Evolution morphodynamique d'une plage macrotidale à barres : Omaha beach (Normandie)

Alexis Stépanian

▶ **To cite this version:**

Alexis Stépanian. Evolution morphodynamique d'une plage macrotidale à barres : Omaha beach (Normandie). Océan, Atmosphère. Université de Caen, 2002. Français. NNT : . tel-00003997

HAL Id: tel-00003997

https://theses.hal.science/tel-00003997

Submitted on 16 Dec 2003

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.

Morphodynamique Continentale et Côtière
UMR CNRS 6143

UNIVERSITÉ DE CAEN / BASSE-NORMANDIE

U.F.R. : Sciences

ÉCOLE DOCTORALE : Structures, Informations, Matière et Matériaux

THÈSE

présentée par

M. Alexis STÉPANIAN

et soutenue

le 6 décembre 2002

en vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE CAEN

Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Univers, Espace

(Arrêté du 30 mars 1992)

Titre :

Évolution morphodynamique d'une plage macrotidale à barres : Omaha beach (Normandie)

MEMBRES du JURY

M. Claude Larsonneur	Professeur émérite, Université de Caen	***(Directeur de thèse)***
M. Jean-Paul Barusseau	Professeur émérite, Université de Perpignan	***(Rapporteur)***
M. Hervé Chamley	Professeur, Université de Lille I	***(Rapporteur)***
M. Edward Anthony	Professeur, Université du Littoral	
Mlle. Hélène Howa	Maître de Conférences, Université d'Angers	
M. Franck Levoy	Maître de Conférences, HDR, Université de Caen	

Avant-propos

La thèse est un exercice personnel passionnant, parfois frustrant, mais n'est certainement pas un travail solitaire. Aussi, après ces années d'action, de réflexion, et quelques fois de désillusions, il est temps de remercier les personnes qui m'ont accompagné pendant ce temps et depuis longtemps avant.

Les recherches effectuées sur Omaha beach ont été possibles grâce au soutien financier du Programme National Environnement Côtier et de son Action de Recherche Thématique 7 « Hydrodynamique sédimentaire ». La dynamique insufflée par l'ensemble des participants, expérimentateurs et modélisateurs français, a créé une forte émulation et les différentes confrontations d'expériences et de points de vue ont été autant d'expériences souhaitables à tout jeune chercheur en devenir. Je remercie donc l'ensemble des personnes et organismes qui ont mis en place, animé et participé à ce programme.

A l'origine du sujet de cette thèse, Franck Levoy a eu de nombreuses casquettes : encadrant principal, interlocuteur, lecteur, correcteur, co-auteur… Je le remercie aussi pour son soutien lors de tous les problèmes logistiques et administratifs qui ont pu surgir au cours de ma thèse. Je remercie également le professeur Claude Larsonneur qui a suivi l'évolution de ce travail. Sa connaissance étendue de la sédimentologie côtière, ses critiques et nos discussions m'ont guidé sur les chemins parfois sinueux de ma réflexion.

Je suis très reconnaissant envers les professeurs Jean-Paul Barusseau et Hervé Chamley, rapporteurs du manuscrit, pour leur analyse détaillée et constructive. Jean-paul Barusseau a mis les mains dans le sable d'Omaha lors d'une campagne de « beau temps » en 1999 et j'ai pu profiter de sa riche expérience lors de nos multiples rencontres. J'ai eu la chance d'assister à quelques cours de Monsieur Chamley lors de mon passage en DEA au SN5 de Lille et je suis très honoré de sa participation au jury.

Je remercie également le professeur Edward Anthony d'avoir accepté de participer à ce jury, ainsi que pour nos discussions sur Omaha beach même et ses informations bibliographiques sur un sujet qui lui tient particulièrement à cœur.

Hélène Howa fut la première à me mettre une mire topo entre les mains et à me faire courir sur la plage de La Salie, puis du Truc vert, avec la marée montante. Ceci a marqué le début de mon intérêt grandissant pour la dynamique sédimentaire côtière et actuelle. Animatrice de l'ART 7, elle a suivi avec attention mon évolution sous les nuages normands et son enthousiasme communicatif et motivant a contribué à l'aboutissement de ce travail.

Les travaux d'Aart Kroon, chercheur en morphodynamique côtière à l'Université d'Utrecht, ont été une source permanente d'informations bibliographiques, de traitement et d'analyse de données, bref d'inspiration. J'ai également apprécié in situ sa sympathie et son intérêt pour mon travail lors d'une rencontre en congrès. Je regrette qu'il n'ait pu participer au jury de soutenance, mais ses remarques sur le manuscrit et ses questions ne resteront pas sans suite.

Je tiens à remercier l'ensemble du personnel de l'Unité Morphodynamique Continentale et Côtière de l'Université de Caen et de la station marine de Luc-sur-mer. Particulièrement le binôme Agnès Baltzer - Bernadette Tessier, qui m'a permis pour mon plus grand plaisir de sortir de ma plage et de découvrir les missions embarquées de Géologie marine, proches ou lointaines, particulièrement formatrices à tout point de vue. J'ai aussi profité ponctuellement de l'expérience riche et variée des divers chercheurs de l'unité dirigée par Jean-Louis Lagarde. Ainsi, je remercie Anne-Véronique Walter-Simonnet, qui m'a laissé son bureau, Patrick Lesueur, Jean-Claude Brun-Cottan, Olivier Dugué, Bernard Delcaillau, Michel Belorgey, Jean-Pierre Coutard, Jean-Claude Ozouf, Martine Clet-Pellerin, Phil Gibbard, et nos voisins de bureau, Jean-Pierre Lautridou, Edgard Laville et Daniel Levacher. Il y a également le groupe « barbecue, punch et bonne humeur » : Valérie, Alain, Franck, et notre grand intendant Dominique. Les études côtières nécessitant un appareillage fragile et donc un soutien technique de pointe et néanmoins amical, celui-ci a été apporté par les membres de la station marine. Un grand merci à Jean-paul, Laurent, Olivier Labomme et Franck Lelong, mon chef de plongée, pour toutes leurs réalisations et leurs coups de main, et pour les bons moments de terrain que l'on a pu passer à Omaha à Sète en Angleterre et en Hollande, mais surtout pour avoir « débrouillé » un étudiant pas très habile de ses dix doigts, du moins au départ de sa thèse, ça s'est amélioré depuis. Deux magiciens m'ont guidé dans le labyrinthe du

traitement de données : Olivier Monfort dont l'aide en physique, entres autres, est essentielle, et Hélène Rousset dont les divers conseils en programmation m'ont montré comment bosser efficacement et judicieusement.

Il est temps de saluer mes compagnons, parfois de galère, mais surtout de joyeuses rigolades, dont la grande majorité a participé aux manips sur Omaha.

Honneurs aux filles : Christine « swash girl » Degryse-Kulkarny, dans tous les coups depuis les mesures sur le terrain jusqu'aux paellas décapantes au retour des froides journées sur les différentes plages, et Brigitte « swash girl bis » Vlaswinkel, notre hollandaise anglophone fluorescente. Je n'oublie pas Marianne et Sylvie, gardiennes du labo les longs week-ends de rédaction.
Patrice « The Patou » Bretel : l'outil universel, le leatherman de la mesure, l'apôtre de la précision, le chantre de la barre d'erreur, le grand manitou de l'écart à la moyenne. Nul n'est besoin de te saluer plus, tu sais très bien tout ce que je te dois…..Oui, oui, les pintes de Guinness aussi…Comment ça, surtout ?
Damien « Dam's watershed » Butaeye : animal noctuphile et cavernicole, manitou du .jpg, gardien de la tradition du 5722 et du catalogue du vieux campeur.
Jean-Marc « Big JM, euh…envelopped JM, oups ! » Rousset : plongeur mécanicien des fluides et génie civil, pas avare de son temps et parfois de sa personne (désolé…) pour toute action liquide, nocturne, fluorescente, aquatique, mécanique, mathématique, et même parfois géologique (« Mais faut pas pousser !!!»).
Sandric « K2 » Lesourd : koala normand à poil roux spécialiste es SeineAval… C'est bizarre un koala à Omaha mais ça le fait bien en photo sur un quad…avec le chien…
Christophe « K1 » Chevalier : koala nantais houlophile à barbe drue … Le même que le précédent, peut être un peu plus aquatique au large d'Omaha.
Dominique « P'tit Dom » Mouazé : physicien de la couche limite, calme, pondéré, précis… Sûrement pas no brain mais certainement no fear !
David « Bad Dave » Colin : spécialiste footistique et Lorientais vasophile prompt à toute envolée lyrique, parfois dommageable.
Sébastien « Bad Seb » Garnaud : vasouilleux temporaire de la Seine, chef de mission au large de Deauville, un peu moins lyrique mais tout aussi efficace et dévastateur.
Renaud Coueffe : pas de surnom à ce Géologue du Sud-Est, un dur de la plaine mais grand connaisseur du littoral.

