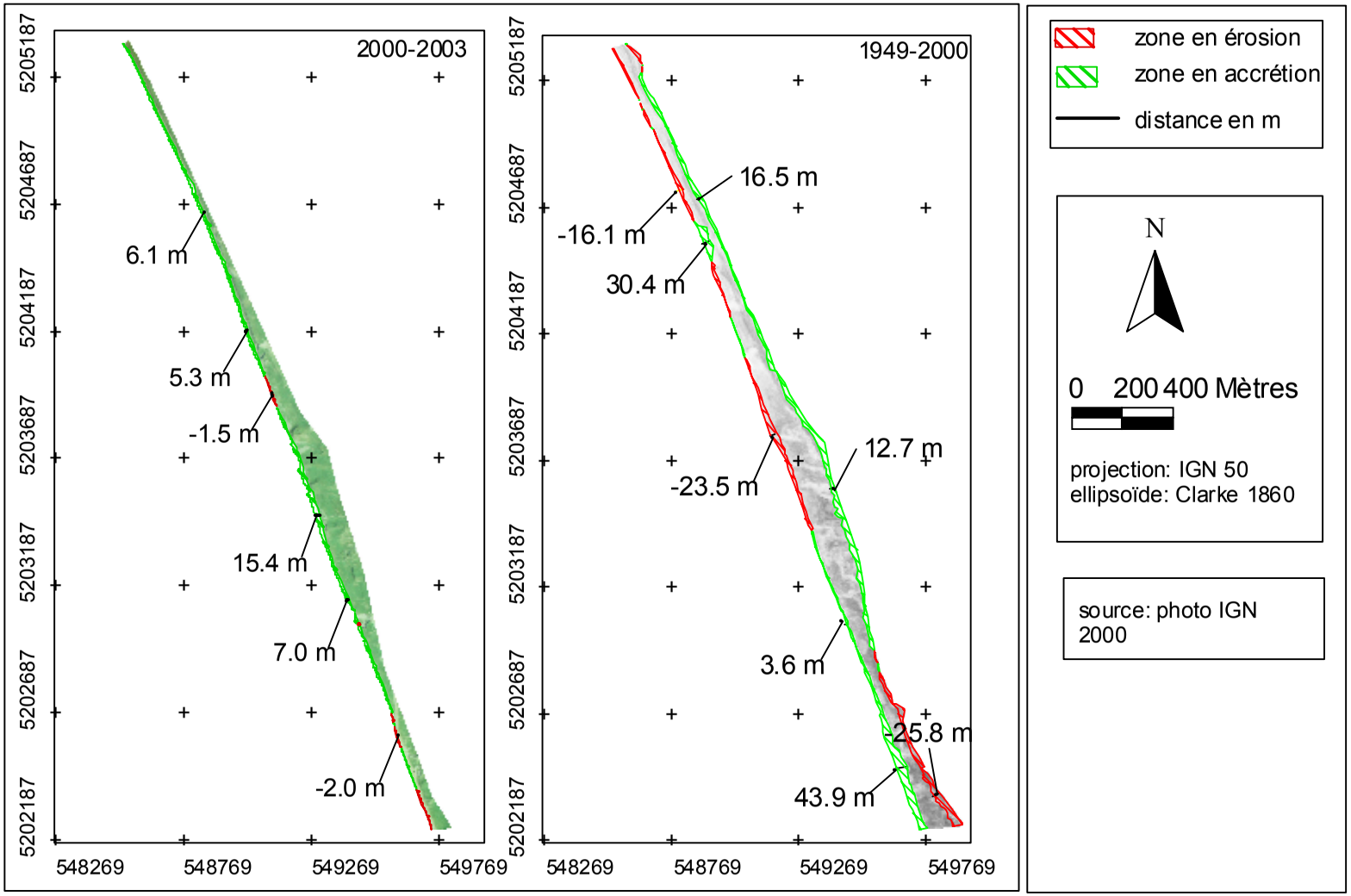
Annexe.4 : Simulation de la propagation de l'agitation sur l'avant-côte de l'isthme de Miquelon-Langlade.

Annexe.5 : Simulation du transport sédimentaire sur la façade ouest de l'isthme de Miquelon-Langlade.

Annexe.1 : Evolution du trait de côte de la façade ouest de l'isthme de Miquelon-Langlade.

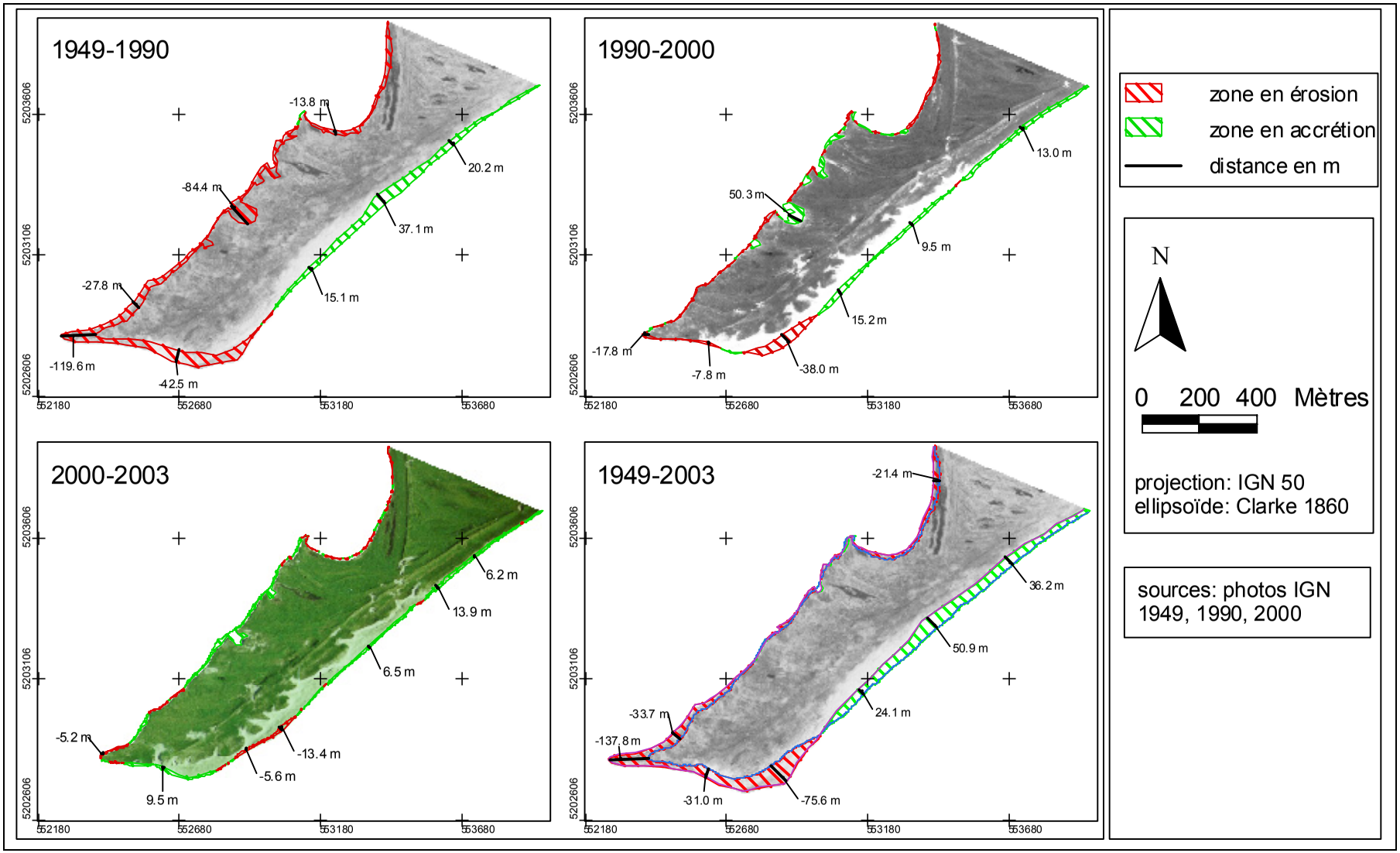


Evolution du trait de côte de la partie ouest de l'isthme de Miquelon-Langlade (1).

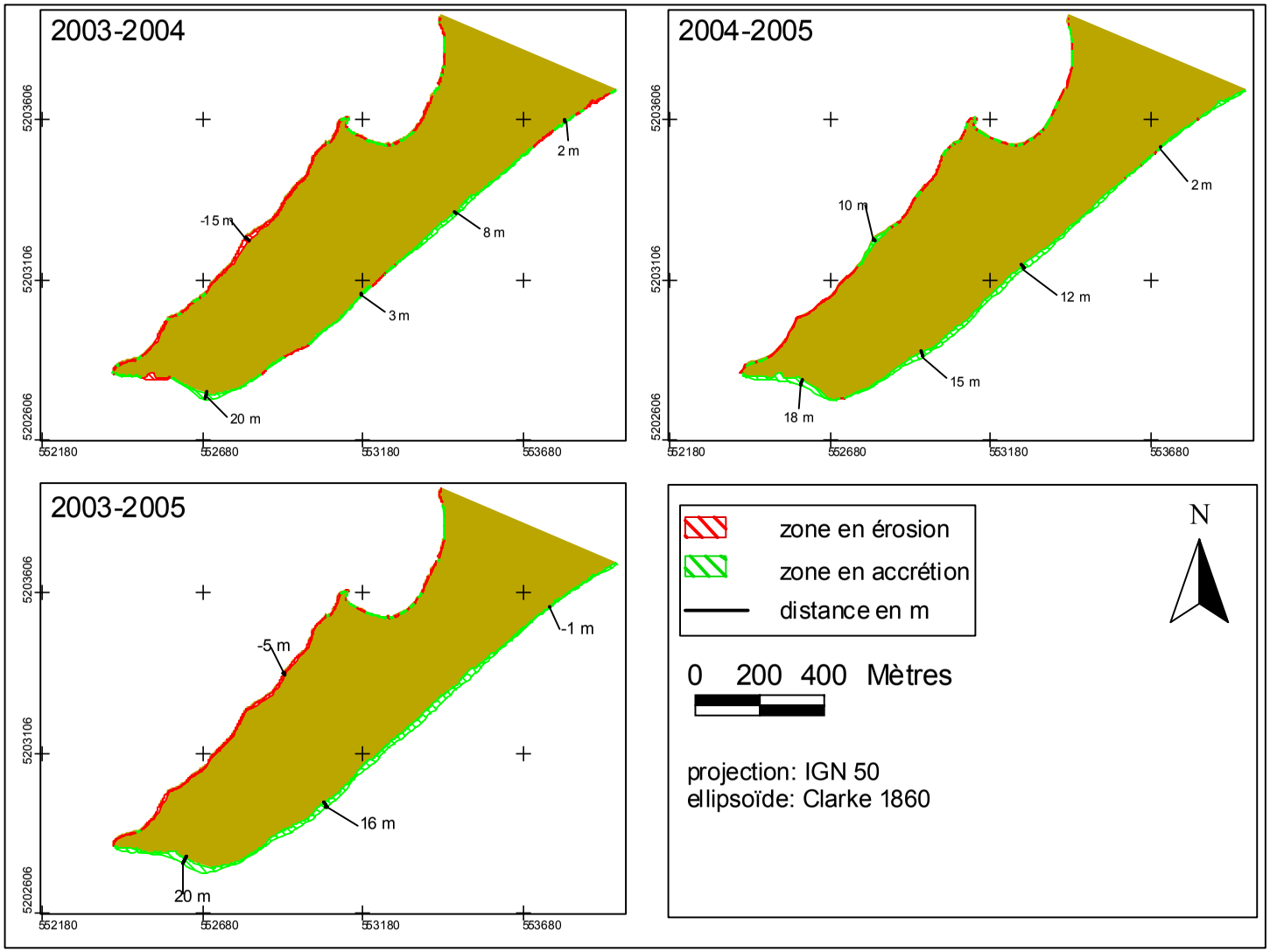


Evolution du trait de côte de la partie ouest de l'isthme de Miquelon-Langlade (2).

Annexe.2 : Evolution du trait de côte de la façade nord-est de l'isthme de Miquelon-Langlade.

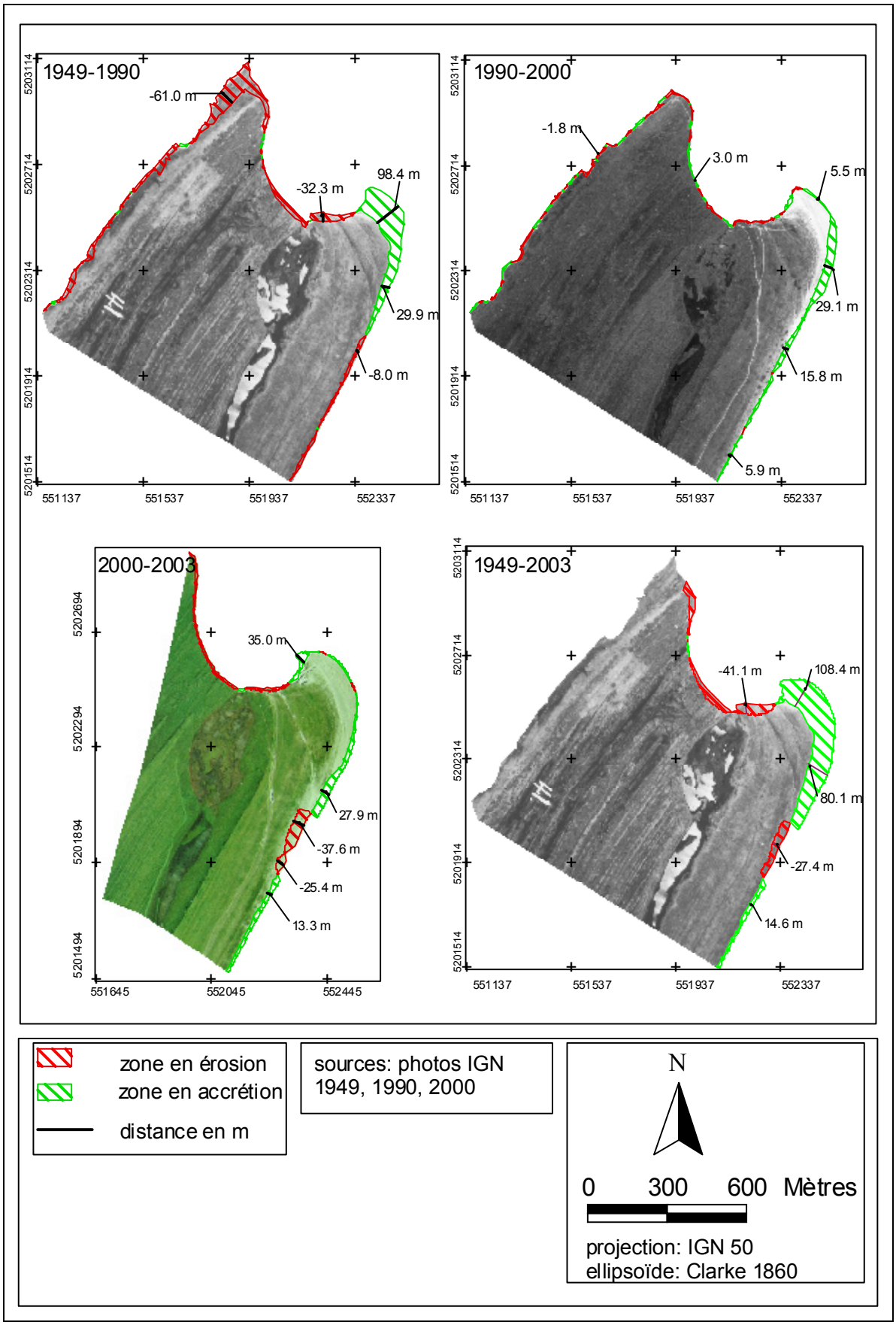


Evolution du trait de côte de partie au Nord de l'embouchure, côte est de l'isthme de Miquelon-Langlade (1).