Salut aussi aux thésards M2Ciens en cours ou en finition et courage.

Des mercis encore à mes aînés bordelais : Denis Michel, dont la soutenance de thèse a sa part de responsabilité dans mon choix de formation, et qui m'a conseillé chaque fois que j'en ai eu besoin, les siamois du BRGM, Pinia et Cyril, et Amaury, présent au Truc Vert par une belle journée de mars 1997.

Je n'oublie pas non plus les membres d'une expédition australe mémorable : Daniel, mon aîné arménien, Elisabeth, Eric et Jean-Louis, les chiefs et co-chiefs de mission, Agnès (encore merci…), Jean-Jacques, Isabelle, Irène, les membres de l'IPEV, les marins du Marion-Dufresne II, les royaux, les papous, les pétrels, et autres albatros.

Je salue également mes jeunes collègues docteurs du PNEC et d'ailleurs, répartis au quatre coins de la France et de l'Europe, « Glut »Yann et Johanna, Raphaël, mon jumeau microtidal, Sophie, ma jumelle interstellaire, Pierre, Elisabeth, Thomas (pas Dr, mais c'est pas grave..), Benoît, Cyril… ainsi que les futurs docteurs Magali, Cynthia, Franck du Truc Vert, « Glut » Christophe, et « Glut » Didier….

Pendant ces années, Kader Benazzi m'a permis de décompresser et de tutoyer le haut-niveau. Je l'en remercie ainsi que tous les membres du KC Karaté.

Il y a bien sûr des gens qui m'accompagnent depuis longtemps dont l'aide et la compagnie ont été et restent éminemment bénéfiques : Sébastien, Fabien et P'tite Alex, Amynn et Laurence, en constituent le noyau dur.

Frédérique est là depuis moins longtemps, mais elle est tout autant indispensable.

Enfin, mes parents nous ont donné très tôt le pied marin et le goût des choses de la mer, plutôt utiles dans un cursus porté vers l'océanographie. Je les remercie avec ma grand-mère, mes frères et beau frère, mes sœur et belle sœur, et leur magnifique progéniture, pour avoir réussi maintes fois à me sortir, pour mon plus grand bien, du laboratoire les week-ends, et à égayer de mes trop peu nombreux retours en Aquitaine. C'est à eux que je dédie ce travail.

« Vous arrivez devant la nature avec des théories, la nature flanque tout par terre. »

Auguste Renoir

Sommaire

Liste des symboles 3

Préambule 5

INTRODUCTION GENERALE 9

CHAPITRE I - MORPHODYNAMIQUE DES PLAGES A BARRES : REVUE BIBLIOGRAPHIQUE 15

I Considérations théoriques de l'étude morphodynamique des plages 17
II Morphodynamique des plages tidales 21
III Les plages à barres sableuses 31
IV Les barres intertidales 42
V Bilan bibliographique et démarche de l'étude 51

CHAPITRE II - CADRE PHYSIQUE ET MORPHODYNAMIQUE D'OMAHA BEACH 53

I Cadre physique 55
II Cadre morphodynamique d'Omaha beach 60
III Synthèse 72

CHAPITRE III - ÉVOLUTION MORPHODYNAMIQUE A COURT-TERME 77

I Évolution morphodynamique lors de conditions de faible agitation 78
II Évolution morphodynamique en conditions d'agitation modérée 109
III Synthèse de l'évolution morphodynamique à court-terme 128

CHAPITRE IV - ÉVOLUTION MORPHODYNAMIQUE A MOYEN TERME 131

I Inventaire des données topographiques et hydrodynamiques 134
II Identification des séquences d'évolution morphodynamique des barres intertidales à moyen terme 136
III Morphodynamique des systèmes barres – bâches 153
IV Impacts des tempêtes sur la morphologie intertidale 178
V Synthèse de l'évolution morphodynamique à moyen terme 200

CONCLUSIONS GENERALES 203

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES 217

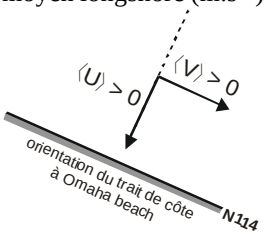
ANNEXES 233

Annexe 1 - Méthodologie des levés topographiques 235
Annexe 2 - Données hydrodynamiques (marée et agitation) et météorologiques 245
Annexe 3 - Modèles Numériques de Terrain d'Omaha beach 253

TABLE DES MATIERES ET LISTES DES ILLUSTRATIONS 265

Liste des symboles et abréviations

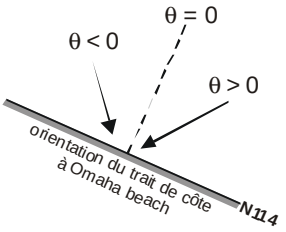
A = coefficient d'asymétrie des vitesses orbitales
C = célérité de l'onde ($m.s^{-1}$)
C_g = vitesse de groupe ($m.s^{-1}$)
d_{50} = médiane granulométrique (m)
E = énergie de la houle (J)
E_i = énergie incidente de la houle (J)
E_r = énergie réfléchie de la houle (J)
g = accélération de la pesanteur ($9{,}81 m.s^{-2}$)
h = hauteur d'eau locale (m)
h_b= hauteur d'eau au point de déferlement (m)
H = hauteur de la houle (m)
H_0 = hauteur de la houle au large (m)
H_b = hauteur des brisants (m)
H_{inf} = hauteur des vagues infragravitaires (m)
H_{max} = hauteur maximale de la houle (m)
H_{rms} = hauteur quadratique moyenne de la houle (m)
$H_s \approx H_{1/3}$ = hauteur significative de la houle (m)
$H_{s,max}$ = valeur maximale de la hauteur significative de la houle (m)
$H_{s,moy}$ = valeur moyenne de la hauteur significative de la houle (m)
$H_{s,0}$ = hauteur significative de la houle au large (m)
H_s/h = hauteur relative de la houle
H_s/L = cambrure de la houle
$k = 2p/L$ = nombre d'onde (m^{-1})
L = Longueur d'onde de la houle (m)
L_0 = Longueur d'onde de la houle au large (m)
p = facteur de porosité du sable (≈ 0,4)
P = flux d'énergie de la houle par mètre de crête ($J.s^{-1}$)
Q = taux de transport sédimentaire ($m^3.min^{-1}.m$)
Q_x = taux de transport sédimentaire cross-shore ($m^3.min^{-1}.m$)
Q_x = taux de transport sédimentaire longshore ($m^3.min^{-1}.m$)
$R = E_r/E_i$ = coefficient de réflexion de la houle
T = période de la houle (s)
T_s = période significative de la houle (s)
$T_{s,moy}$ = valeur moyenne de la période de la houle significative (s)
$T_{s,0}$ = période significative de la houle au large (s)
T_p = période de pic de la houle, associée à la plus forte énergie spectrale (s)
U_w = amplitude maximale des vitesses orbitales de la houle ($m.s^{-1}$)
U_{on} = vitesses orbitales onshore ($m.s^{-1}$), moyenne du tiers supérieur des vitesses
U_{off} = vitesses orbitales offshore ($m.s^{-1}$), moyenne du tiers supérieur des vitesses
$\acute{a}U\tilde{n}$ = courant moyen cross-shore ($m.s^{-1}$)
$\acute{a}V\tilde{n}$ = courant moyen longshore ($m.s^{-1}$)



Repère de représentation des courants moyens en fonction de leur direction.

w_s = vitesse de chute des sédiments ($m.s^{-1}$)
Z_0 = épaisseur de remaniement (m)

b = pente de la plage (°)
$e = \dfrac{0.5Hw^2}{g\tan^2 b}$: surf scaling parameter
g = critère de déferlement (0,78)
$\acute{a}g\tilde{n}$ = coefficient de saturation de la zone de déferlement, coefficient d'atténuation de la houle
q = angle d'incidence de la houle par rapport à la normale à la côte (°)



Conventions choisies pour le signe de q.

$w = 2\pi/T$ = pulsation de l'onde (s^{-1})
r_w = masse volumique de l'eau de mer (≈ $1025\ kg.m^{-3}$)
r_s = masse volumique du sable (≈ $2650\ kg.m^{-3}$)
$W = H/w_s T$: paramètre de Gourlay (1968)

LW = Long Waves = vagues infragravitaires (0,05 Hz – 0,005 Hz)
SW = Short Waves = vagues incidentes (0,05 Hz – 0,33 Hz)
MSR = Mean Spring Tide Range = Marnage moyen en Vives-eaux (m)
MAR = marnage / *MSR*
RTR = MSR/H_b : Relative Tide Range = marnage relatif

Préambule

Omaha beach n'est pas une plage macrotidale à barres parmi d'autres. C'est une plage historique dont la forme du profil transversal a intrigué et motivé de nombreux géologues marins et géomorphologues des années quarante. Ce texte de Francis Shepard en présente les diverses raisons.

« Off the long sand beaches the offshore does not ordinarily have an uninterrupted slope. Profiles usually indicate the presence of troughs and submerged sand bars. These bars and troughs are a considerable menace to boat landings and also source of danger to swimmers. The serious effect of the bars on landing operations during the Second World War led to considerable investigation of the phenomenon. Landing craft coming into a beach that had submerged bars were likely to get stranded on the bars and were often turned broadside (broached) to the waves which were breaking at that point, with the result that the boat were upset or swamped. If the personnel could disembark in the shallow water of the bar where the boat was stuck, there was a danger that in wading shoreward they would encounter deep water in the inner trough where they were might be drowned because of their heavy equipment. Offshore troughs, like those inside the low-tide terraces are likely to have the further danger of concentrated currents. These currents, in turn, cause many deep holes which are a hazard to bathers. »

F.P. Shepard, 1948
Submarine Geology

INTRODUCTION GENERALE

« Le commencement de toutes les sciences, c'est l'étonnement de ce que les choses sont ce qu'elles sont. »

Aristote

Introduction générale

D'une importance économique et touristique primordiale, le littoral est un milieu fragile et instable, à moins de 60 km duquel vit environ 70% de la population mondiale, soit près de 4 milliards de personnes. Une telle pression démographique accompagnée de l'importance des enjeux industriels et économiques associés nécessite une prise de conscience de la fragilité des façades littorales. En effet, 80% du linéaire côtier mondial est en cours d'érosion à des taux de l'ordre du centimètre à la dizaine de mètres par an (Pilkey & Hume, 2001), sous la forte influence de la remontée du niveau marin mesurée depuis une centaine d'années. A cette tendance naturelle causée par la poursuite de la transgression holocène débutée voila une quinzaine de milliers d'années, s'ajoute l'impact des activités humaines qui modifient les équilibres climatiques, tendant à accroître la température de l'atmosphère et la fonte des glaces continentales, accélérant par conséquent la remontée du niveau moyen de la mer à l'échelle globale (Bird, 1986 ; Paskoff, 1987 ; Pirazolli, 1989 ; Duplessy, 1990 ; parmi de nombreux auteurs).

Les littoraux sableux

Interfaces entre le milieu marin et le domaine continental, les littoraux sableux représentent environ 34% du linéaire côtier mondial (Hardisty, 1994). Ce sont des zones complexes et très dynamiques où interagit un grand nombre de facteurs physiques, biologiques et sédimentaires. Dans ces environnements, la tendance érosive naturelle est accélérée par des actions anthropiques qui ont introduit un déséquilibre dans les processus côtiers en limitant le volume de sable nécessaire au maintien des plages et à la stabilité du trait de côte (Paskoff, 1998). La dynamique naturelle des sédiments fluviatiles, principale source d'alimentation des côtes, est entravée par l'aménagement des cours d'eau (barrages, stabilisation des berges). Localement, les effets néfastes d'ouvrages de protection (digues, épis, wharf, ouvrages portuaires) perturbent la dynamique sédimentaire littorale. Enfin, l'extraction de granulats marins peut avoir des conséquences préjudiciables sur la stabilité du trait de côte en aggravant le déficit sédimentaire de la zone côtière.

Une protection raisonnée des plages en vue d'aménagements adéquats contre l'érosion marine nécessite donc une compréhension préalable, d'une part, des processus physiques interagissant dans la zone littorale, d'autre part, des processus morphodynamiques qui conditionnent l'évolution altimétrique des fonds côtiers. Les connaissances acquises visent à élaborer des outils fiables de prédiction de l'évolution morphologique des plages, composantes primordiales du système « côte sableuse » et ce, à différentes échelles de temps.

Le PNEC - Programme National d'Environnement Côtier

C'est dans ce contexte que se situe le Programme National d'Environnement Côtier (PNEC) au sein de l'Action de Recherche Thématique ART7 « Hydrodynamique sédimentaire des côtes sableuses ». Programme pluridisciplinaire regroupant divers laboratoires universitaires français, il combine une approche métrologique de l'évolution morphodynamique des plages et une approche déterministe basée sur l'utilisation et l'amélioration de modèles numériques simulant la circulation hydrodynamique et le transport sédimentaire.

L'objectif principal d'une telle recherche est d'améliorer nos connaissances et nos capacités prévisionnelles des transferts sédimentaires sur les littoraux. Il est ainsi nécessaire de prendre en compte les divers composants du système « côte sableuse » (avant-côte, plage, dune) et d'étudier leur comportement morphodynamique propre et leur interaction en terme de transferts sédimentaires.

Le PNEC focalise ses réflexions de manière spécifique sur l'évolution morphodynamique des barres, morphologies tabulaires longitudinales particulièrement courantes sur les littoraux sableux. Elles sont généralement reconnues comme un moyen de protection du trait de côte en dissipant l'énergie des vagues de tempête et constituent des réservoirs sableux dont les relations avec le budget sédimentaire des littoraux sont à déterminer. Afin de tenir compte de la variabilité des cadres hydrodynamiques des plages françaises, du nombre et du type de barres présentes, trois sites représentatifs de cette diversité hexagonale ont été sélectionnés comme chantiers d'études (Figure 1 ; Tableau 1) :

- **Sète**, plage méditerranéenne au marnage microtidal et à l'agitation modérée ;
- **Le Truc Vert** sur la côte Aquitaine, plage océanique soumise à une forte houle et au marnage mésotidal ;
- **Omaha beach** sur la côte normande, plage macrotidale soumise à une faible agitation.

site	marnage moyen de vive-eau	$H_{s,0,moy}$	période moyenne de la houle	médiane granumétrique d_{50} (mm)	pente moyenne de la plage $Tan\ \beta$
Sète	microtidal (0,2 m)	0,7 m	5 s	0,225	0,02
Le Truc vert	mésotidal (4 m)	1 m	10 s	0,300	0,05
Omaha beach	macrotidal (6,2 m)	0,4 m	6 s	0,260	0,015

Tableau 1 - Caractéristiques générales des sites chantiers du PNEC - ART7.
$H_{s,0,moy}$: valeur moyenne annuelle de la hauteur significative de la houle au large.

Chaque plage est caractérisée par des systèmes particuliers de barres sableuses en fonction de leur nombre, de leur amplitude et de leur localisation par rapport aux niveaux marégraphiques moyens (Figure 1).