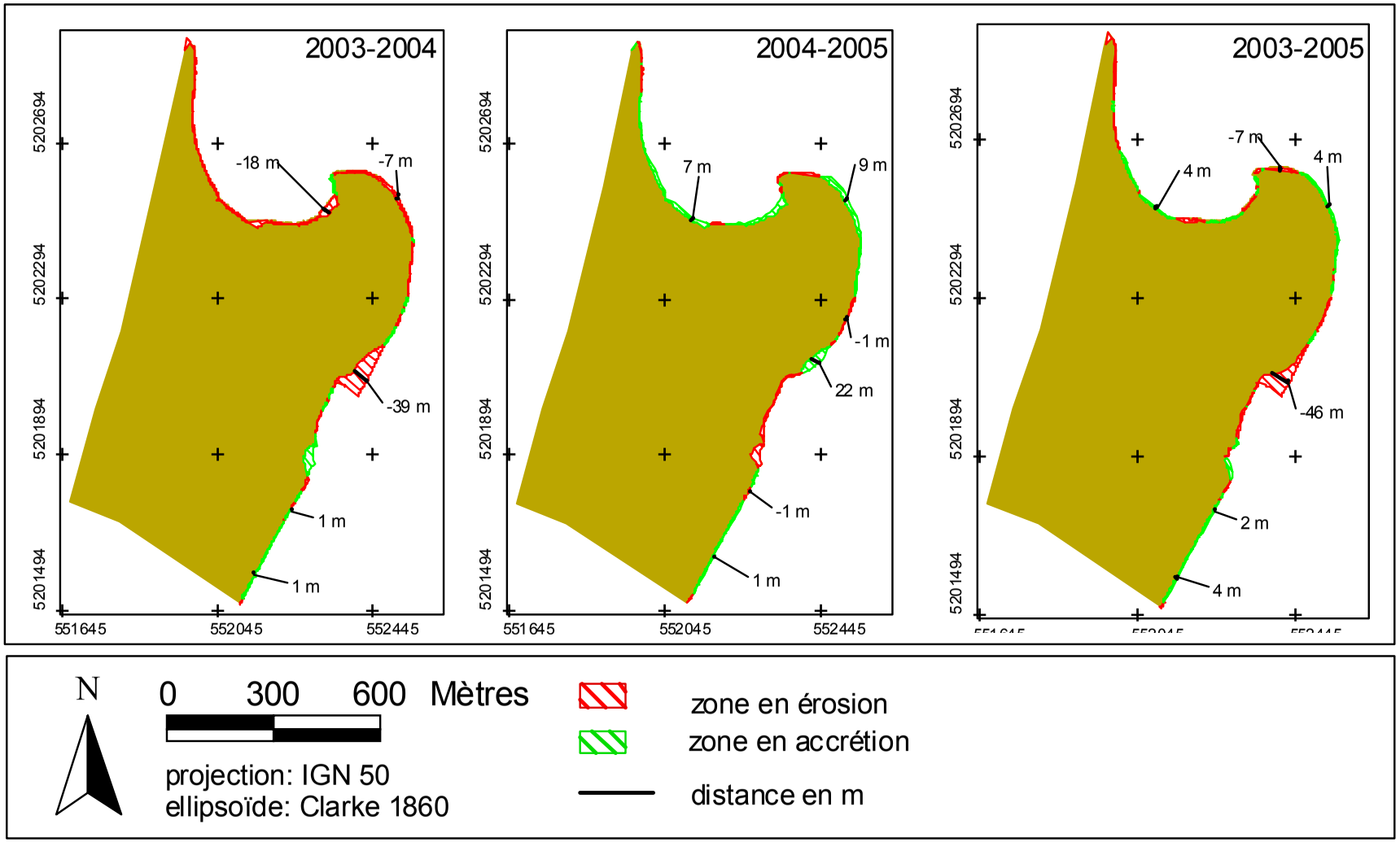


Evolution du trait de côte de partie au Nord de l'embouchure, côte est de l'isthme de Miquelon-Langlade entre 2003-2005 (2).

Annexe.3 : Evolution du trait de côte de la façade sud-est de l'isthme de Miquelon-Langlade.

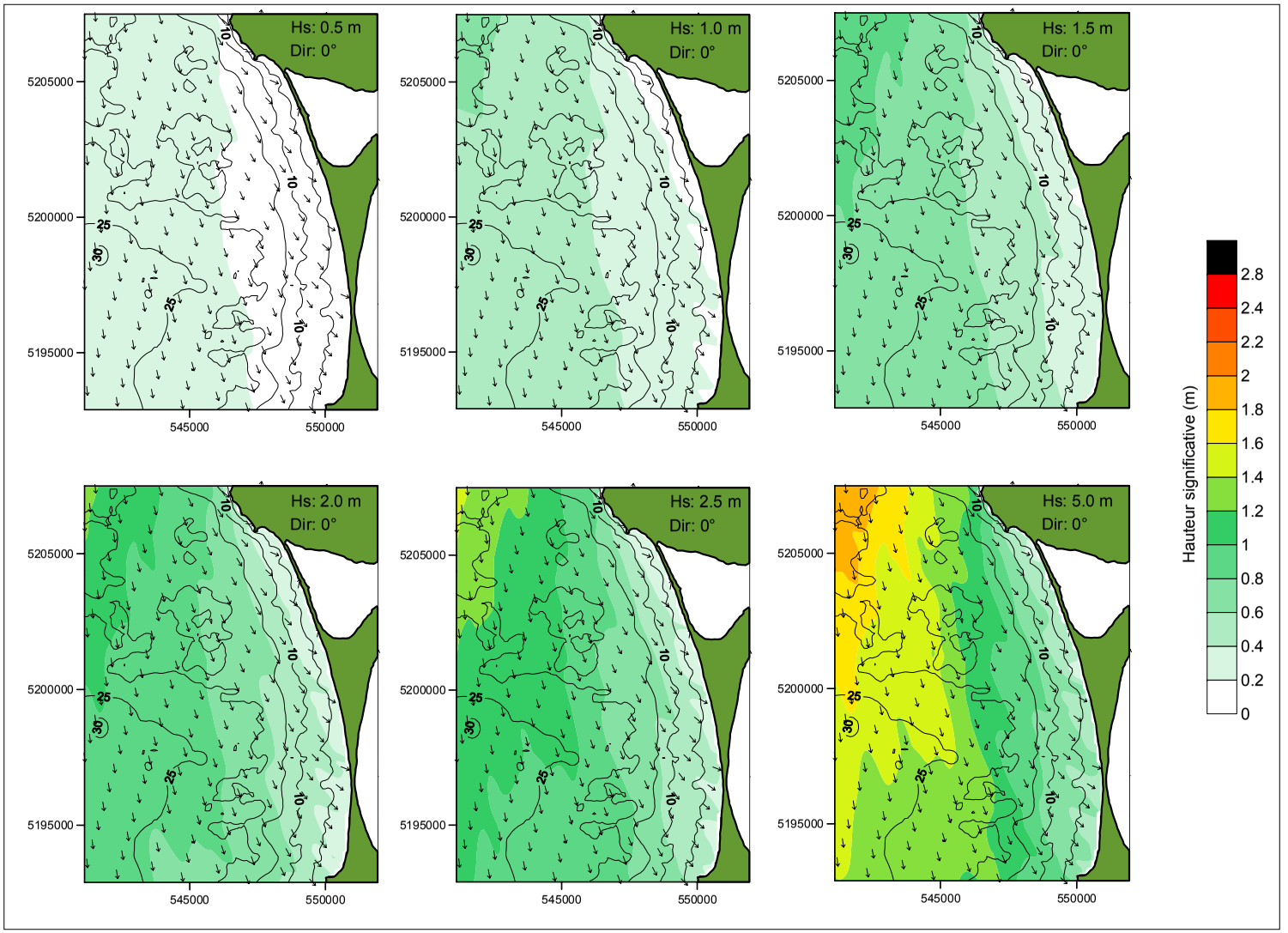


Evolution du trait de côte de la partie sud de l'embouchure, côte est de l'isthme de Miquelon-Langlade (1).

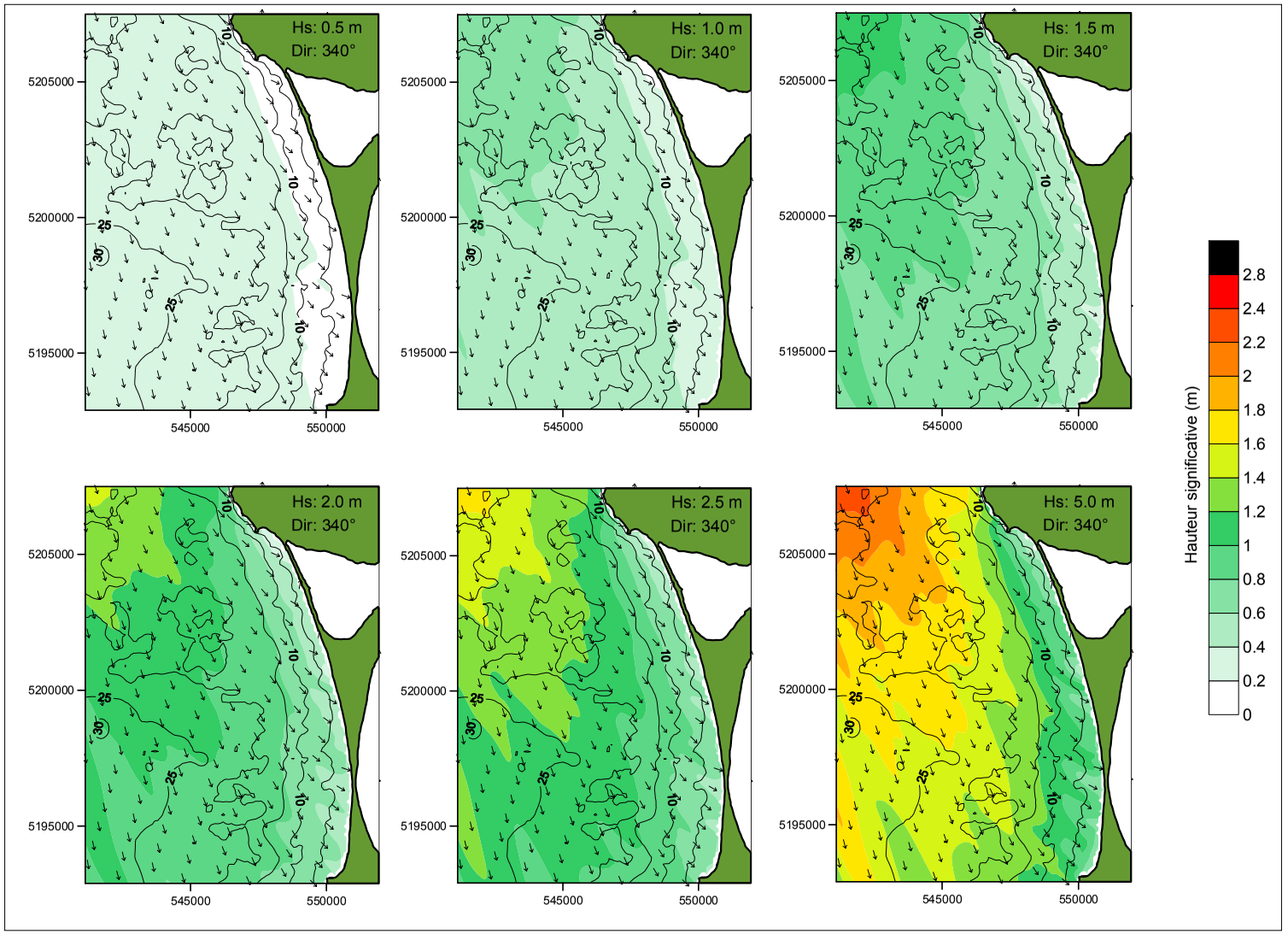


Evolution du trait de côte de la partie sud de l'embouchure, côte est de l'isthme de Miquelon-Langlade entre 2003 et 2005 (2)

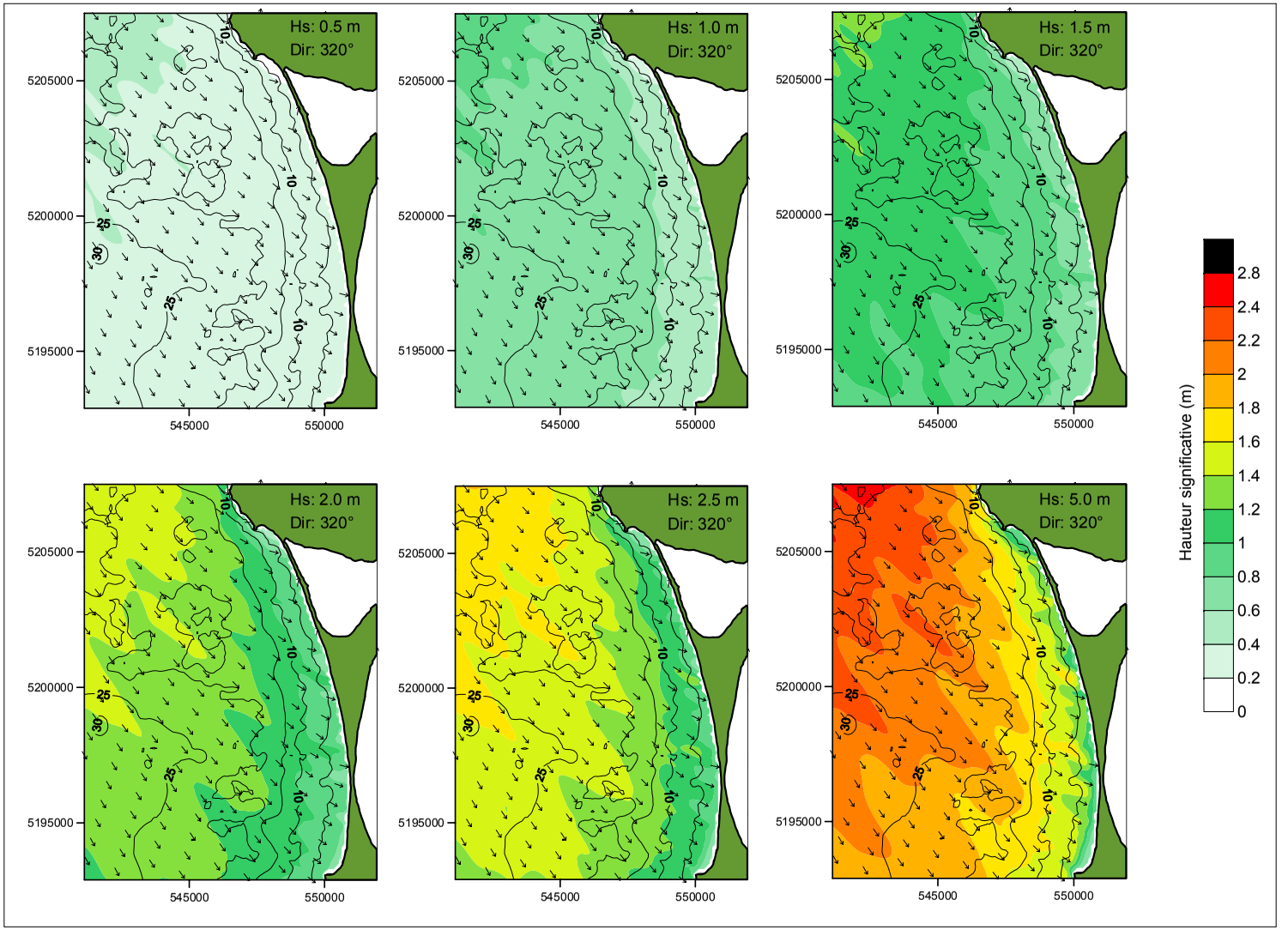
Annexe.4 : Simulation de la propagation de l'agitation sur l'avant-côte de l'isthme de Miquelon-Langlade.