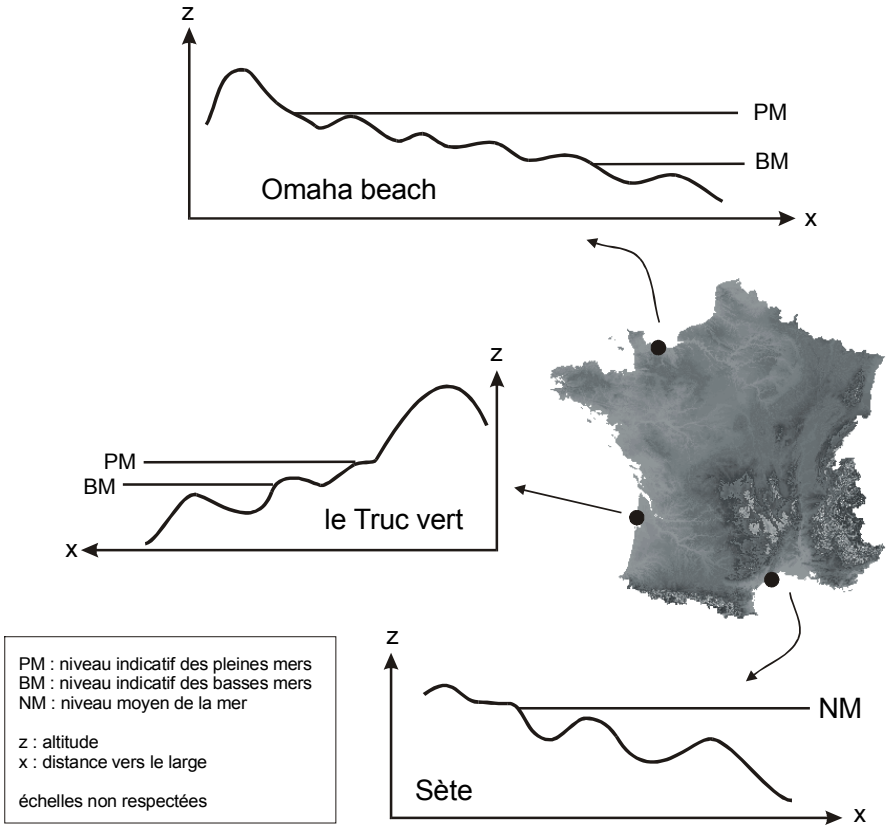


Figure 1 - Localisation et morphologie comparée des profils de plage des sites chantiers du PNEC ART7

La problématique : l'évolution morphodynamique d'une plage macrotidale à barres

Ce mémoire présente les études réalisées au sein du PNEC sur la plage d'Omaha beach entre 1999 et 2001. Située sur la côte du Calvados, Omaha beach est représentative des plages macrotidales soumises à une faible agitation du fait de sa situation en bordure de mer semi-fermée. Les systèmes de barres présents sur cette plage sont intertidaux et d'amplitude réduite. Ces morphologies sont localement dénommées « barres et bâches » (Photo. 1), barres pour la crête des bancs et bâches pour les creux. Ce trait morphologique caractérise bon nombre des littoraux sableux du Nord-Ouest de l'Europe, en particulier en Irlande, Angleterre, Hollande, Belgique et France, où il est présent sur une majorité des plages sableuses de Dunkerque à la côte est du Cotentin.

Le but principal de ce travail est de comprendre les processus à l'origine de la formation et de la mobilité de ces systèmes de barres à différentes échelles de temps. Il se base essentiellement sur une approche empirique à partir d'observations morphologiques régulières et de mesures physiques des agents dynamiques, vagues et courants. L'acquisition de données topographiques, hydrodynamiques et concernant les transports sédimentaires, s'est effectuée suivant deux approches temporelles complémentaires :

- **Une approche à court terme** basée sur deux campagnes de mesures intensives, chacune d'une durée de deux à trois semaines. A cette échelle de temps, l'objectif est de suivre quotidiennement l'évolution morphologique de l'estran et de quantifier les agents de transport

sédimentaire par le déploiement d'instrumentation de mesures hydrodynamiques. La finalité recherchée est de comprendre et de quantifier l'évolution morphologique (construction/érosion des barres) au cours de périodes hydrométéorologiques particulières, telles que des périodes de faible agitation ou des épisodes de tempêtes isolées. Les informations acquises à cette échelle de temps facilitent par la suite l'analyse des évolutions morphodynamiques à moyen terme.

Photo. 1 – Systèmes de barres et bâches sur Omaha beach - avril 1999

- **L'approche à moyen terme** consiste à analyser les variations morphologiques de la zone intertidale d'Omaha beach, à l'aide d'un suivi topographique à un pas de temps mensuel. En parallèle, les caractéristiques hydrodynamiques (houle et marée) sont obtenues par un enregistrement quasi-continu à l'interface subtidal-intertidal. Ce suivi s'étend de février 1999 à février 2001. Pendant cette période, 25 levés topographiques ont été réalisés à l'aide d'un DGPS centimétrique sur une zone de 400 m de linéaire côtier. Les méthodologies des mesures topographiques et hydrodynamiques, sont détaillées respectivement dans les annexes 1 et 2.

L'ensemble des données recueillies constitue une base de données précises qui doit permettre d'apporter des éléments de réponses à nombres de questions à propos de la formation et la mobilité et le devenir des barres intertidales à plus ou moins long terme.

- Concernant la formation des barres, quels sont les processus dynamiques qui gérent leur apparition? Les théories actuelles identifient toutes un facteur hydrodynamique (déferlement, *swash*, ondes infragravitaires) prépondérant sur le développement morphologique. En est-il de même sur Omaha beach ?
- Un deuxième point important est le comportement morphodynamique de ces barres à court et moyen terme. Cela concerne leur mode de mobilité. Est-il séquentiel ou non ? Existe-t-il des périodes particulières favorisant la construction des barres intertidales ? Quelles sont les vitesses de construction ? Comment et pourquoi sont-elles détruites ? Quel est leur relation avec le budget

sédimentaire côtier ? Ont-elles un comportement morphologique identifiable sur une longue période de temps ? Est il prévisible ?

La réponse à l'ensemble de ces questions doit permettre la mise au point d'un modèle d'évolution des barres et bâches intertidales. L'utilisation de ce modèle doit permettre de prédire empiriquement les changements morphodynamiques possibles de ce type de plage.

Organisation du mémoire

Le premier chapitre présente une revue bibliographique synthétique de la morphodynamique des plages macrotidales et des barres sableuses littorales. La présentation des différentes hypothèses de leur formation et l'inventaire des modèles de mobilité disponibles actuellement, permet de dégager des interrogations précises concernant le fonctionnement morphodynamique des systèmes de barres et bâches d'Omaha beach.

Le contexte physique et dynamique de l'étude est présenté dans le second chapitre. Une synthèse des résultats, issus de l'analyse statistique des bases de données hydrodynamiques et topographiques constituées, clôt cette partie en détaillant le cadre morphodynamique de la plage d'Omaha.

Le troisième chapitre concerne les évolutions morphodynamiques des barres sableuses étudiées à une courte échelle de temps. Les résultats des campagnes de terrain sont présentés suivant des scénarios météorologiques particuliers. Ainsi, la campagne de mai 1999 s'est déroulée dans des conditions d'agitation faible et celle d'octobre 2000 lors de périodes d'agitation modérée. Le comportement d'Omaha beach dans de telles conditions permet de préciser l'évolution morphologique et autorise une approche des processus hydrodynamiques de formation, de mobilité et de destruction des barres intertidales.

L'évolution à une échelle de temps mensuelle des systèmes de barres et bâches est développée dans le quatrième chapitre. Après une brève présentation des données disponibles, une analyse qualitative de celles-ci nous permet de discriminer des séquences d'évolution morphodynamique à moyen terme à partir d'une paramétrisation énergétique de l'agitation. Par la suite, les particularités morphologiques des barres intertidales sont détaillées à l'aide d'une analyse morphométrique qui insiste sur leur variations de forme au cours de leur migration dans le sens du profil. Une approche similaire est également employée pour décrire les évolutions longitudinales des barres et la dynamique des chenaux de drainage associés. Une dernière partie précise les impacts des tempêtes sur les barres et les bâches et insiste sur leur rôle dans l'évolution à moyen terme.

L'ensemble de ces résultats est alors intégré dans l'élaboration d'un modèle d'évolution morphodynamique type d'une plage macrotidale à barres et à bâches.

CHAPITRE I

MORPHODYNAMIQUE DES PLAGES A BARRES : REVUE BIBLIOGRAPHIQUE

« Que chacun raisonne en son âme et conscience, qu'il se fasse une idée fondée sur ses propres lectures et non d'après les racontars des autres. »

Albert Einstein

Chapitre I

Morphodynamique des plages à barres : revue bibliographique

I CONSIDÉRATIONS THÉORIQUES DE L'ÉTUDE MORPHODYNAMIQUE DES PLAGES

Les littoraux sont des environnements particulièrement dynamiques soumis à un large spectre de forçages (tectoniques, eustatiques, hydrodynamiques). Ces conditions aux limites déterminent leur formation et leur évolution à différentes échelles de temps. Ainsi, l'évolution d'un littoral à l'échelle des temps géologiques (10^6 ans) est essentiellement contrôlée par des facteurs tectoniques et eustatiques. A l'échelle des temps historiques, la morphologie du littoral est fonction de la climatologie locale (fréquence des tempêtes, vents dominants) et des processus côtiers à haute fréquence (vagues, marées, courants, turbulence). L'étude de l'évolution morphodynamique des littoraux consiste à relier les forçages hydrodynamiques, les processus de transport sédimentaire et le développement morphologique à toutes les échelles de temps (Wright & Thom, 1977). Cette approche implique la définition des propriétés d'un système morphodynamique, ainsi que l'examen des échelles spatio-temporelles auxquelles l'évolution du système côtier peut être appréhendée.