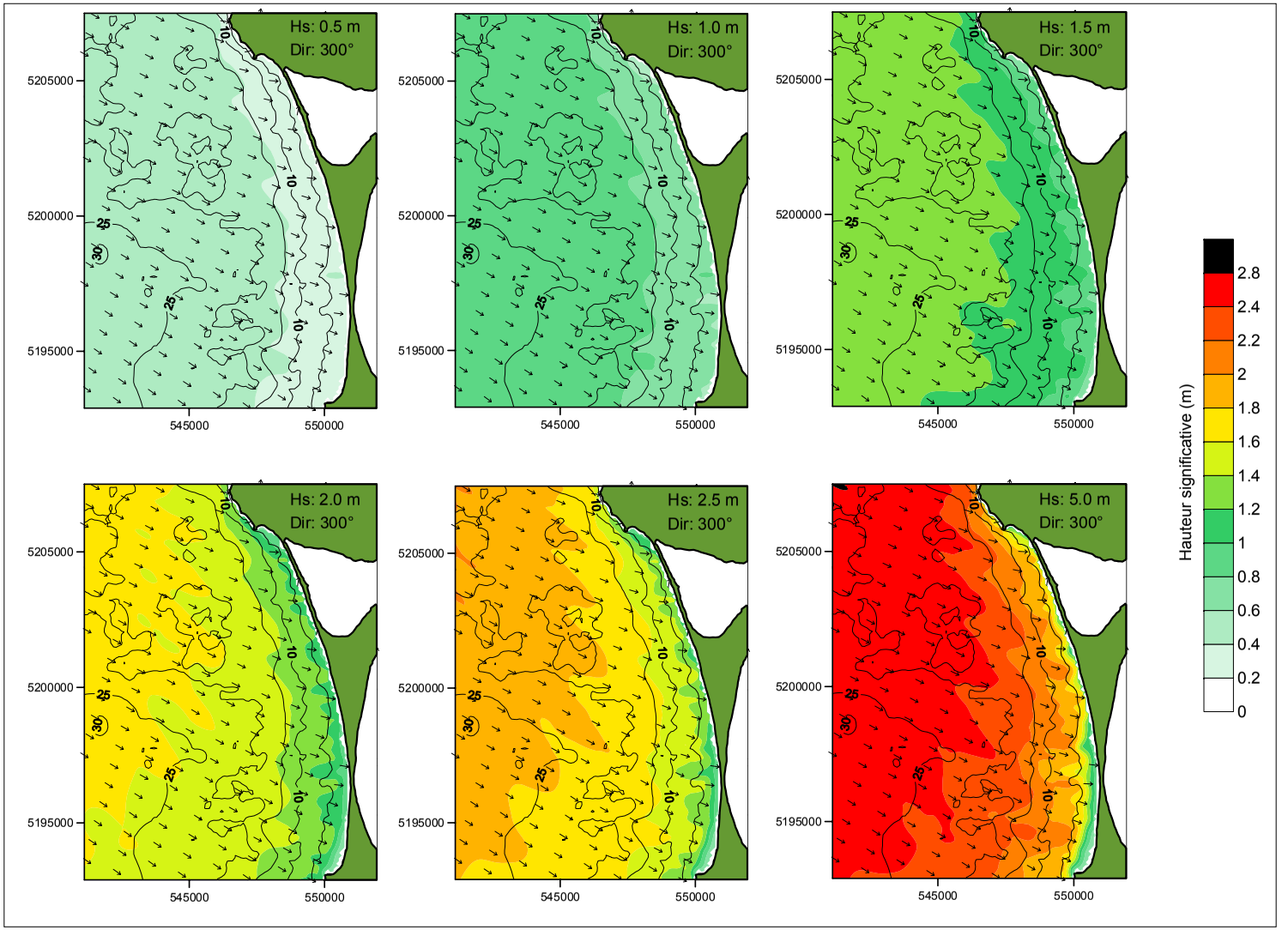
Simulation de la propagation de l'agitation sur l'avant-côte pour une direction de 0° au large



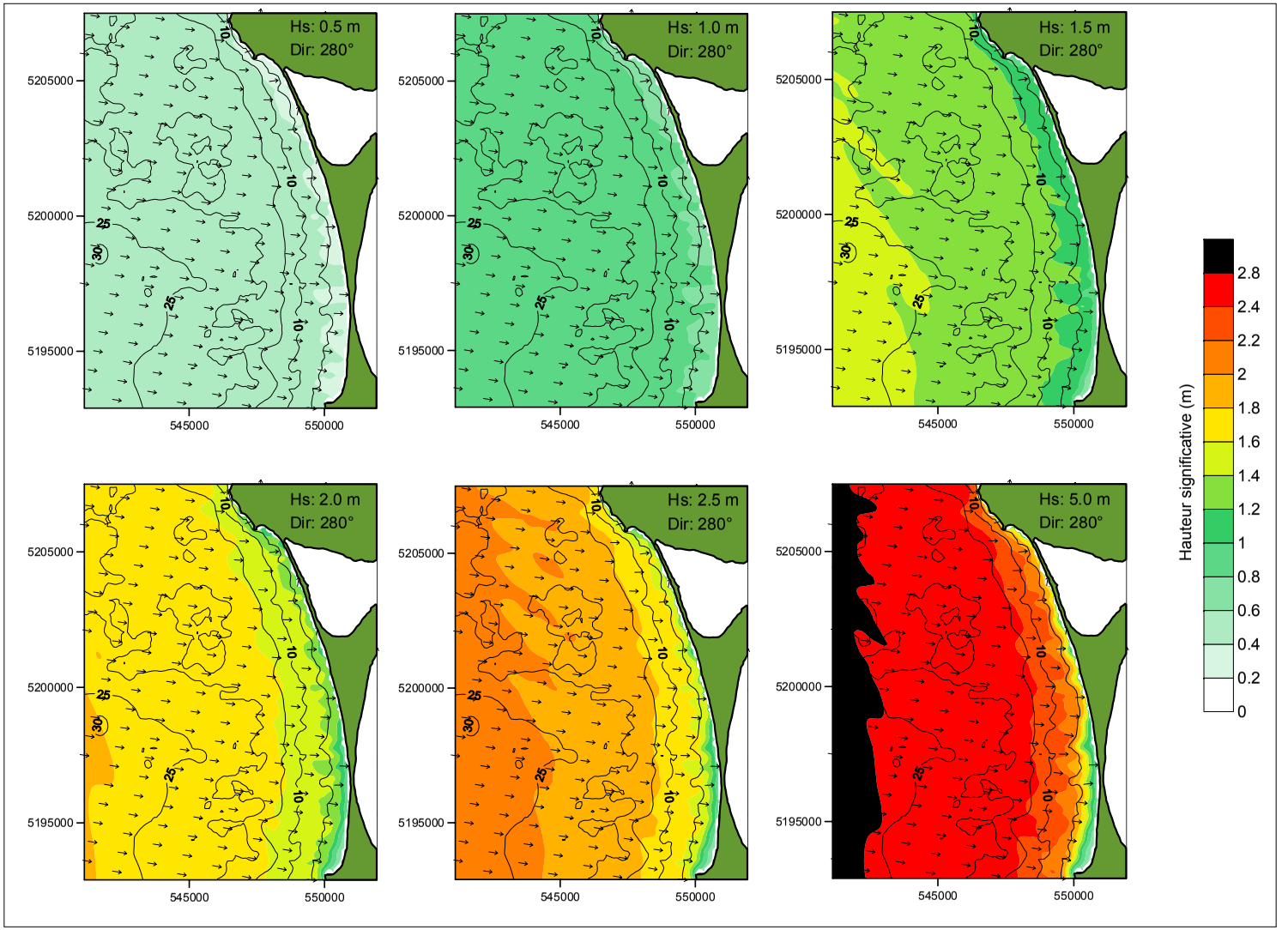
Simulation de la propagation de l'agitation sur l'avant-côte pour une direction de 340° au large



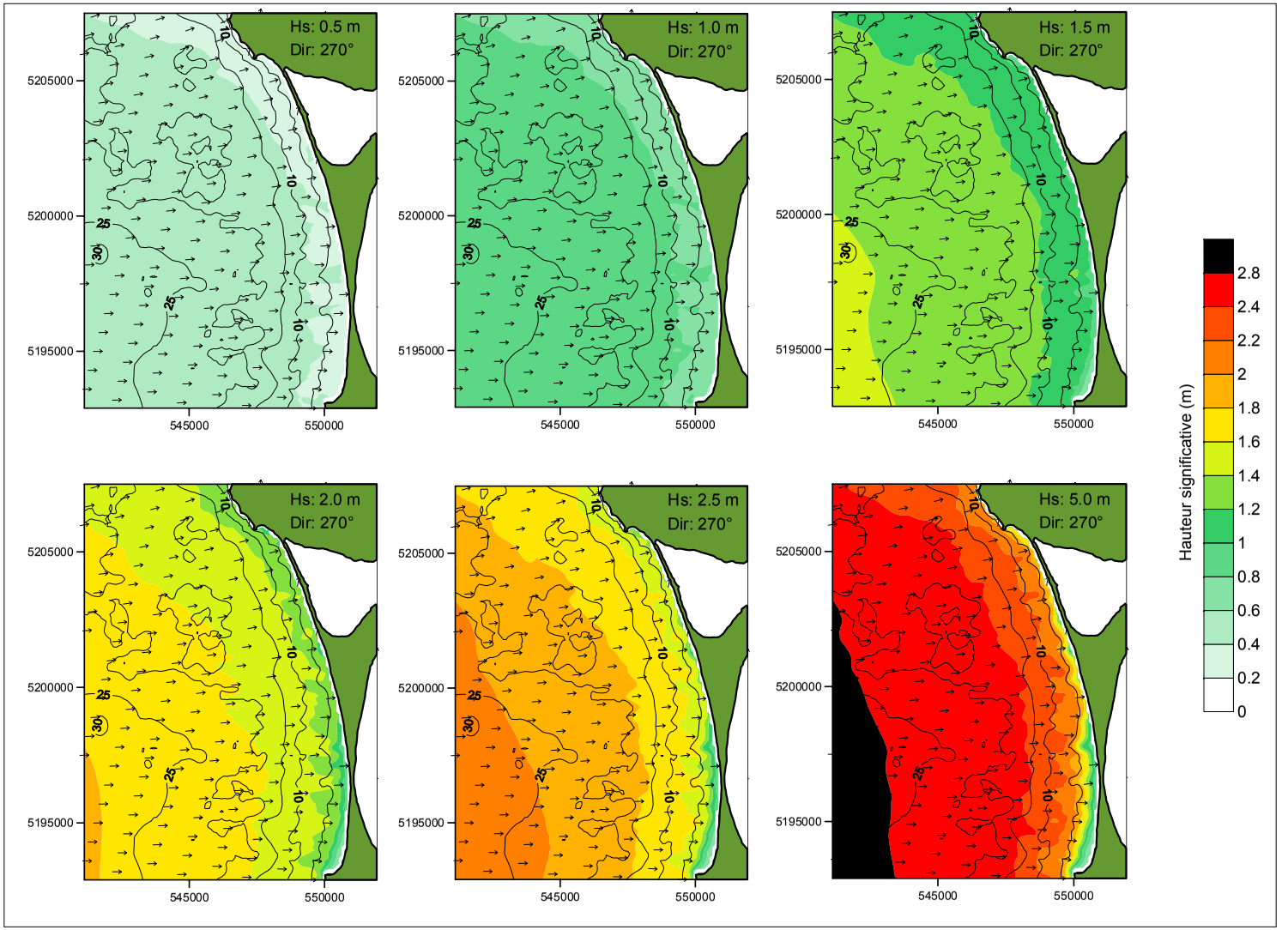
Simulation de la propagation de l'agitation sur l'avant-côte pour une direction de 320° au large



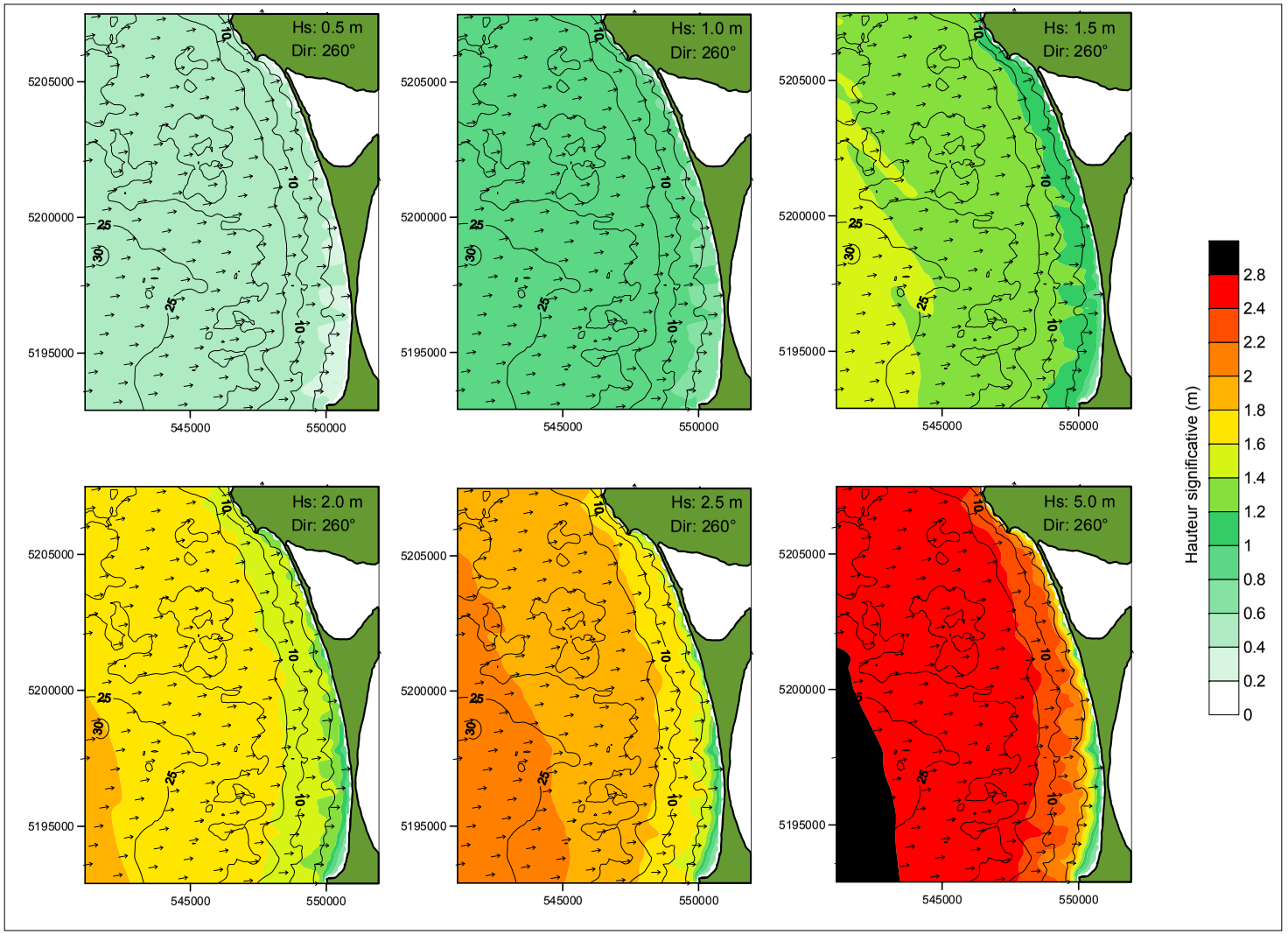
Simulation de la propagation de l'agitation sur l'avant-côte pour une direction de 300° au large



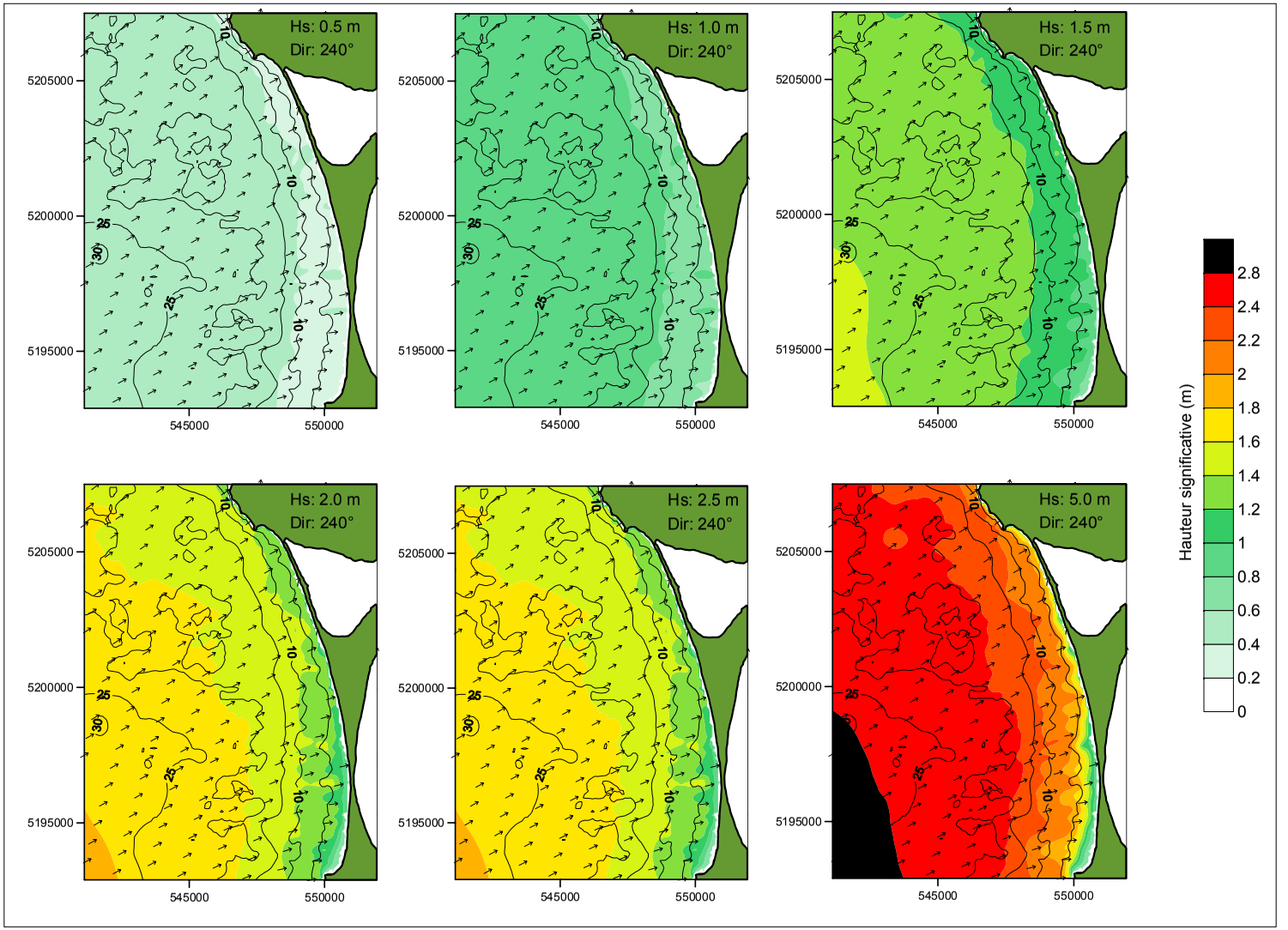
Simulation de la propagation de l'agitation sur l'avant-côte pour une direction de 280° au large



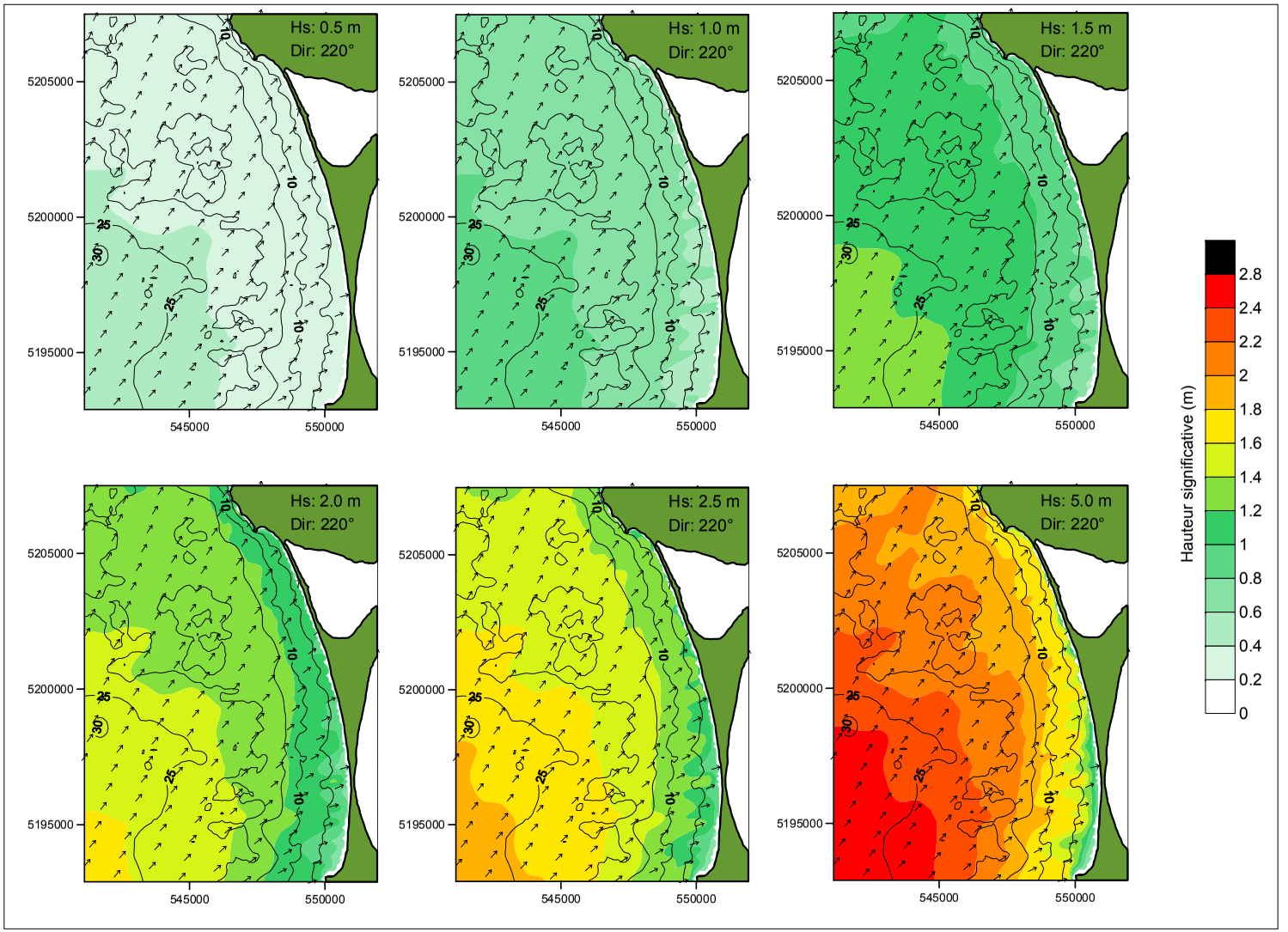
Simulation de la propagation de l'agitation sur l'avant-côte pour une direction de 270° au large



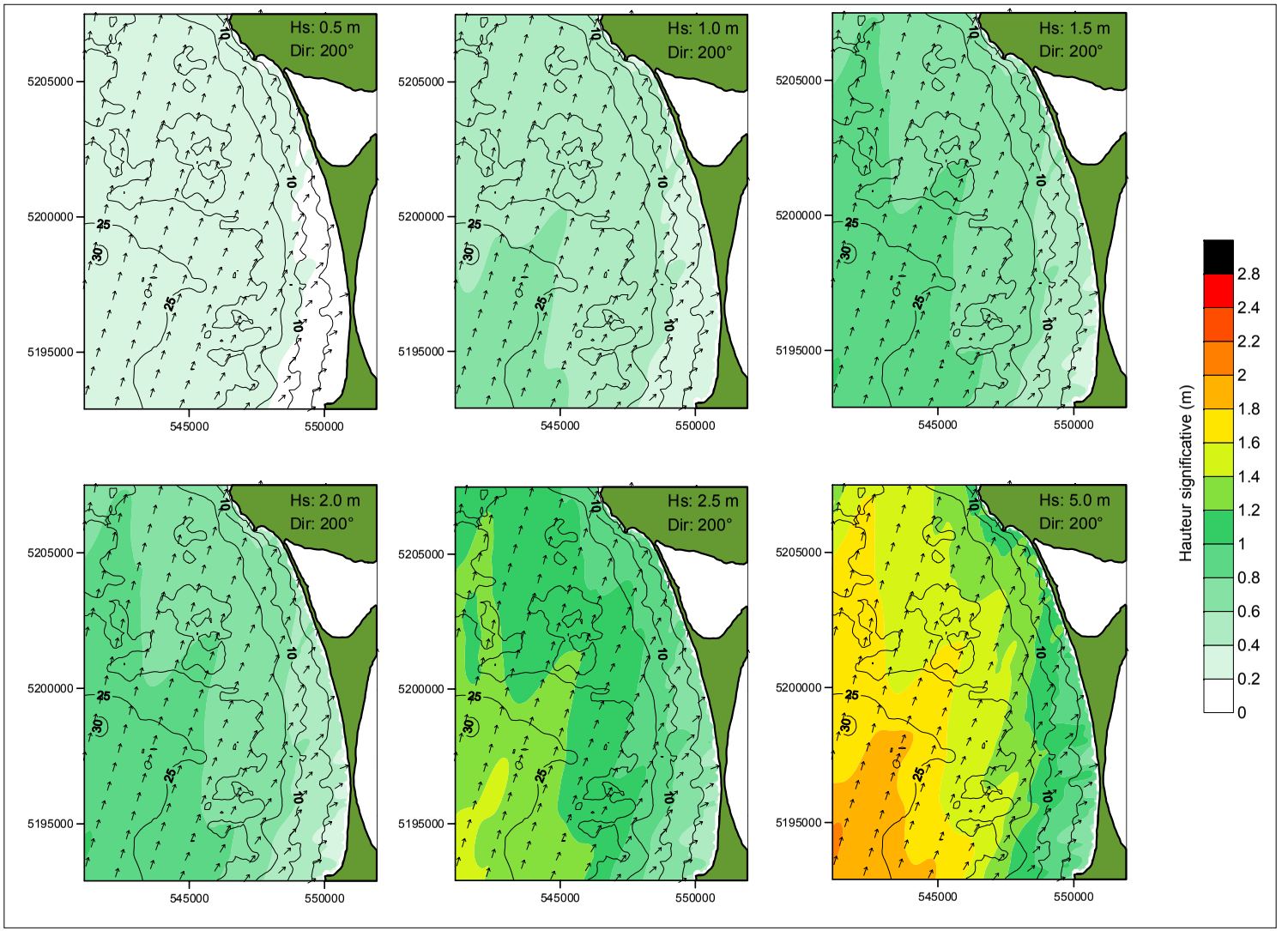
Simulation de la propagation de l'agitation sur l'avant-côte pour une direction de 260° au large



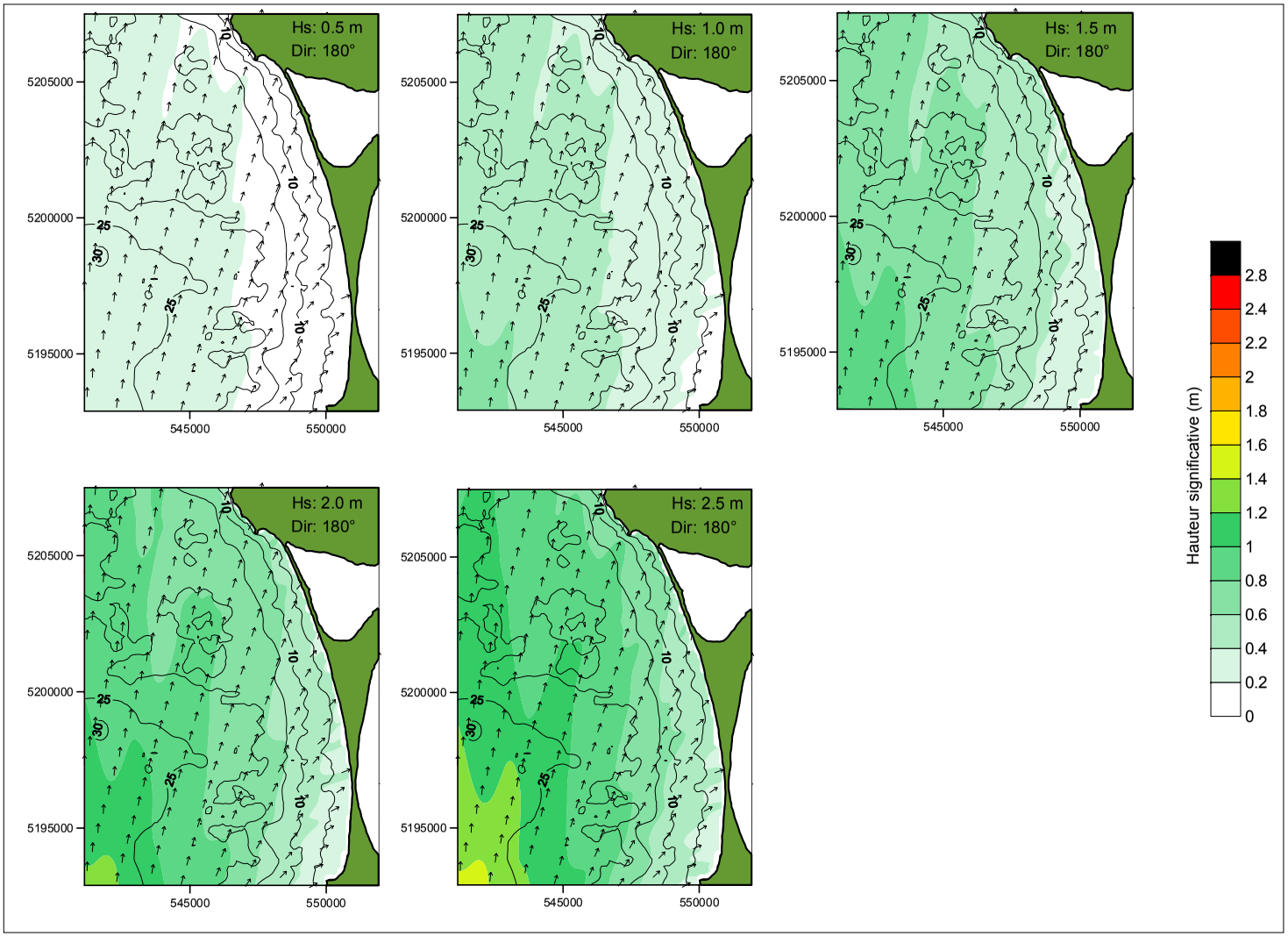
Simulation de la propagation de l'agitation sur l'avant-côte pour une direction de 240° au large



Simulation de la propagation de l'agitation sur l'avant-côte pour une direction de 220° au large

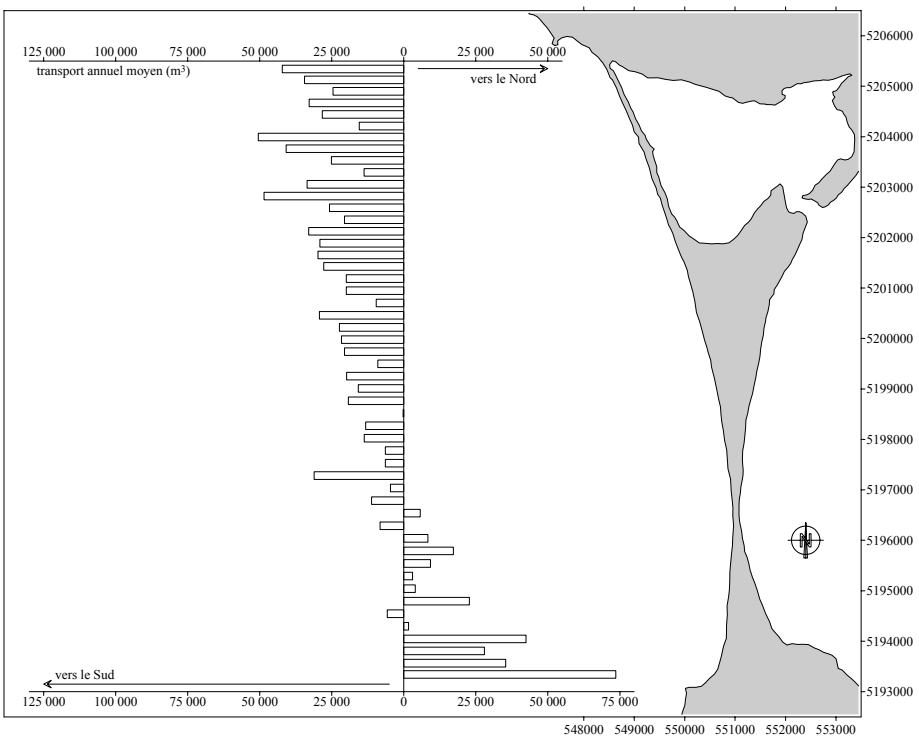


Simulation de la propagation de l'agitation sur l'avant-côte pour une direction de 200° au large