I.1 Bases de l'analyse morphodynamique

I.1.1 Définition d'un système morphodynamique

Un système morphodynamique est constitué d'un objet géomorphologique qui réagit aux variations d'une composante dynamique par un ajustement morphologique. Cette réponse est une tentative de mise à l'équilibre de la morphologie par rapport aux nouvelles conditions de forçages. Dans le cas des systèmes littoraux, la topographie des fonds côtiers est en constant ajustement avec la dynamique du milieu fluide. Cet ajustement morphologique est le résultat d'un gradient de transport sédimentaire (Figure I. 1).

Une modification des forçages génère une modification de la dynamique des fluides, du transport sédimentaire et l'interaction de ces processus avec la morphologie initiale est à l'origine de la construction d'une nouvelle morphologie. Des phénomènes de rétroactions sur la dynamique des fluides et le transport sédimentaire peuvent être soit positifs (autocontrôle, *self organization*), ou

négatifs (autorégulation, *self regulation*) [Cowell & Thom, 1994]. Un processus d'autocontrôle renforce la tendance d'évolution du système en augmentant le déséquilibre, alors qu'un processus d'autorégulation inverse la tendance et amène le système vers un équilibre.

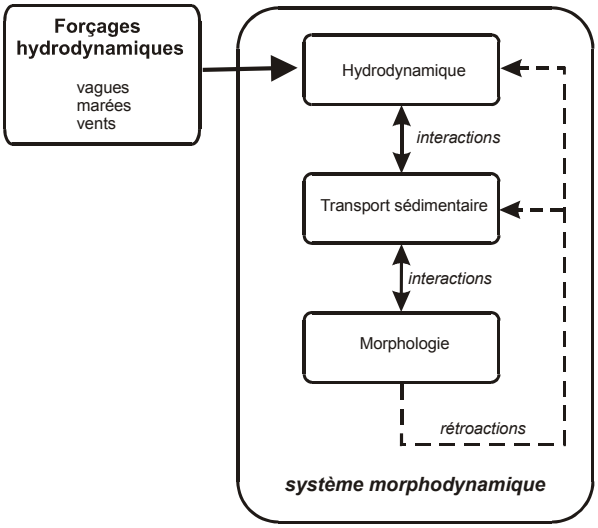


Figure I. 1 – Composants d'un système morphodynamique côtier.

I.1.2 Notion d'équilibre morphodynamique

L'équilibre morphodynamique est défini comme un état dans lequel le système reste inchangé au cours du temps (Kraus, 2001). Ce concept est largement utilisé en morphodynamique côtière notamment avec un objectif de modélisation quantitative (De Vriend *et al.*, 1993 ; Cowell & Thom, 1994). En raison du caractère stochastique des forçages hydrométéorologiques, les états d'équilibre décrits sont des équilibres dynamiques instables : le corps géomorphologique réagit en permanence aux variations de forçages et oscille autour d'un état dont la forme peut être appréhendée à l'aide de longues séries de données (Larson & Kraus, 1995).

Le temps entre la modification de l'hydrodynamique et la construction morphologique est divisé en (1) temps de réaction (*reaction time*, temps entre le changement hydrodynamique et le début de la modification morphologique) et (2) temps d'ajustement (*relaxation time*, temps de mise à l'équilibre de la morphologie). Kroon (1994) précise d'une part, que le temps de réaction est négligeable dans les systèmes côtiers, et d'autre part que le temps d'ajustement est une mesure de l'inertie morphologique du système, fonction de l'hydrodynamique et du volume sédimentaire concerné par la réponse morphologique.

I.1.3 Evolution morphodynamique

L'évolution morphodynamique d'un système côtier est classiquement décrite comme une évolution markovienne[1], définie comme une succession d'états morphologiques (Wright & Thom, 1977). Ce concept est la base théorique de développement de modèles d'évolution des plages

[1] Evolution graduelle par états successifs interdépendants. Markov : Mathématicien russe (1856-1922)

(Sonu, 1973 ; Short, 1979 ; Wright & Short, 1984, 1985 ; Horikawa, 1988 ; Short & Aagaard, 1993). Dans ces modèles supportés par un paramétrage hydrodynamique, le système morphodynamique subit des variations graduelles et réversibles entre deux états extrêmes. Les états intermédiaires dépendant de l'état précédent, l'évolution morphodynamique d'un système doit donc être étudiée en prenant en compte l'état morphologique initial, la réponse à une variation des forçages étant non linéaire en fonction de celui-ci (notion héritage morphologique, *state dependant*).

I.2 Relations spatio-temporelles en morphodynamique côtière

En fonction de l'échelle de temps à laquelle il est étudié, le comportement d'un système morphodynamique côtier (plage, embouchure, dune, estuaire) peut être très variable. A chaque échelle de temps est associée une représentativité spatiale se référant à l'amplitude volumique des changements morphologiques mis en jeu. L'examen des relations spatio-temporelles qui conditionnent le devenir d'un système côtier constitue une mesure de la stabilité du système aux variations de forçages (Kroon, 1994). Dans le cas d'un système côtier, De Vriend (1991) suppose l'existence d'une relation linéaire entre l'amplitude des évolutions spatiales subies par le système et l'échelle temporelle de ces évolutions. Il découle de cette relation primaire une hiérarchisation spatio-temporelle des processus dynamiques qui contrôlent l'évolution de la zone côtière (Figure I. 2).

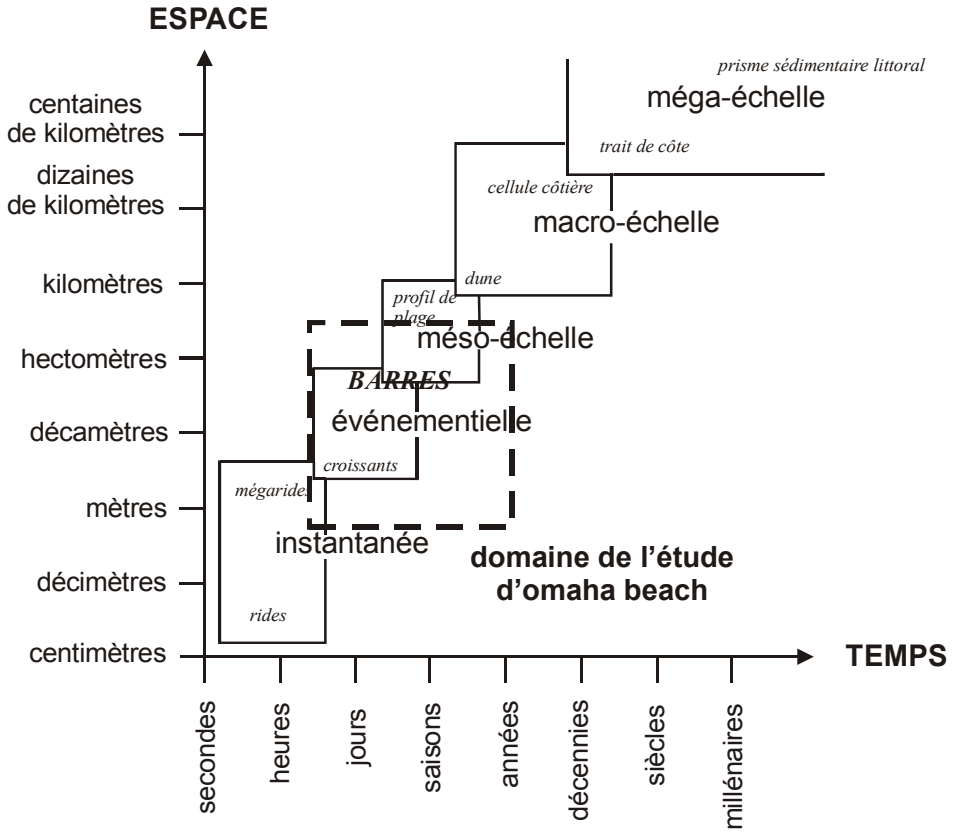


Figure I. 2 - Relation spatio-temporelle des systèmes morphodynamiques côtiers. Synthèse proposée d'après Stive et al.(1991), Cowell & Thom (1994), Larson & Kraus (1995), et Levoy (2000).