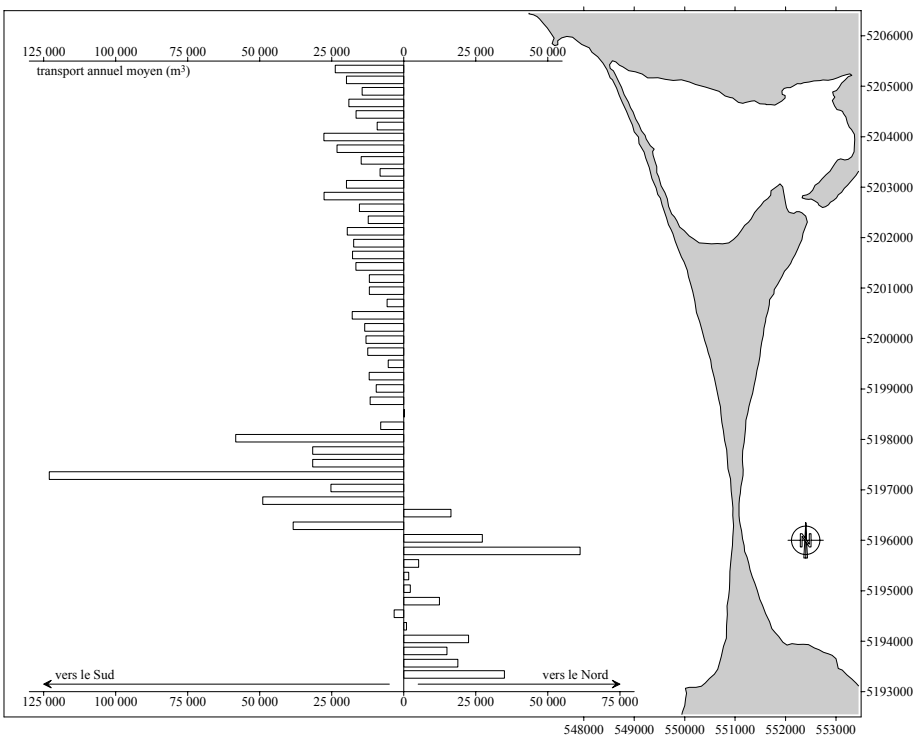


Simulation de la propagation de l'agitation sur l'avant-côte pour une direction de 180° au large

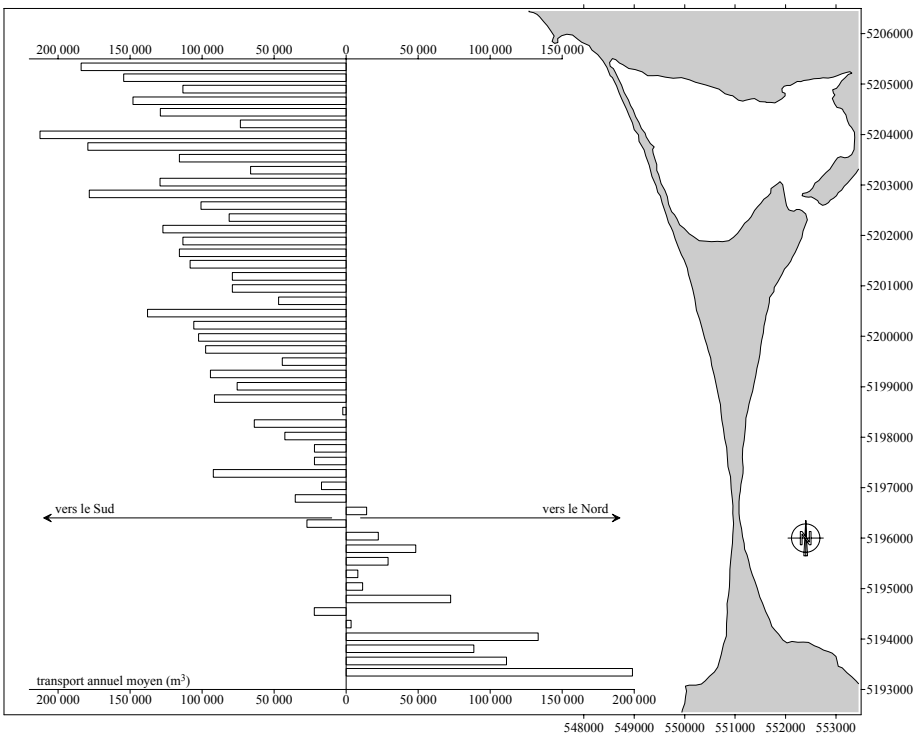
Annexe.5 : Simulation du transport sédimentaire sur la façade ouest de l'isthme de Miquelon-Langlade.



Simulation du transport sédimentaire sur la façade ouest de l'isthme de Miquelon-Langlade avec la formule de Bailard, 1981.



Simulation du transport sédimentaire sur la façade ouest de l'isthme de Miquelon-Langlade avec la formule de Bijker, 1967, 1971.



Simulation du transport sédimentaire sur la façade ouest de l'isthme de Miquelon-Langlade avec la formule de Engelund-Hansen, 1979 (dans Van Rijn, 1993).

Table des matières et listes des illustrations

INTRODUCTION GENERALE 1

CHAPITRE I : FLECHES SABLEUSES ET TOMBOLOS : REVUE BIBLIOGRAPHIQUE 11

I. Etat des connaissances sur la morphodynamique des flèches 13
I.1 Mode de formation des flèches sableuses 13
I.1.1 Formation des flèches : généralités 13
I.1.2 L'apport sédimentaire 14
I.1.3 Incidence de la houle 15
I.2 Morphologie des flèches 15
I.2.1 Eléments morphologiques d'une flèche 16
I.2.2 Morphologie de la côte adjacente 16
I.2.3 Concept de plate-forme 16
I.2.4 Hypothèses de formation des crochets 17
I.3 Evolution des flèches 18
I.3.1 Classification des processus gouvernant l'évolution des flèches 18
I.3.2 Influence de différents processus sur l'évolution d'une flèche 18
I.3.2.1 Apport sédimentaire 18
I.3.2.2 Variation saisonnière du prisme tidal 20
I.3.2.3 Impact des débordements de tempêtes 20
I.3.3 Evolution cyclique d'une embouchure et de la flèche 21
I.3.4 Apport des modèles physique à la compréhension de l'évolution d'une flèche 21
I.3.5 Conceptualisation analytique pour prévoir l'évolution d'une flèche 22
I.3.6 Modèle numérique d'évolution d'une flèche 24
I.4 Typologie des flèches sableuses 24
I.4.1 Flèches en position de fuite 24
I.4.2 Flèches triangulaires (Cuspate spits) 25
I.4.3 Caps triangulaires (Cuspate forelands) 26
I.4.4 Les flèches volantes ou à tête libre 27
I.5 Présentation des principales flèches du littoral français 28
I.5.1 La flèche du Hourdel 28
I.5.2 Les flèches du Cotentin 28
I.5.3 La flèche de Penn Ar C'hleuz 28
I.5.4 La Pointe d'Arçay 30
I.5.5 La flèche du Cap Ferret 30
I.5.6 La flèche d'Espiguette 30
I.6 Lacunes issues de l'analyse bibliographique sur les flèches (I) 31

II. Environnement morpho-sédimentaire des flèches d'embouchure 31
II.1 Géomorphologie d'une embouchure tidale 31
II.1.1 Le delta de flot 32
II.1.2 Le delta de jusant 33
II.1.3 Les barres de swash 34
II.1.3.1 Caractéristiques morphologiques 34
II.1.3.2 Formation des barres 35
II.1.3.3 Mobilité des barres 35
II.1.3.4 Vitesse de migration 37
II.1.4 Lacunes issues de l'analyse bibliographique sur les barres de swash de delta (II) 38
II.2 Hydrodynamisme d'une embouchure tidale 38
II.2.1 La marée 38
II.2.2 La houle 39
II.2.3 Le vent 40
II.3 Relations d'équilibre des embouchures 40
II.4 Classification des embouchures 43
II.4.1 Classifications morphologiques 43
II.4.2 Classifications énergétiques 44
II.5 Modèle d'évolution des flèches et embouchures tidales 46

II.6 Lacunes issues de l'analyse bibliographique des embouchures (III) 48

III. Les tombolos 48
III.1 Formation et type de tombolos suivant le contexte hydrodynamique et la morphologie de l'île d'ancrage 48
III.2 Evolution des types de tombolos 52
III.3 Modélisation de la formation des tombolos 53
III.4 Lacunes issues de l'étude bibliographique sur les tombolos (IV) 53

IV. Bilan bibliographique et démarche proposée 54
IV.1 Les flèches sableuses et les tombolos : conclusions 54
IV.2 Démarche proposée en vue d'améliorer la connaissance sur la morphodynamique des flèches et tombolos 54

CHAPITRE II : PRESENTATION DU CADRE GENERAL DE LA POINTE D'AGON 57

I. Situation géogrphique 59
I.1 Les havres du Cotentin 59
I.2 Typologie des havres du Cotentin 59
I.3 L'évolution récente des havres 62

II. Cadre morphologique de la Pointe d'Agon 62
II.1 Cadre géologique et mise en place des paysages actuels 62
II.2 Morphologie générale 63
II.3 Paramètres morpho-sédimentaires de la plage intertidale au voisinage de l'embouchure 66
II.3.1 Délimitation des zones tidales 66
II.3.2 Variation longitudinale des caractéristiques du profil de la plage le long de la Pointe d'Agon 69
II.4 Caractéristiques granulométriques des sédiments superficiels 69
II.5 Présentation de la barre de swash suivi 71

III. Les conditions de forçages 72
III.1 La marée 72
III.2 Les courants de marée 73
III.2.1 Sur l'ensemble de la côte ouest 73
III.2.2 Dans le havre de Regnéville 73
III.2.3 Au pied de la barre étudiée 74
III.2.3.1 En période de mortes-eaux 74
III.2.3.2 En période de vive-eaux 74
III.3 Régime des vents 75
III.4 L'agitation 76

IV. La dynamique sédimentaire générale sur la zone d'étude 79
IV.1 L'unité hydrosédimentaire 79
IV.2 Circulation sédimentaire sur la plage 79
IV.3 Le transit sédimentaire 79

V. Synthèse 79

CHAPITRE III : METHODOLOGIE 81

I. Introduction 83

II. Les mesures hydrodynamiques 84
II.1 Houlographe - Courantomètre électromagnétique 84
II.2 Courantomètre acoustique 86

II.3 Variation du toit de la nappe 87

III. Les mesures topographiques: Le système DGPS (Differential Global Positioning System) 88
III.1 Principe 88
III.2 Protocole des levés topographiques 89

IV. Les mesures de transport sédimentaire: Traceurs fluorescents 89

V. Synthèse 91

CHAPITRE IV EVOLUTION D'UNE FLECHE D'EMBOUCHURE EN CONTEXTE MEGATIDAL 95

I. Evolution séculaire de la Pointe d'Agon (1888-2004) 97
I.1 Méthodologie 97
I.1.1 Acquisition des données 98
I.1.2 Le traitement 98
I.1.3 La marge d'erreur lié au traitement 102
I.2 Résultats 103
I.2.1 Evolution résiduelle du trait de côte entre 1888 et 2004 103
I.2.2 Variation de la position du trait de côte entre 1888 et 2004 104
I.2.3 Evolution de l'extrémité des différents crochets sédimentaires 104
I.2.4 Evolution de la largeur de l'ouverture de l'embouchure 106
I.2.5 Evolution du nombre de barres de swash sur le delta de jusant 107
I.3 Interprétation et discussion 108
I.3.1 Influence de l'embouchure sur la dynamique du trait de côte 108
I.3.2 Non linéarité de la dynamique du trait de côte à l'extrémité de la Pointe d'Agon 109
I.3.3 Incidence de l'évolution du trait de côte sur l'orientation générale de la Pointe d'Agon 110
I.3.4 Evolution de la plate forme 110
I.3.5 La largeur de l'embouchure 111
I.4 Conclusions 111

II. Etapes et rythmes de formation d'une flèche sédimentaire à crochets 112

III. Evolution récente de la Pointe d'Agon (2004–2006) 138
III.1 Méthodologie 138
III.1.1 Acquisition des données topographiques 138
III.1.2 Positionnement de la limite de végétation 139
III.1.3 L'analyse morphodynamique 139
III.2 Résultats 139
III.2.1 Evolution du trait de côte entre 2004 et 2006 139
III.2.2 Evolution des profils de plage 141
III.2.2.1 Profil 1 (au Nord de la cale des Moulières) 141
III.2.2.2 Profil 2 (au Sud de la cale des Moulières) 141
III.2.2.3 Profil 3 144
III.2.2.4 Profil 4 (en amont de la barre de swash) 146
III.2.2.5 Profil 5 (à l'abri de la barre de swash) 146
III.2.2.6 Profil 6 (en aval de la barre de swash) 149
III.2.2.7 Profil 7 152
III.2.2.8 Profil 8 (extrémité de la flèche) 154
III.3 Interprétation de l'évolution générale récente du trait de côte et de la plage le long de la Pointe d'Agon 156
III.4 Discussion 158
III.5 Conclusions 160

IV. Schématisation de l'évolution future de la Pointe d'Agon 161

V. Conclusions générales sur l'évolution d'une flèche d'embouchure en contexte mégatidal 164
V.1 Caractéristiques de la dynamique de la flèche 164
V.2 Bilan sur la mise en place des crochets sédimentaires à l'extrémité de la flèche 164

CHAPITRE V : EVOLUTION MORPHODYNAMIQUE A MOYEN TERME D'UNE BARRE DE SWASH DE DELTA ET DE SON ENVIRONNEMENT... 167

I. Méthodologie 170
I.1 Acquisition des données topographiques 170
I.2 Analyse morphométrique des radiales 171
I.3 Granulométrie de la barre 172
I.4 Acquisition des données hydrodynamiques et météorologiques 172

II. Conditions dynamiques générales 173
II.1 L'agitation et le vent 173
II.2 Définition et répartition des périodes de tempêtes 173

III. Evolution morphologique de la barre 175
III.1 Résultats 175
III.1.1 Evolution résiduelle des radiales topographiques 175
III.1.2 Caractérisation du comportement morphodynamique de la barre 176
III.1.2.1 Vitesse de migration 176
III.1.2.1.1 Echelle annuelle 176
III.1.2.1.2 Echelle mensuelle 177
III.1.2.1.3 Relation vitesse de migration-hydrodynamisme 177
III.1.2.2 Caractéristiques morphologiques 178
III.1.2.2.1 Analyse des paramètres morphométriques 178
III.1.2.2.2 Comportement morphologique de la barre 181
III.2 Discussion-conclusions 183
III.2.1 Concernant la dynamique de la barre 183
III.2.2 Concernant la morphologie de la barre 185

IV. Evolution granulométrique de la barre 187
IV.1.1 Evolution du sédiment superficiel 187
IV.2 Granulométrie des matériaux de l'intérieur de la barre 189
IV.3 Discussion-Conclusion 190

V. Evolution morphologique de l'environnement autour de la barre 191
V.1 Morphologie générale 191
V.2 Relation morphologie – évolution topographie 192
V.3 Relation évolution morphologique – budget sédimentaire 193
V.4 Evolution morphologique en fonction des variations des caractéristiques de l'agitation 194
V.4.1 Relation évolution morphologique - période de beau temps 194
V.4.2 Relation évolution morphologique - période de tempête 195
V.5 Formation d'une nouvelle barre 197
V.6 Conclusions 198
V.7 Conclusion générale 199

CHAPITRE VI : EVOLUTION MORPHODYNAMIQUE A COURT TERME D'UNE BARRE DE SWASH DE DELTA ET DE SON ENVIRONNEMENT 201

I. Evolution morphodynamique lors de la campagne AGMD 01 (05/06/04 – 06/07/04) 204
I.1 Méthodologie 204
I.1.1 Mesures topographiques 204
I.1.2 Mesures hydrodynamiques 204

I.2 Conditions dynamiques générales 205
I.2.1 Conditions météorologiques et d'agitation sur l'estran 205
I.2.2 Propagation de l'agitation du large à l'estran 208
I.2.3 Les courants moyens 210
I.2.4 Discussion 212
I.3 Evolution morphologique de l'estran au cours de la campagne 214
I.3.1 L'évolution topographique résiduelle en fonction de la morphologie 214
I.3.2 Relation entre l'évolution morphologique et le budget sédimentaire 215
I.3.3 Evolution morphologique en fonction du climat d'agitation 216
I.3.4 Discussion 217
I.4 Caractérisation du comportement de la barre de swash de delta à Agon 219
I.5 Synthèse de la campagne AGMD01 229

II. Evolution morphodynamique lors de la campagne AGMD 02 (22/04/05 – 17/05/05) 230
II.1 Méthodologie 230
II.1.1 Mesures topographiques 230
II.1.2 Mesures hydrodynamiques 230
II.2 Conditions dynamiques générales 231
II.2.1 Conditions météorologiques 231
II.2.2 Conditions d'agitations 232
II.2.3 Les courants moyens 234
II.3 Evolution morphologique de l'estran au cours de la campagne 236
II.3.1 L'évolution topographique résiduelle en fonction de la morphologie 236
II.3.2 Relation entre l'évolution morphologique et le budget sédimentaire 237
II.3.3 Evolution morphologique en fonction du climat d'agitation 238
II.4 Caractérisation du comportement de la barre 240
II.4.1 Vitesse de migration 240
II.4.2 Evolution morphologique 242
II.5 Synthèse de la campagne AGMD02 243

III. Conclusion générale 244

CHAPITRE VII : EVOLUTION D'UNE BARRE DE SWASH A L'ECHELLE DU CYCLE DE MAREE 247

I. Caractérisation des courants moyens 250
I.1 Condition de vive-eau par beau temps relatif (AGS 03) 250
I.1.1 Méthodologie 250
I.1.2 Conditions dynamiques générales 252
I.1.3 Variabilité des courants moyens sur le revers de la barre 252
I.1.4 Influence relative des courants moyens et orbitaux sur le revers de la barre 253
I.1.5 Synthèse 254
I.2 Condition de vive-eau par tempête (AGH 02) 254
I.2.1 Méthodologie 254
I.2.2 Conditions dynamiques générales 255
I.2.3 Variabilité des courants moyens 256
I.2.3.1 Sur le revers 256
I.2.3.2 Dans le chenal devant la barre 257
I.2.4 Influence relative des courants moyens et orbitaux 259
I.2.4.1 Sur le revers 259
I.2.4.2 Dans le chenal 259
I.2.5 Synthèse 259
I.3 Condition de morte-eau par beau temps relatif (AGS 02) 260
I.3.1 Méthodologie 260
I.3.2 Conditions dynamiques générales 261
I.3.3 Variabilité des courants moyens sur le revers de la barre 262
I.3.4 Influence relative des courants moyens et orbitaux sur le revers de la barre 263
I.3.5 Synthèse 263

I.4 Condition de morte-eau par tempête (AGH 01) 263
I.4.1 Méthodologie 263
I.4.2 Conditions dynamiques générales 264
I.4.3 Variabilité des courants moyens 265
I.4.3.1 Sur le revers 265
I.4.3.2 Dans le chenal 266
I.4.4 Influence relative des courants moyens et orbitaux 268
I.4.4.1 Sur le revers 268
I.4.4.2 Dans le chenal 268
I.4.5 Synthèse 268
I.5 Discussion 269
I.5.1 L'intensité des courants moyens 269
I.5.2 La direction des courants moyens 270
I.5.3 Influence relative des courants moyens et des vitesses orbitales 271

II. Propagation de l'agitation au dessus de la barre 272
II.1 La hauteur significative de l'agitation 272
II.2 Les vitesses orbitales 276
II.3 L'énergie de la houle incidente 276
II.4 Le domaine spectral 277
II.4.1 En période de vive-eau (AGH02) 277
II.4.1.1 Sur un même point du revers 277
II.4.1.2 Lors du franchissement de la barre 278
II.4.2 En période de morte eau (AGH01) 281
II.5 Discussion 284

III. Etude des processus agissant sur le déplacement de la barre 285
III.1 Evolution du toit de la nappe 286
III.1.1 Méthodologie 286
III.1.2 Résultats 287
III.1.2.1 En période de vive-eau 287
III.1.2.2 En période de morte-eau 289
III.1.3 Synthèse 293
III.2 Sens des écoulements cross-shore 293
III.2.1 Les écoulements dans les faibles tranche d'eau 293
III.2.2 Observations détaillées du courant de retour (undertow) en parallèle avec le comportement du toit de la nappe 295
III.2.3 Synthèse 295
III.3 Temps d'action des processus sur la barre 297
III.3.1 Méthodologie 297
III.3.2 Résultats 297
III.3.2.1 En période de vive-eau 297
III.3.2.2 En période de morte-eau 299
III.3.3 Synthèse 302
III.4 Influence des processus hydrodynamiques sur le déplacement de la barre 302
III.4.1 Méthodologie 302
III.4.2 Résultats 303
III.4.2.1 En période de vive-eau 303
III.4.2.2 En période de morte-eau 304
III.5 Discussion 311

IV. Conclusion générale 313

CHAPITRE VIII : EXPERIMENTATION EN CANAL A HOULE 317

I. Méthodologie 320
I.1 Dispositif expérimental 320
I.2 Instrumentation 321

I.3 Les variables considérées 321

II. Etude en canal à houle de la variabilité des courants et de la hauteur de la houle sur une barre intertidale de delta 322

CHAPITRE IX : PRESENTATION DU CADRE GENERAL DE L'ARCHIPEL DE ST PIERRE ET MIQUELON 341

I. Situation géographique 343

II. Cadre morphologique de l'archipel de Miquelon-Langlade 345
II.1 Les grands ensembles géologiques 345
II.2 L'histoire quaternaire de l'archipel 347
II.3 Morphologie du littoral 350
II.3.1 Localisation et description des cordons littoraux 350
II.3.2 Les autres entités constituant le littoral de Miquelon Langlade 352
II.4 La disponibilité en matériaux 354
II.4.1 Le stock morainique 354
II.4.2 Une alimentation terrigène directe négligeable 354
II.4.3 Des apports fluviatiles minimes 355
II.5 Le rôle joué par le « pied de glace » 355

III. Les conditions de forçages 356
III.1 Le contexte climatique 357
III.1.1 Les températures 357
III.1.2 Les vents 357
III.2 Le contexte hydrodynamique 358
III.2.1 La marée 358
III.2.2 L'agitation 358
III.2.3 Synthèse 359

IV. Caractéristiques morphologique de l'isthme de Miquelon-Langlade 359
IV.1 Le cordon des Buttereaux 360
IV.2 Les dunes linéaires internes 360
IV.3 La passe du Grand Barachois 361
IV.4 La partie nord de l'embouchure du Grand Barachois 362

V. Synthèse générale et axes de recherche 363

CHAPITRE X : EVOLUTION DE L'ISTHME DE MIQUELON-LANGLADE 365

I. Méthodologie 367
I.1 Acquisition des données sur l'évolution du trait de côte 367
- Morphologie des plages 369
- Granulométrie de la plage. 370

II. Evolution résiduelle du trait de côte entre 1949 et 2005 371

III. Variabilité de l'évolution semi-séculaire de l'isthme entre 1949 et 2003 373
III.1 La zone nord-ouest des Buttereaux 373
III.2 La côte Est 375
III.2.1 La flèche au Nord de l'embouchure 375
III.2.2 La flèche au Sud de l'embouchure 375

IV. Evolution actuelle de l'isthme de Miquelon-Langlade (2003-2005) 377
IV.1 La façade ouest 377

IV.1.1 Evolution du trait de côte....377
IV.1.2 Evolution du profil des plages....379
IV.1.3 Evolution de la granulométrie des sables de plage....379
IV.2 La façade est au Nord de l'embouchure....381
IV.2.1 Evolution du trait de côte....381
IV.2.2 Evolution du profil des plages....383
IV.2.3 Evolution de la granulométrie des sables de plage....383
IV.3 La façade est au Sud de l'embouchure....385
IV.3.1 Evolution du trait de côte....385
IV.4 Evolution du profil des plages....387
IV.4.1 Evolution de la granulométrie des sables de plage....387

V. Conclusion....389
V.1 Concernant l'évolution du trait de côte....389
V.2 Concernant l'évolution du profil des plages et des sédiments....390

CHAPITRE XI : ETUDE DES PROCESSUS HYDRODYNAMIQUES ET DE LA CIRCULATION SEDIMENTAIRE AU VOISINAGE DE L'ISTHME 393

I. Caractérisation morpho-sédimentaire de l'avant-côte de l'isthme de Miquelon-Langlade 396
I.1 Méthodologie....396
I.2 Profils bathymétriques....396
I.3 Carte sédimentaire de l'avant-côte....399
I.4 Discussion....401

II. Analyse des processus hydrodynamiques sur la façade ouest....402
II.1 Mesure des paramètres hydrodynamiques....402
II.1.1 Méthodologie....402
II.1.2 Enregistrement de la marée....403
II.1.3 Analyse de l'agitation au large....403
II.1.4 Analyse des courants au large....408
II.1.5 Synthèse des paramètres hydrodynamiques mesurés sur la façade ouest....411
II.2 Modélisation de l'agitation sur la façade ouest....412
II.2.1 Le modèle de propagation SWAN....412
II.2.2 Les variables choisies pour la simulation....412
II.2.3 Simulation de la propagation de la houle sur la façade ouest....413
II.2.4 Discussion....417

III. La circulation sédimentaire au voisinage de l'isthme de Miquelon-Langlade 419
III.1 Modélisation du transport sédimentaire sur la façade ouest....419
III.1.1 Méthodologie....419
III.1.2 Simulation du transport sédimentaire....420
III.2 Détermination du sens du transport sédimentaire sur la façade est....421

IV. Conclusion générale....423

CHAPITRE XII : HYPOTHESES SUR LA MISE EN PLACE DE L'ISTHME DE MIQUELON-LANGLADE 425

I. L'environnement préalable à la formation de l'isthme....427
I.1 Période supposée de formation de l'isthme....427
I.2 Mise en place du stock sédimentaire....428

II. Les étapes de la formation de l'isthme actuel....429
II.1 Première étape : formation des Buttereaux....429
II.2 Deuxième étape : Développement de la flèche aux Cacaouis....431

II.3 Troisième étape : formation du système de « beach ridge » 432
II.3.1 Hypothèses générales de formation d'un système de « beach ridge »..... 432
II.3.2 Hypothèses de la mise en place du système de « beach ridge » de l'isthme de Miquelon-Langlade..... 433
II.4 Quatrième étape : La liaison avec l'île de Langlade 434

III. Conclusions sur la formation et la construction de l'isthme de Miquelon-Langlade...435

CONCLUSIONS GENERALES 437

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES 449

ANNEXES 479

TABLE DES MATIERES ET LISTES DES ILLUSTRATIONS 511

Liste des figures :

Figure 1: La Pointe d'Agon, sur la côte ouest du Cotentin (Normandie). 4
Figure 2: L'isthme de Miquelon-Langlade, dans l'archipel de St Pierre et Miquelon. 4
Figure 3: Localisation des côtes mégatidales dans le monde (Levoy & Monfort, 2003). 5
Figure 4: Relation spatio-temporelle des systèmes morphodynamiques côtiers. Synthèse proposée par Levoy (2000). 8
Figure 5 : Mode de formation d'une flèche sableuse dans le cas d'un changement d'orientation du trait de côte (Van Rijn, 1998, modifié). 14
Figure 6 : Recul du front de la flèche par une réduction des apports sédimentaires (Van Rijn, 1998, modifié). 19
Figure 7: Définition des variables du modèle analytique (Kraus, 1999, modifié). 23
Figure 8 : Définition du modèle pour une flèche contrainte par un chenal (Kraus, 1999, modifié). 23
Figure 9: Evolution d'une queue de comète vers la côte en présence de phénomène de réfraction et diffraction (Pinot, 1996). 25
Figure 10: Photographie d'un "Cuspate Spits" (Nantucket Island, Massachusetts) et mécanisme de formation de ces corps sédimentaires (Hayes & Kana, 1978). 26
Figure 11: Photographies de "Cuspate Forelands" sur la côte de Caroline du Nord (a) et du Koweït (b) (Davis & FitzGerald, 2004) 27
Figure 12: Photographie d'une flèche volante (côte de Pennsylvanie) et mode d'évolution de ces entités (Hayes & Kana, 1978). 27
Figure 13: Localisation des principales flèche du littoral français. 29
Figure 14: Les unités morphologiques d'une embouchure tidale (Smith, 1984). 1) île barrières, 2) gorge, 3) chenal et rampe de jusant, 4-6-7) barres de swash, 5) chenaux secondaires de flot, 8) lobe terminal, 9) rampe de flot, 10) bouclier de jusant, 11) chenaux de flot, 12) flèches de jusant, 13) chenaux de débordement. . 32
Figure 15: Photographie d'une embouchure (A. delta de flot et B. delta de jusant) et représentation schématique d'un delta de flot (Hayes, 1975). 33
Figure 16: Représentation schématique du delta de jusant (Hayes, 1975). 34
Figure 17: Terminologie et morphologie d'une barre de swash. 35
Figure 18: Description de la répartition et de l'intensité des courants de marée pendant la phase de jusant (A), de flot (B). (C) représente l'intégration sur un cycle de marée (Oertel, 1988; modifié). 39
Figure 19: Classification morphologique d'une embouchure (Galvin, 1971). 43
Figure 20: Classification des embouchures (Oertel, 1975). 44
Figure 21: Classification des types d'embouchure selon l'importance relative des processus tidaux et ceux liés à l'agitation (Hayes, 1979 ; Davis & Hayes, 1984) . 45
Figure 22: Modèles conceptuels de fonctionnement des embouchures tidales (FitzGerald *et al*., 2000). 47
Figure 23: Exemple de formation d'un tombolo simple, (A) création d'une queue de comète progradant vers le littoral, (B) unification de la flèche avec le littoral (Zenkovitch, 1967). 49
Figure 24: Exemple de formation d'un tombolo ayant pour point d'origine le continent. (A) édification d'une saillie par rencontre de courants « longshore » opposés, (B) progradation de l'amas sédimentaire vers une île pour former un tombolo (Zenkovitch, 1967). 49

Figure 25: Exemple de formation d'un double tombolo, (A) formation de deux queues de comète du fait de la présence d'un relief allongé, (B) unification au littoral créant une lagune (Zenkovitch, 1967). 50
Figure 26: Le double tombolo de Giens. 50
Figure 27: Exemple du tombolo du Croisic, les cordons font face aux directions de houles (Coque, 1993)..... 51
Figure 28: Tombolo triple d'Orbetello, Italie (Komar, 1998). 51
Figure 29: Exemple du tombolo de Quiberon montrant la progradation du cordon de Pen ar Lé par la présence d'un courant secondaire (Coque, 1993). 52
Figure 30: Localisation des havres de la côte ouest du Cotentin et du site d'étude..... 61
Figure 31: Site d'étude et méthodologie. 64
Figure 32: Caractéristiques morphologiques de la zone d'étude (en rouge la ligne de pleine mer de vive-eau). 65
Figure 33: Définition des zones tidales sur un profil réel de la Pointe d'Agon. *PMVE : pleine mer de vive-eau ; PMME : pleine mer de morte-eau ; BMME : basse mer de morte-eau.* 66
Figure 34: Ensemble des profils topographiques le long de la flèche. Leur localisation est représentée sur la figure.31. 67
Figure 35: Distance des différentes zones tidales le long de la flèche. 68
Figure 36: Variabilité morphologique longitudinale des profils 1 à 8 le long de la flèche. 68
Figure 37: Caractéristiques granulométriques des échantillons prélevés le long de la flèche. 70
Figure 38: Représentation de la barre de swash de l'étude. 71
Figure 39: Propagation de l'amplitude de l'onde lunaire M2 en Manche (Chabert d'Hières *et al*., 1978). 72
Figure 40: Vitesse et direction des courants moyens au pied de la barre de swash en période de mortes-eaux (A tempête, B beau temps) et vives-eaux (C tempête, D beau temps). 75
Figure 41: Répartition de l'intensité et de la direction des vents à Granville entre 1951 et 1981. 76
Figure 42: Répartition de la hauteur significative de la houle et sa direction sur le site des Minquiers. 78
Figure 43: Répartition de la hauteur significative de la houle et sa direction sur le site des Nattes..... 78
Figure 44: Composants d'un système morphodynamique côtier. 84
Figure 45: S4 sur une potence légère (A) et ADM (B). 84
Figure 46: Micro ADV en position de mesure. 86
Figure 47: Tube piézométrique et capteur de pression Keller. 87
Figure 48: Base DGPS dans le cordon dunaire de la Pointe d'Agon (A) et technique topographique DGPS en quad (B). 88
Figure 49: Mise en place (A) et détection du traceur fluorescent (B). 90
Figure 50: Synthèse des différents types de mesure en relation avec leur échelle de temps adaptée à leur utilisation. 92
Figure 51: Représentation cartographique de la Pointe d'Agon de 1831 à 1943 et interpretation morphologique issue de photographies aériennes de 1947 à 2002. 101
Figure 52: Méthodologie du calcul de l'évolution du trait de côte entre 1888 et 2004. 102
Figure 53: Evolution du trait de côte le long de la flèche entre 1888 et 2004..... 103