Nous retenons ici un découpage spatio-temporel issu d'une synthèse de divers auteurs en insistant toutefois sur le caractère conceptuel d'une telle classification. En effet, dans un système

naturel, de grands volumes sédimentaires peuvent être mis en jeu durant des évènements catastrophiques de très courte durée alors qu'un corps sableux de petite dimension peut être très stable pendant une longue période de temps (Kroon, 1994). De plus, les limites internes de ce découpage se superposent partiellement.

Les barres sableuses d'Omaha beach sont étudiées à l'aide de campagnes de mesures journalières à l'échelle évènementielle, qui incorpore les évolutions morphologiques liées à des périodes allant de la journée à quelques semaines. Le suivi morphologique mensuel mis en place sur Omaha beach s'intègre dans une approche morphodynamique à méso-échelle ou moyen terme. Les évolutions saisonnières représentent une large proportion des changements morphologiques impliqués dans ce découpage. L'évolution annuelle du profil de plage, des barres sableuses sous l'effet des tempêtes saisonnières, les migrations de chenaux des embouchures sont des exemples de changements morphologiques appréhendés à cette échelle.

Enfin, rappelons que la relation spatio-temporelle selon laquelle un système morphodynamique côtier évolue, dépend de sa position géographique. Plus l'objet étudié est situé au large, plus l'évolution est contrôlée par des phénomènes à basse fréquence et relève donc de grandes échelles temporelles (Wright *et al.*, 1985). Ainsi, la zone intertidale, zone extrêmement dynamique, est en ajustement rapide avec les conditions hydrodynamiques, et la réponse morphodynamique s'étale sur de courtes échelles de temps (Figure I. 3).

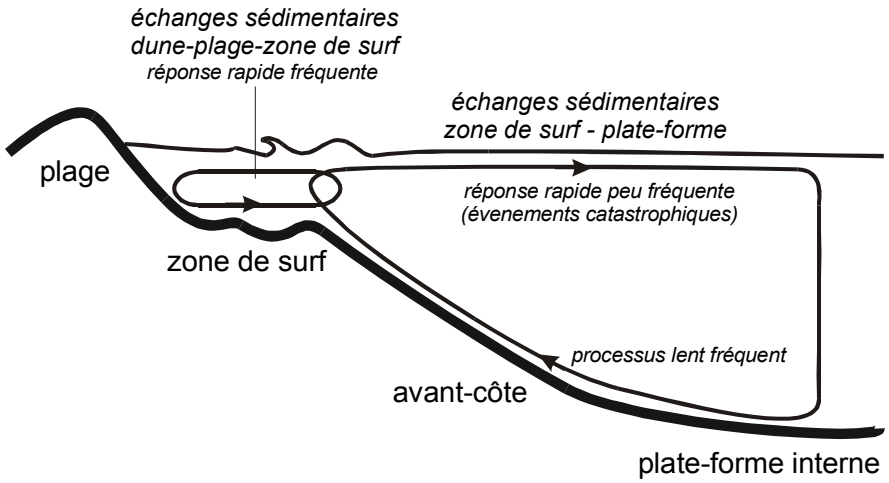


Figure I. 3 - Échelles et fréquences des réponses morphologiques des différents compartiments du domaine côtier (d'après Wright et al., 1985, in Van Rijn, 1998).

II MORPHODYNAMIQUE DES PLAGES TIDALES

Les plages sont des zones littorales d'accumulation de sédiments détritiques, des sables fins aux galets, mobilisés sur la plate-forme par la dernière transgression (Guilcher, 1954 ; Paskoff, 1994). Elles ont pour rôle de protéger la zone littorale de l'impact des tempêtes, par dissipation de l'énergie des houles.

Environnements particulièrement variables à travers le monde, les plages et leurs caractéristiques dépendent de la géométrie du littoral (océan ouvert ou mer semi-fermée, courbure du trait de côte, présence de caps rocheux…), de la nature et du volume sédimentaire disponible, du régime d'agitation (saisonnier, cyclonique, alternance beau/mauvais temps), et enfin du contexte tidal (marnage, régime diurne, semi-diurne). Le régime climatique et la latitude ont un rôle également conséquent (Short, 1999). Tous ces facteurs vont conditionner la morphodynamique des plages sableuses dont nous présentons ici un bref rappel, en insistant toutefois sur les plages macrotidales.

II.1 Caractérisation morphologique des plages

Le profil de plage présente généralement une forme concave depuis la dune vers le large. Il peut présenter des morphologies comme des barres sableuses sur l'ensemble du profil, ainsi que des croissants de plage, formes plus rares et éphémères au niveau de la berme en haut de plage. Dans les environnements tidaux, la zone littorale est compartimentée en plusieurs zones morphologiquement distinctes en fonction des niveaux de marée :

- le domaine subtidal (*subtidal zone*) est le domaine situé au-dessous du niveau des basses mers. Il est perpétuellement immergé et soumis à l'action des vagues, des courants de marée et des courants généraux. Il est constitué de la plate-forme interne (*offshore*) et de l'avant-côte (*shoreface*) proche de la zone intertidale.
- le domaine intertidal (*intertidal zone, foreshore*) est situé dans la zone de battement des marées. La largeur de la zone est directement fonction de l'amplitude du marnage et de la pente de la plage. Cette zone est très dynamique en raison du balayage de l'estran par la marée. Dans les environnements macrotidaux, la plage intertidale est également divisée en trois unités morphosédimentaires définies par les niveaux marégraphiques (Figure I. 4) [Wright *et al.*, 1982 ; Jago & Hardisty, 1984 ; Horn, 1993 ; Levoy, 1994]:

- la basse plage (*lower foreshore, low tidal zone*) entre le niveau moyen des basses mers de vive-eau (BMVE) et le niveau moyen des basses mers de morte-eau (BMME).
- la moyenne plage (*middle foreshore, mid tidal zone*) entre le niveau moyen des basses mers de morte-eau (BMME) et le niveau moyen des pleines mers de morte-eau (PMME) ;
- la haute plage (*upper foreshore, high tidal zone*) entre le niveau moyen des pleines mers de morte-eau (PMME) et le niveau moyen des pleines mers de vive-eau (PMVE) ;

Une telle zonation marégraphique est également une distinction morphologique. Sur les plages macrotidales, la haute plage présente la plus forte pente, qui décroît vers le large, la basse plage pouvant être souvent assimilée à une terrasse plane (Horn, 1993 ; Levoy, 2000).

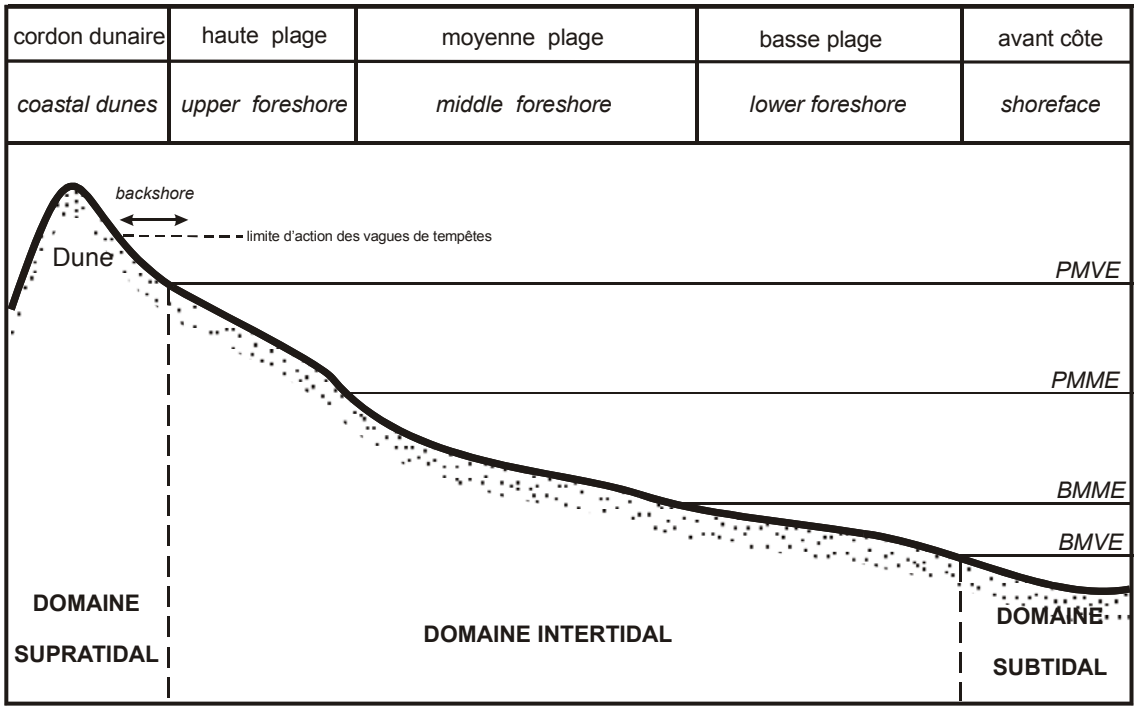


Figure I. 4 - Morphologie de la plage en environnement macrotidal (d'après Wright et al., 1982, et Levoy, 1994, modifié).