Figure 54: Evolution de la position de l'extrémité du crochet 6 (a), de la position de l'extrémité de la limite de végétation (TC) et de la plate-forme (PF) du crochet 7 (b), de la position de l'extrémité de la limite de végétation et de la plate-forme du crochet 8 (c) ainsi que l'évolution de la largeur de l'embouchure (d). 105
Figure 55: Représentation de la position de l'extrémité des crochets à travers le temps (fond de carte 2002)..... 106
Figure 56: Nombre de barres de swash sur le delta de jusant entre 1965 et 2002..... 108
Figure 57: Localistaion des profils transversaux. 138
Figure 58: Evolution du trait de côte entre février 2004 et mai 2006 (la zone en couleur correspond au trait de côte au droit de la barre). 140
Figure 59: Evolution et variation d'altitude du profil 1 entre février 2004 et mai 2006. 142
Figure 60: Evolution et variation d'altitude du profil 2 entre février 2004 et mai 2006. 143
Figure 61: Evolution et variation d'altitude du profil 3 entre février 2004 et mai 2006145
Figure 62: Evolution et variation d'altitude du profil 4 entre mars 2004 et mai 2006. 147
Figure 63: Evolution et variation d'altitude du profil 5 entre février 2004 et mai 2006. 148
Figure 64: Barre de haut de plage vue côté terre en décembre 2004 au droit du profil 5. 149
Figure 65: Evolution et variation d'altitude du profil 6 entre février 2004 et mai 2006. 150
Figure 66: MNT du 08/03/2004 (en bleu, la limite inférieure et supérieure de la haute plage) et MNT du 15/05/06 (en rouge la limite inférieure et supérieure de la haute plage) et représentation des évolutions résiduelles entre les deux levés (superposé à la topographie du 15/05/06). La ligne noire représente le niveau moyen. 151
Figure 67: Evolution et variation d'altitude du profil 7 entre février 2004 et mai 2006. 153
Figure 68: Evolution et variation d'altitude du profil 8 entre février 2004 et mai 2006. 155
Figure 69: Variation altimétrique des 8 profils entre février ou mars 2004 et mai 2006. 156
Figure 70: Extension de la barre de haute plage vers le Sud au niveau du profil 7 en mai 2006. 157
Figure 71: Photographie aérienne oblique de la Pointe d'Agon en juin 2005 montrant l'extension vers le Sud de la barre de haute plage en aval de la barre étudiée. 158
Figure 72: Modèle conceptuel de l'évolution future de la Pointe d'Agon. 163
Figure 73: Site d'étude et méthodologie. 170
Figure 74: Définition des paramètres morphométriques sur une barre de swash de delta. 172
Figure 75: Conditions d'agitation au large (site des Minquiers, CETMEF) et caractéristiques des vents (Gouville-sur-mer). 174
Figure 76: Distribution mensuelle et durée des tempêtes (Hs supérieure à 2 m) à partir des données d'agitation acquises au large (site des Minquiers, CETMEF) de novembre 2003 à septembre 2006. 175
Figure 77: Vitesse et distance parcourue par la barre au niveau de la radiale 8..... 177
Figure 78: Relation entre l'avancée moyenne de la barre et le nombre d'heure de tempête au large entre deux levés successifs (site des Minquiers). 178

Figure 79: Evolution de la largeur, la hauteur et la cote altimétrique de la barre sur la radiale 2 (A), 5 (B) et 8 (C). Les traits verticaux correspondent aux références des dates dans le texte. 180
Figure 80: Evolution volumétrique par mètre linéaire de la barre entre novembre 2003 et septembre 2006. 181
Figure 81: Evolution morphologique de la barre entre novembre 2003 et septembre 2006 (exemple de la radiale 8). 182
Figure 82: Limite granulométrique entre le talus de la barre et la bâche. 187
Figure 83: Localisation des échantillons superficiels en janvier 2004, mai 2005 et 2006. 188
Figure 84: Le revers de la barre constitué de sable moyen, de graviers et de coquilles. 189
Figure 85: Localisation des points de prélèvements à l'intérieur de la barre. 190
Figure 86: MNT initial et final de l'environnement de la barre. Le niveau moyen et celui d'une pleine mer de vive-eau moyenne sont représentés. 192
Figure 87: Evolution altimétrique résiduelle par rapport à la morphologie initiale novembre 2003-mai 2006). Le niveau moyen et celui d'une pleine mer de vive-eau moyenne sont représentés. 193
Figure 88: Variation volumétrique de la zone de suivie pendant 3 ans. 194
Figure 89: Représentation des évolutions résiduelles pendant trois périodes de beau-temps. Les parties blanches représentent les zones où l'évolution topographique n'est pas considérée comme significative par rapport à l'incertitude des mesures topographiques (+/- 0.025 m). Les radiales 1 et 10 sont représentées sur chaque période (ligne rouge). Le niveau moyen et celui d'une pleine mer de vive-eau moyenne sont représentés. 195
Figure 90: Représentation des évolutions résiduelles pendant trois périodes de beau-temps. Les parties blanches représentent les zones où l'évolution topographique n'est pas considérée significative par rapport à l'incertitude de mesure topographique (+/- 0.025 m). Les radiales 1 et 10 sont représentées sur chaque période (ligne rouge). Le niveau moyen et celui d'une pleine mer de vive-eau moyenne sont représentés. 196
Figure 91: Mise en évidence de la formation d'une nouvelle barre sur la moyenne plage entre le 30 octobre 2004 et le 16 mai 2006. Le niveau moyen et celui d'une pleine mer de vive-eau moyenne sont représentés. 198
Figure 92: Localisation du houlographe-courantomètre et des profils topographiques. Etat morphologique au début de la campagne (05/06/2004). Le niveau moyen et celui d'une pleine mer de vive-eau moyenne sont représentés. 205
Figure 93: Conditions d'agitation sur le revers de la barre et caractéristiques des vents (Gouville-sur-mer) pendant la campagne AGMD 01 (les levés topographiques sont représentées sur la figure). 206
Figure 94: Hauteur significative de la houle (a), vitesses des courants orbitaux onshore (b) et indice d'asymétrie des courants orbitaux (c) pendant la campagne AGMD 01. 208
Figure 95: a) Représentation de la hauteur significative de la houle sur le site des Minquiers et d'Agon, b) Corrélation entre les hauteurs significatives aux Minquiers et à la Pointe d'Agon, c) Corrélation entre la hauteur d'eau à Agon et le rapport H_s Agon / H_s Minquiers d) Corrélation entre la direction de propagation aux Minquiers et à la Pointe d'Agon. 209

Figure 96: Caractéristiques des courants moyens sur le revers de la barre pendant la campagne AGMD 01. 211
Figure 97: Relation entre la composante longitudinale et transversale du courant moyen (a) Composante longitudinale (b) et transversale (c) du courant moyen en fonction de la hauteur d'eau sur le revers de la barre pendant la campagne AGMD 01. ... 212
Figure 98: Distribution des évolutions résiduelles sur la topographie initiale (05/06/04). Les parties blanches représentent les zones où l'évolution topographique n'est pas considérée significative par rapport à l'incertitude de mesure topographique ($^{+}$/- 0.025 m). Le niveau moyen et celui d'une pleine pleine mer de vive-eau moyenne sont représentés. 215
Figure 99: Carte des différentiels d'altitude pendant les périodes du 05-20/06/04 et du 20/06-06/07/04. Les parties blanches représentent les zones où l'évolution topographique n'est pas considérée significative. Le niveau moyen et celui d'une pleine mer de vive-eau moyenne sont représentés. 216
Figure 100: Photographie aérienne de la Pointe d'Agon et de son delta de jusant. Localisation de la barre étudiée et des barres transverses (juin 2005). 219
Figure 101: Localisation du houlographe-courantomètre et des profils topographiques. Etat morphologique au début de la campagne (23/04/2005). Le niveau moyen et celui d'une pleine mer de vive-eau moyenne sont représentés. 231
Figure 102: Conditions d'agitation sur le revers de la barre et caractéristiques des vents (Gouville-sur-mer) pendant la campagne AGMD 02 (les levés topographiques sont représentées sur la figure). 233
Figure 103: Hauteur significative de la houle (a), vitesses des courants orbitaux onshore (b) et indice d'asymétrie des courants orbitaux (c) pendant la campagne AGMD 02. 234
Figure 104: Caractéristiques des courants moyens sur le revers de la barre pendant la campagne AGMD 02. 235
Figure 105: Composante cross-shore (U) et longshore (V) du courant moyen sur le revers de la barre pendant la campagne AGMD 02 (a) et lors des deux campagnes (b) en fonction de la hauteur d'eau (c,d). 236
Figure 106: Répartition des évolutions résiduelles sur la topographie initiale (23/04/05). Les parties blanches représentent les zones où l'évolution topographique n'est pas considérée comme significative par rapport à l'incertitude des mesures topographiques ($^{+}$/- 0.025 m). Le niveau moyen et celui d'une pleine mer de vive-eau moyenne sont représentés. 237
Figure 107: Représentation des évolutions résiduelles durant la campagne AGMD02. Les parties blanches représentent les zones où l'évolution topographique n'est pas considérée significative. Le niveau moyen et celui d'une pleine mer de vive-moyenne sont représentés. 239
Figure 108: a) Evolution résiduelle de la radiale 7 pendant la campagne AGMD02, b) Migration de la barre et hauteur significative de la houle, c) Variation du volume de la barre (la barre noire est l'erreur de la mesure). 241
Figure 109: Energie instantané et flux d'énergie intégré sur chaque période de levé (a,b). Corrélation entre le déplacement de la barre et l'énergie de la houle (c). 242
Figure 110: Description du déplacement résiduel des différentes radiales (a) et leur changement de volume (b). 243
Figure 111: Corrélation entre le déplacement de la barre et l'énergie de la houle pendant les deux campagnes. 244

Figure 112: Vitesse selon la hauteur du capteur pour un courant de 0.4 $m.s^{-1}$ à 0.3 m du fond. 251
Figure 113: Morphologie de la zone d'étude le 09/05/2005 et localisation des instruments. Le niveau moyen et celui d'une pleine mer de vive-eau moyenne sont représentés. 251
Figure 114: Caractéristiques de l'agitation (hauteur significative, direction et période) au pied de la barre (H4) pendant la campagne AGS03 (vive-eau/beau temps relatif). 252
Figure 115: a) Vitesse des courants moyens (en couleur) et des courants orbitaux (en H4) (en noir) sur le revers de la barre, b) direction des courants moyens pendant AGS03 (vive-eau/beau temps relatif). 253
Figure 116: Morphologie de la zone d'étude le 25/03/2004 et localisation des instruments. Le niveau moyen et celui d'une pleine mer de vive-eau moyenne sont représentés. 255
Figure 117: Caractéristiques de la houle (hauteur significative, direction et période) au pied de la barre pendant la campagne AGH02. 256
Figure 118: a) Vitesse des courants moyens (en couleur) et des courants orbitaux (en H3 en noir) sur le revers de la barre, b) direction des courants moyens pendant AGH02 (vive-eau/tempête). 257
Figure 119: a) Vitesse des courants moyens (en couleur) et des courants orbitaux (ADM) (en noir) dans le chenal pendant AGH02 (vive-eau/tempête), b) Direction des courants moyens dans le chenal. 258
Figure 120: Morphologie de la zone d'étude le 03/05/2005 et localisation des instruments. Le niveau moyen et celui d'une pleine mer de vive-eau moyenne sont représentés. 261
Figure 121: Caractéristiques de la houle (hauteur significative, direction et période) au pied de la barre pendant la campagne AGS02. 261
Figure 122: a) Vitesse des courants moyens et des courants orbitaux (H4 en noir) sur le revers de la barre pendant AGS02 (morte-eau/beau temps relatif), b) Direction des courants moyens sur le revers de la barre (H4 est en pointillée, la direction est peu fiable du fait de la faible vitesse des courants). 262
Figure 123: Morphologie de la zone d'étude le 30/01/2004 et localisation des instruments. Le niveau moyen et celui d'une pleine mer de vive-eau moyenne sont représentés. 264
Figure 124: Caractéristiques de la houle (hauteur significative, direction et période) au pied de la barre pendant la campagne AGH01. 265
Figure 125: a) Vitesse des courants moyens (en couleur) et des courants orbitaux (en noir) sur le revers de la barre, b) direction des courants moyens pendant AGH01 (morte-eau/tempête). 266
Figure 126: a)Vitesse des courants moyens (en couleur) et des courants orbitaux (en noir) dans le chenal pendant AGH01 (morte-eau/tempête), b) Direction des courants moyens dans le chenal. 267
Figure 127: a) Hauteur significative de la houle, b) vitesses orbitales, c) rapport d'asymétrie des vitesses orbitales pendant la campagne AGH01 (morte-eau/tempête). 273
Figure 128: a) Hauteur significative de la houle, b) vitesses orbitales, c) rapport d'asymétrie des vitesses orbitales pendant la campagne AGH02 (vive-eau/tempête). 274

Figure 129: Atténuation de l'agitation en fonction de la hauteur d'eau au dessus de la crête de la barre lors des campagnes AGH01 (morte-eau/tempête) et AGH02 (vive-eau/tempête). 276
Figure 130 : Flux d'énergie de la houle sur le revers et dans le chenal pour les campagnes AGH01 et AGH02. 277
Figure 131: a) Densité spectrale d'énergie en H4 pendant les bursts 12 (pleine mer) et 23 (fin de jusant), b) répartition du nombre de vague par classe de période. 278
Figure 132: a) Densité spectrale d'énergie en H4 (pied de barre) et ADM (chenal) pendant le burst 14 (pleine mer), b) répartition du nombre de vague par classe de période pour les deux instruments. 279
Figure 133: Représentation de la surface libre pendant le burst 12 (pleine mer) pour les trois instruments (le trait en pointillé représente le suivie d'une vague). 280
Figure 134: a) Densité spectrale d'énergie en H4 (pied de barre), H3 (revers moyen) et ADM (chenal) pendant le burst 21 (fin de jusant), b) répartition du nombre de vague par classe de période pour les instruments H4 et ADM. 281
Figure 135: Représentation de la surface libre pendant le burst 21 pour les trois instruments (le trait en pointillé représente le suivie d'une vague). 282
Figure 136 : a) Densité spectrale d'énergie en H4 (pied de barre), H2 (revers moyen) et H3 (chenal) pendant le burst 14 (pleine mer), b) répartition du nombre de vague par classe de période pour les instruments H4 et H3. 283
Figure 137: a) Densité spectrale d'énergie en H4 (pied de barre), H2 (revers moyen) et H3 (chenal) pendant le burst 21 (fin du jusant), b) répartition du nombre de vague par classe de période pour les instruments H4 et H3. 284
Figure 138: Localisation des piézomètres. 287
Figure 139: Evolution du toit de la nappe dans les trois piézomètres pendant la campagne. 288
Figure 140: Evolution et vitesse du toit de la nappe pendant la campagne en période de vive-eau. 289
Figure 141: Evolution et vitesse du toit de la nappe pendant la campagne en période de morte-eau. 290
Figure 142: Représentation schématique des variations du toit de la nappe pendant un cycle de morte-eau. La partie hachurée représente le sédiment saturé. Chaque graphique représente l'état n (trait plein) et n-1 (trait hachuré). 292
Figure 143: Evolution de la hauteur de tranche d'eau au dessus du fond lorsque la barre devient saturée. 293
Figure 144: Caractéristique de la composante cross-shore du swash et du début du surf lors du flot (a) et du jusant (b) pendant la campagne AGS03 (vive-eau / beau temps relatif). La profondeur d'eau est indiquée en pointillé. 294
Figure 145. Vitesses cross-shore moyennes pendant la campagne AGS03 (vive_eau / beau temps relatif) (a), AGH02 (vive-eau / tempête) (b), AGS02 (morte-eau / beau temps relatif) (c) et AGH01 (morte-eau / tempête) (d). Le graphique est rouge lorsque le sédiment est désaturé. 296
Figure 146: Action des processus sur la barre pendant le cycle de marée et temps total de leur influence relative pendant la campagne AGS03 (vive-eau/beau temps relatif) (pourcentage par rapport à la période d'inondation du pied marin de la barre). 298
Figure 147: Action des processus sur la barre pendant le cycle de marée et temps total de leur influence pendant la campagne AGH02 (vive-eau/tempête) (pourcentage par rapport à la période d'inondation du pied marin de la barre). 299