- le domaine supratidal est le domaine supérieur du profil de plage. C'est sur cette zone que se développe le cordon dunaire sous l'effet des apports éoliens en provenance de la zone intertidale et de leur interaction avec la végétation (Hesp, 1999). C'est une zone qui s'étend de la limite du niveau de pleine mer de vive-eau à l'arrière de la dune. Il est soumis épisodiquement à l'action de vagues de tempêtes qui érodent le flanc marin de la dune (zone de *backshore*).

II.2 Hydrodynamique des plages

La zone littorale est une zone complexe où se produisent de nombreuses interactions entre les agents dynamiques responsables des circulations hydrodynamiques. La figure I.5 présente une vision schématique de la nature et de la répartition des divers processus hydrodynamiques dans la zone côtière.

II.2.1 Les caractéristiques de l'agitation

Les ondulations du plan d'eau se propageant du large vers la côte peuvent être subdivisées en deux catégories, les vagues incidentes et les ondes infragravitaires.

II.2.1.1 Les vagues incidentes (T < 20 s)

Ce sont les ondulations de la surface libre les plus visibles et les plus énergétiques. C'est le moteur principal des transports sableux et des évolutions morphologiques des fonds. La propagation des vagues du large à la côte s'accompagne de transformations de leur caractéristiques en fonction de la topographie des fonds côtiers. Les caractéristiques de la houle vont évoluer depuis les conditions au large (H_0, L_0, T_0) jusqu'à la plage après déferlement suivant un continuum schématisé sur la figure I.6.

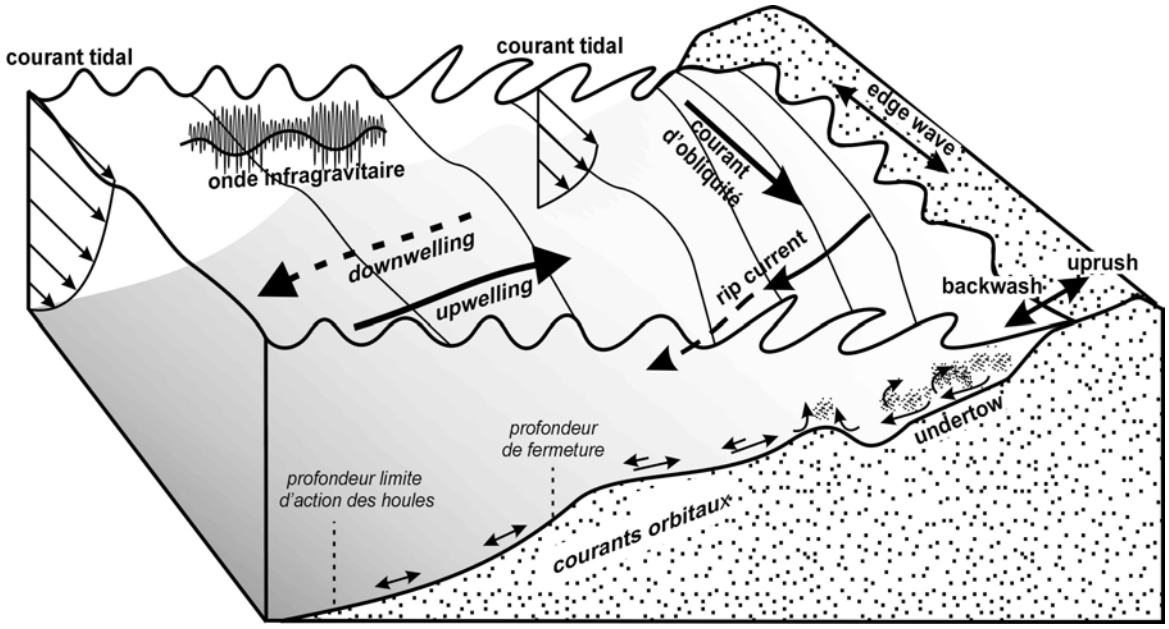


Figure I. 5 - Processus hydrodynamiques dans la zone côtière.

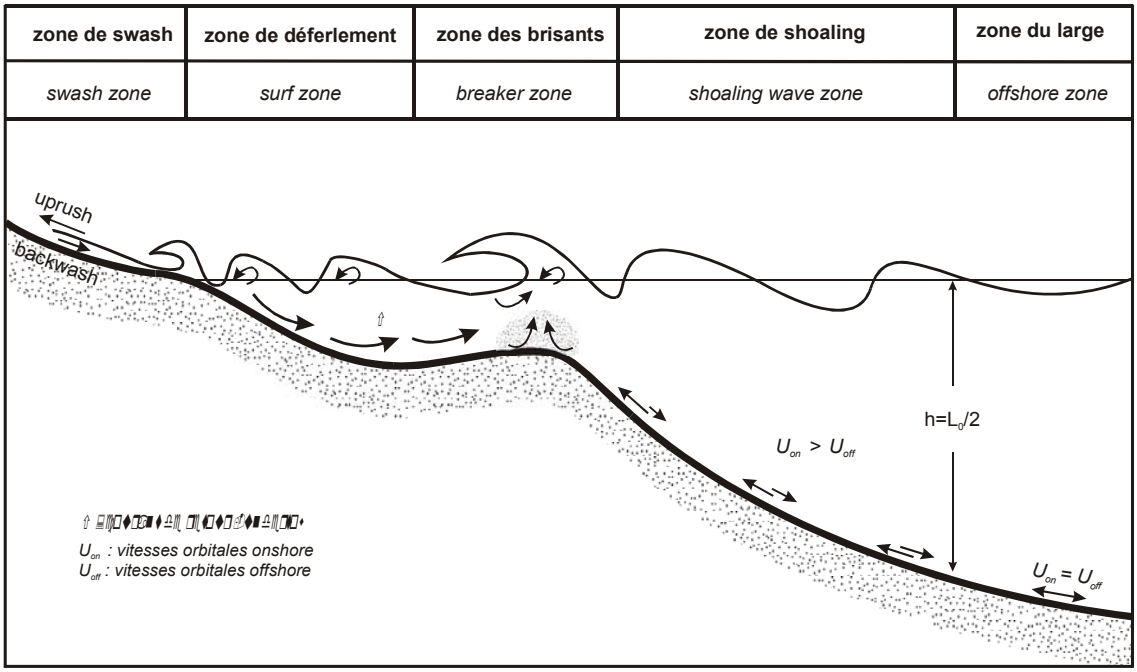


Figure I. 6 - Processus hydrodynamiques induits pas les vagues incidentes T > 20 s.

Il en résulte une zonation du domaine côtier et de la plage en fonction des processus hydrodynamiques liés aux transformations des vagues lors de leur propagation :

- la zone du large (*offshore zone*) : Dans cette zone située au niveau de la plate-forme continentale, les vagues ne subissent aucune transformation liée à la topographie des fonds, la

profondeur d'eau étant trop importante. Cependant, elle peut être épisodiquement affectée par les courants orbitaux des vagues de tempêtes.