Figure 148: Action des processus sur la barre pendant le cycle de marée et temps total de leur influence pendant la campagne AGS02 (morte-eau/beau temps relatif) (pourcentage par rapport à la période d'inondation du pied marin de la barre). .. 300
Figure 149: Action des processus sur la barre pendant le cycle de marée et temps total de leur influence pendant la campagne AGH01 (morte-eau/tempête) (pourcentage par rapport à la période d'inondation du pied marin de la barre). 301
Figure 150: Vitesse et direction des courants moyens pendant la campagne AGS03 (vive-eau / beau temps relatif) (a, b) et AGH02 (vive-eau / tempête) (c, d). 305
Figure 151: Contrainte de cisaillement induit par l'action de la houle et du courant pendant la campagne AGS03 (vive-eau / beau temps relatif) (a) et AGH02 (vive-eau / tempête) (b) (les courbes sont en gras lorsque la contrainte est supérieure à la valeur seuil et quand l'écoulement porte vers la crête de la barre). 306
Figure 152: Déplacement des traceurs fluorescents lors des quatre campagnes de terrain (AGH01, AGH02, AGS02 et AGS03) par rapport à la crête de la barre étudiée. 307
Figure 153: Vitesse et direction des courants moyens pendant la campagne AGS02 (morte-eau / beau temps relatif) (a, b) et AGH01 (morte-eau / tempête) (c, d). .. 308
Figure 154: Contrainte de cisaillement induit par l'action de la houle et des courants pendant la campagne AGS02 (morte-eau / beau temps relatif) (a) et AGH01 (morte-eau / tempête) (b) (les courbes sont en gras lorsque la contrainte est supérieure à la valeur seuil et quand l'écoulement porte vers la crête de la barre). 309
Figure 155: Vitesse verticale de plan d'eau en vive-eau moyenne (a) et morte-eau moyenne (b). 312
Figure 156: Photographie du batteur (A) et vue d'ensemble du canal (B). 320
Figure 157: Photographie de la maquette (A) et de la zone de mesure (B). 321
Figure 158: Localisation et présentation de l'archipel de St Pierre et Miquelon. 344
Figure 159: Géologie de l'archipel de St Pierre et Miquelon et sa région (Aubert de la Rüe, 1951; O'Brien *et al*., 1977). 346
Figure 160: Recul de la position des glaciers au Canada au Quaternaire (Shauw *et al*., 2006). Les pointillés figurent l'axe de retrait des glaciers. 348
Figure 161: Variation du niveau marin par rapport à l'actuel, la courbe (E) concernant Terre-Neuve est estimée représentative de St Pierre et Miquelon (Carter & Woodroffe, 1994). 349
Figure 162: Le cordon des Buttereaux. 350
Figure 163: Le cordon du Grand Etang de Miquelon. 351
Figure 164: Cordon de Mirande sur la côte est de Miquelon. 352
Figure 165: Secteur morainique sur la côte ouest de Miquelon. 353
Figure 166: Côte à falaise au Sud-Est de Langlade. 353
Figure 167: « Pied de glace » sur la côte ouest du Tombolo de Miquelon-Langlade (photo : R.Etcheberry). 356
Figure 168: Répartition de l'intensité et de la direction des vents à St Pierre entre 1990 et 1999. 358
Figure 169: Hauteur significative et direction de l'agitation au large de l'archipel de St Pierre et Miquelon (ocean and waves). 359
Figure 170: Cordon dunaire interne sur le Nord de l'isthme de Miquelon-Langlade. . 360
Figure 171: Cordons et bourrelets dunaires sur la côte est de l'isthme de Miquelon-Langlade. 361
Figure 172 : Principales morphologies de l'isthme de Miquelon-Langlade. 362
Figure 173: Cartes anciennes de l'archipel de St Pierre et Miquelon. 364

Figure 174: Localisation des levés au GPS de la ligne de végétation et des crêtes de cordons dunaires. 368
Figure 175: Localisation des profils topographiques. 370
Figure 176: Localisation des prélèvements sédimentaires. 371
Figure 177: Evolution résiduelle du trait de côte sur la façade ouest (A) et est, au Nord (B) et au Sud de l'embouchure (C). Les limites sont localisées sur la figure.173. 372
Figure 178: Evolution de la ligne de végétation de la côte ouest de l'isthme de Miquelon-Langlade. Les repères (W1, W2, W3, W4) sont localisés sur la figure.174. 374
Figure 179: Evolution de la ligne de végétation au Nord-Est de 'embouchure du Grand Barachois. Les repères (N1, N2, N3) sont localisées sur la figure.174. 376
Figure 180: Evolution du trait de côte de la zone au Sud-Est de l'embouchure du Grand Barachois. Les repères (S1, S2, S3, S4) sont localisés sur la figure.174. 377
Figure 181: Quantification de l'évolution du trait de côte de la façade ouest entre 2003-2004 (A), 2004-2005 (B) et 2003-2005 (C). Les repères (W1, W2, W3, W4) sont localisés sur la figure.174. 378
Figure 182: Profils topographiques transversaux de la côte ouest. 380
Figure 183: Quantification de l'évolution du trait de côte de la façade est au Nord de l'embouchure du Barachois entre 2003-2004 (A), 2004-2005 (B) et 2003-2005 (B). Les repères sont localisés sur la figure.174. 382
Figure 184: Profils topographiques transversaux de la zone nord-est. 384
Figure 185: Quantification de l'évolution du trait de côte de la façade Est au sud de l'embouchure entre 2003-2004 (A), 2004-2005 (B) et 2003-2005 (C). Les repères (S1, S2, S3, S4) sont localisés sur la figure.174. 386
Figure 186: Profils topographiques transversaux de la zone sud-est. 388
Figure 187: Loalisation des prélèvements de sédiments et des profils bathymétriques sur l'avant-côte de l'isthme de Miquelon-Langlade. 397
Figure 188: Profils bathymétrique de la façade ouest et est de l'isthme de Miquelon-Langlade. 398
Figure 189: Profils bathymétriques et gradients des profils 3 (Est et Ouest) situés au centre de l'isthme. 399
Figure 190: Carte sédimentaire de l'avant côte de l'isthme de Miquelon-Langlade. 400
Figure 191: Répartition des sédiments sur les profils bathymétriques à l'Est et à l'Ouest de l'isthme (jaune, sable fin ; orange, gravier et sable fin ; gris, gravier/galet ; rouge, bloc). 401
Figure 192: Extension du stock de sable fin sur l'avant côte entre le Nord et le Sud de la façade ouest de l'isthme de Miquelon-Langlade. 402
Figure 193: Données météorologiques et caractéristiques de l'agitation pendant la campagne 2004 sur la façade ouest de l'isthme. 404
Figure 194: Rose de houle sur la façade ouest de l'isthme de Miquelon-Langlade entre le 17 septembre et 8 octobre 2004. 405
Figure 195: Histogramme de fréquence des hauteurs significatives (a) et des directions (b) sur la côte ouest de l'isthme. Répartition de la hauteur significative en fonction de la direction de l'agitation. 406
Figure 196: Histogramme de fréquence de la période de pic (a) et significative (c). Répartition de la période de pic (b) et significative (d) en fonction de la hauteur significative de l'agitation. 407

Figure 197: Relation entre la hauteur significative de la houle et l'intensité du vent (a). Relation entre la direction de la houle et la direction du vent au point de mesure. 408
Figure 198: Données météorologiques et caractéristiques des courants moyens pendant la campagne 2004. 409
Figure 199: Histogramme de fréquence de la vitesse (A) et de la direction du courant (B). Corrélation entre la vitesse et la direction du courant (C) et entre la vitesse du courant et la hauteur d'eau (D). 410
Figure 200: Exemple de simulation de la propagation de la houle par le modèle SWAN pour une hauteur de 2.5 m au large et une direction de 270°. La localisation du houlographe-courantomètre (S4) est présentée ainsi que trois points références dans les faibles profondeurs (PN, PM, PS). Les 5 transects correspondent aux profils types utilisés dans le cadre de la modélisation du transport sédimentaire par UNIBEST. 414
Figure 201: Simulations de la propagation de l'agitation sur l'avant-côte pour différents scénarios au large. 415
Figure 202: A) Comparaison entre la direction de l'agitation au large et au point de mesure S4 lors de la campagne en mer et des simulations, (B) Comparaison entre la direction de l'agitation au large et en différents points de l'avant-côte lors des simulations. 416
Figure 203: Simulation de la tempête de 1982 (Hs de 4.5 m) et 1972 (Hs de 5.5 m). . 417
Figure 204: Simulation du transport sédimentaire sur la façade ouest en utilisant la formule de Van Rijn, 1993. 420
Figure 205: La passe du Grand Barachois. 421
Figure 206: Présence de barres intertidales et subtidales sur la partie sud-est de l'isthme. 422
Figure 207: Schéma globale de la circulation sédimentaire au voisinage de l'isthme de Miquelon-Langlade (les flèches en noires représentent le transport longshore dominant ; les flèches en bleues, le transport cross-shore secondaire par l'attachement de barres et les flèches en rouges, le transport cross-shore secondaire lié à l'agitation). 423
Figure 208: Schéma conceptuel de la mise en place de l'isthme de Miquelon-Langlade. 430

Liste des tableaux :

Tableau 1 : Paramètres et processus contrôlant la géométrie et l'évolution d'une flèche en contexte d'embouchure (Kraus, 1999). 19
Tableau 2: Caractéristiques des barres de swash dans la littérature. 36
Tableau 3: Relation portant sur l'évolution des embouchures tidales (d'après Kraus, 2001). 42
Tableau 4: Caractéristiques physiques et morphologiques des havres du Cotentin (P.T, prisme tidal ; MSR, marnage moyen de vive-eau). 62
Tableau 5: Pente (tan β) des différentes zones tidales le long de la flèche. 69
Tableau 6: Variation volumétrique des différentes zones tidales sur le profil 1 ($^{+}/_{-}$ X est l'incertitude sur la mesure topographique). Les valeurs sont exprimées en m^3/m.linéaire. 141
Tableau 7: Variation volumétrique des différentes zones tidales sur le profil 2 ($^{+}/_{-}$ X est l'incertitude sur la mesure topographique). Les valeurs sont exprimées en m^3/m.linéaire. 144
Tableau 8: Variation volumétrique des différentes zones tidales sur le profil 3 ($^{+}/_{-}$ X est l'incertitude sur la mesure topographique). Les valeurs sont exprimées en m^3/m.linéaire. 144
Tableau 9: Variation volumétrique des différentes zones tidales sur le profil 4 ($^{+}/_{-}$ X est l'incertitude sur la mesure topographique). Les valeurs sont exprimées en m^3/m.linéaire. 146
Tableau 10: Variation volumétrique des différentes zones tidales sur le profil 5 ($^{+}/_{-}$ X est l'incertitude sur la mesure topographique). Les valeurs sont exprimées en m^3/m.linéaire. 149
Tableau 11: Variation volumétrique des différentes zones tidales sur le profil 6 ($^{+}/_{-}$ X est l'incertitude sur la mesure topographique). Les valeurs sont exprimées en m^3/m.linéaire. 152
Tableau 12: Variation volumétrique des différentes zones tidales sur le profil 7 ($^{+}/_{-}$ X est l'incertitude sur la mesure topographique). Les valeurs sont exprimées en m^3/m.linéaire. 152
Tableau 13: Variation volumétrique des différentes zones tidales sur le profil 8 ($^{+}/_{-}$ X est l'incertitude sur la mesure topographique). Les valeurs sont exprimées en m3/m.linéaire. 154
Tableau 14: Caractéristiques de l'évolution résiduelle des paramètres morphométriques de la barre. 176
Tableau 15: Caractéristiques des vitesses annuelles de migration pour chaque radiale. 177
Tableau 16: Caractéristiques granulométriques du sédiment superficiel en différents points de la barre le 08 janvier 2004. Localisation des prélevement sur la figure 83. 187
Tableau 17: Caractéristiques granulométriques du sédiment superficiel en différents points de la barre le 17 mai 2005. 189
Tableau 18: Caractéristiques granulométriques du sédiment superficiel en différents points de la barre le 09 mai 2006. 189
Tableau 19: Caractéristiques granulométriques des échantillons prélevés à l'intérieur de la barre le 27 avril 2005. 190

Tableau 20: Dates des levés topographiques réalisés au cours de AGMD 01 et coefficients de marée correspondants (R, radiale de la barre ; MNT, Modèle Numérique de Terrain de son environnement). 204
Tableau 21: Budget sédimentaire intertidal calculé pendant AGMD 01 (altitude de reference pour la comparaison = -3 m IGN.69) 215
Tableau 22: Dates des levés topographiques réalisés au cours de AGMD 02 et coefficients de marée correspondants (R, radiale de la barre ; MNT, Modèle Numérique de Terrain de son environnement). 230
Tableau 23: Budget sédimentaire intertidal calculé pendant AGMD 02 (altitude de référence pour la comparaison = -3 m IGN.69). 238
Tableau 24: Caractéristiques des instruments de mesures hydrodynamiques pendant AGS03. 251
Tableau 25: Caractéristiques des instruments de mesures hydrodynamiques pendant AGH02. 255
Tableau 26: Caractéristiques des instruments de mesures hydrodynamiques pendant AGS02. 260
Tableau 27: Caractéristiques des instruments de mesures hydrodynamiques pendant AGH01. 264
Tableau 28: Atténuation de la houle lors du franchissement de la barre pendant la campagne AGH01. 275
Tableau 29: Atténuation de la houle lors du franchissement de la barre pendant la campagne AGH02. 275
Tableau 30: Synthèse sur l'hydrodynamisme et le transport sédimentaire pendant les quatre campagnes. 310
Tableau 31: Variables considérées lors des essais..... 322
Tableau 32: Analyse granulométrique des échantillons de la façade ouest. 381
Tableau 33: Analyse granulométrique des échantillons de la façade nord-est..... 385
Tableau 34: Analyse granulométrique des échantillons de la façade sud-est..... 389
Tableau 35: Synthèse des évolutions du trait de côte et des parametres morphémétrique des plages de la façade ouest et est..... 391
Tableau 36: Limites des classes retenues pour établir le climat annuel de l'agitation simulée..... 413

Morphodynamique des systèmes de flèches sableuses : Etude comparative entre les embouchures tidales de l'Archipel de St Pierre et Miquelon et de la côte ouest du Cotentin (Manche).

Résumé

L'objectif de ce mémoire est de comprendre la formation et l'évolution des flèches sableuses et des tombolos à différentes échelles spatio-temporelles. Dans cette perspective, deux sites ont été choisis, la Pointe d'Agon (Normandie) et l'isthme de Miquelon-Langlade (Archipel de St Pierre et Miquelon).

La Pointe d'Agon présente la particularité d'être une flèche à crochets. Un nouveau mécanisme de formation de ce type de morphologie est proposé sur la base d'une relation entre la dynamique d'une barre de surf migrant sur un delta de jusant et celle du trait de côte. L'allongement de la flèche s'effectue de manière discontinue en parallèle de l'extension de la plate-forme sédimentaire qui la supporte. Le suivi de l'une de ces barres indique qu'elle se déplace à une vitesse de l'ordre de 35 m/an en moyenne sur quelques années. Cependant, des fluctuations de sa vitesse apparaissent à une échelle plus courte car sa cinématique est étroitement corrélée à l'agitation. Une hauteur significative de 0.7 m est nécessaire pour provoquer sa migration. A l'échelle du processus, le déplacement s'opère essentiellement sous l'action des écoulements dans la zone de surf.

La formation et la géométrie de l'isthme de Miquelon-Langlade est liée à deux facteurs importants, à savoir : la présence d'un disponible sédimentaire important et l'existence de conditions hydro-météorologiques contrastées entre les deux façades. La côte ouest présente une érosion généralisée contrairement à la côte est en accrétion. Cette évolution suggère une réouverture possible de l'isthme à court terme.

Abstract

The main objective of this thesis is to understand the formation and the evolution of sandy spits and tombolos using various spatio-temporal scales. In this perspective, two field sites were chosen, the Pointe d'Agon (Normandy) and the tombolo of Miquelon-Langlade (archipelago of St Pierre and Miquelon).

The pointe d'Agon is a complex spit that has on its distal part several well-defined hooks. A new mechanism of formation of this type of morphology is proposed on the basis of a relation between the dynamics of a surf bar, migrating on an ebb delta, and the shoreline. The spit elongates in an intermittent way, in parallel of the extension of the sedimentary platform which supports it. The topographic monitoring of one of these bars indicates that it migrates with a mean speed of 35 m / year over several years. However, speed fluctuations appear to a shorter scale because its kinematics is strictly correlated with wave height. A significant height of 0.7 m is necessary to induce bar migration. On the scale of the process, the movement takes place essentially during the surf action.

The formation and the geometry of the Miquelon-Langlade tombolo is due to two important factors, the presence of available important sedimentary stock and the existence of different hydro-meteorological conditions between both coasts. The west coast presents generalized erosion in opposition to the accretion of the east coast. This evolution suggests a possible reopening of the tombolo in the short-term.