- la zone de *shoaling (shoaling wave zone)* : Il n'existe pas d'équivalent français de *shoaling*, ce terme anglo-saxon sera donc utilisé dans ce mémoire. Dans cette zone, la profondeur d'eau est telle qu'il se produit une perte d'énergie des vagues par friction sur le fond. Cette friction entraîne une augmentation de la hauteur des vagues et une réduction de la longueur d'onde. Tout au long de la propagation des crêtes vers la côte, il se produit donc une augmentation de la cambrure des vagues (H/L) s'accompagnant d'une augmentation de l'asymétrie des courants orbitaux au niveau des fonds ($U_{on} > U_{off}$), qui participent à un transport sédimentaire résiduel vers le haut de plage, dans les conditions d'agitation les plus courantes (Komar & Miller, 1973, Soulsby, 1997).

- la zone des brisants (*breaker zone*) : Cette zone très dynamique est le lieu de dissipation maximale de l'énergie des vagues incidentes. Le déferlement des vagues se produit lorsque la profondeur d'eau devient trop faible comparée à leur hauteur. Dans le cas d'une onde monochromatique, le déferlement se produit quand $h_b=H_b/\gamma$ avec γ comme critère de déferlement ($\gamma = 0{,}78$, Mc Cowan, 1894). En condition naturelle où la houle est aléatoire et la mesure directe de H_b délicate, le coefficient de saturation de la zone de déferlement $\langle\gamma\rangle$, calculé à partir de mesures in situ, s'avère plus adéquat pour déterminer la hauteur d'eau critique (Thornton & Guza, 1982 ; Sallenger *et al.*, 1985). Le type de déferlement est fonction de la pente de la plage, déferlements glissants (*spilling breaker*) sur des pentes faibles, déferlements plongeants (*plunging breaker*) et frontaux (*surging breaker*) sur des fonds à forte pente (Galvin, 1968 ; Bonnefille, 1992).

- la zone de déferlement (*surf zone*) : Cette zone marque la transition entre le déferlement des vagues et leur amortissement total sur la plage. C'est une région particulièrement complexe où les vagues, après s'être brisées, se propagent sous forme de fronts d'ondes (*bores*) et peuvent se reformer pour à nouveau déferler près de la plage. Des effets de turbulence et de vortex contribuent à la complexité des écoulements dans ce milieu. Un courant orienté vers le large compense l'afflux d'eau dans cette zone. Ce courant de retour (*undertow*) est proportionnel à la hauteur des vagues dans la zone de déferlement (Svendsen, 1984b ; Greenwood & Osborne, 1990). Un courant d'obliquité est également présent dans le cas d'incidence oblique des houles à la côte.

- la zone de *swash* (*swash zone*) : cette zone est caractérisée par l'oscillation périodique d'une mince couche d'eau sur la plage sous la forme du jet de rive (*uprush ou swash*) et de la nappe de retrait (*backwash*). La périodicité des oscillations est modulée à la fois par la période des vagues déferlantes, mais aussi par les ondes infragravitaires qui ont une influence notable sur l'hydrodynamique de cette zone (Ruessink, 1998a,b ; Butt & Russel, 2000).

En régime méso- et macrotidal, le cycle semi-diurne implique la migration de ces zones sur le profil de plage, si bien que chaque point de la plage est soumis à la succession de ces processus. La zone intertidale subit en particulier le balayage de l'estran par la zone de *swash* et la zone de déferlement. De plus, la largeur des zones est fonction de l'amplitude de la houle au large. En effet, les vagues de tempêtes déferlant plus au large, la zone de déferlement est alors très large et peut présenter plusieurs lignes de brisants. A l'inverse, en conditions de très faible agitation, le déferlement primaire

se produit juste au niveau du rivage et il y a, dans ce cas, une transition directe entre la zone des brisants et celle de *swash*.

II.2.1.2 Les ondes infragravitaires

Ces oscillations du plan d'eau couvrent une bande de fréquence d'environ 0,05 Hz à 0,005 Hz, les limites étant variables suivant les auteurs. Ce phénomène a été mis en évidence par l'analyse spectrale d'enregistrement de la houle (Munk, 1949). L'origine de ces ondes longues est due à l'interaction entre les vagues incidentes, la topographie des fonds, les courants générés par les vagues et les différents courants côtiers (Van Rijn, 1998). Les revues de Ham *et al.* (1993) et Ruessink (1998a) synthétisent les caractéristiques principales des ondes infragravitaires. Nous renvoyons le lecteur à ces auteurs pour des développements mathématiques de ce phénomène. Ce chapitre se limite à une description conceptuelle permettant de définir ce processus complexe.

Les oscillations infragravitaires sont étroitement liées aux groupements de vagues incidentes. Celles-ci sont organisées en groupe de petites vagues et de grosses vagues en raison de leur différence de célérité (List, 1991). Une onde « forcée » de basse fréquence (*bound long wave,* BLW) est associée aux groupes de vagues avec un creux dans les groupes de grosses vagues et une crête dans les groupes de vagues plus petites (Figure I. 7).

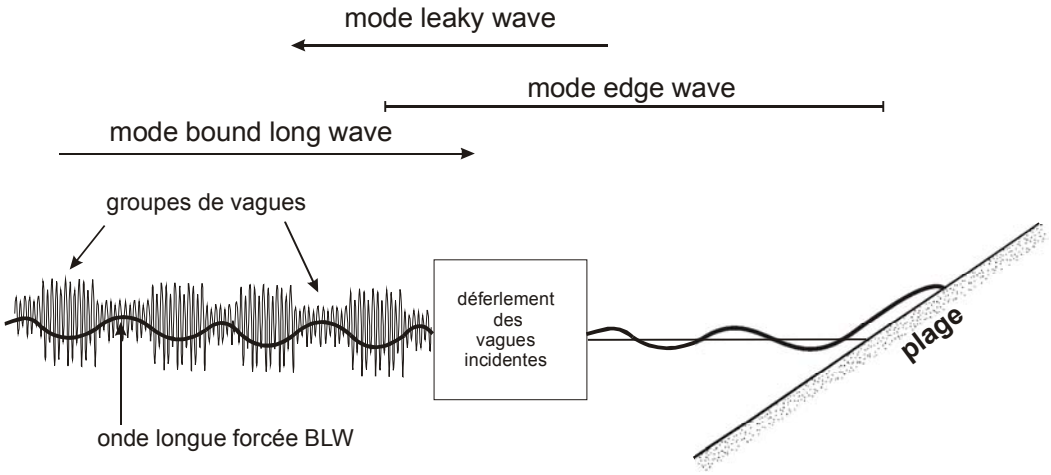


Figure I. 7 - Représentation schématique de l'existence d'onde infragravitaire libre dans la zone de déferlement (d'après Oltman-Shay & Hathaway, 1989, in Ruessink,1998a).

Les mesures réalisées dans la zone de déferlement montrent que l'énergie infragravitaire est associée essentiellement à l'existence d'une oscillation infragravitaire libre (Howd *et al.*, 1991). Sa présence est due à la libération d'onde BLW lors du déferlement des vagues incidentes (Ruessink, 1998a). L'onde libre ainsi libérée peut être soit réfléchie par la plage et repartir vers le large, c'est le mode d'onde libre « fuyante » (*leaky wave mode* LW). Dans le cas d'une incidence oblique, elle peut être piégée à la côte par réfraction sur les fonds et se propager parallèlement au trait de côte, c'est le mode d'onde de bord (*edge wave*).

L'importance des oscillations infragravitaires croît du large vers la côte tant en milieu microtidal que macrotidal (Guza & Thornton, 1985 ; Masselink & Hegge, 1995). Elles sont donc particulièrement observables dans la zone de *swash*. Les ondes de bord sont fréquemment désignées

comme responsables d'une répartition périodique des gradients de transport *longshore*, à l'origine de la formation de structures rythmiques, comme les croissants de plage ou la présence périodique de rip-channel (Holman et Bowen, 1982 ; Coco *et al.*, 2001). Le mode BLW/LW participe au transport des sédiments dans la direction *cross-shore* (Roelvink, 1993a ; Russell, 1993 ; O'Hare & Huntley, 1994).

Récemment, des oscillations de très basse fréquence (*far infragravity waves* ou *shear waves*, 200-600 s) ont été mises en évidence dans le courant *longshore* de certaines plages (Bowen & Holman, 1989 ; Lippman *et al.*, 1999). Les travaux de Miles *et al.* (2000) sur la plage d'Egmond an Zee montrent que ces oscillations sont localisées près de la laisse de basse mer.

Le rôle des ondes infragravitaires dans le transport sédimentaire en suspension est secondaire par rapport aux mouvements orbitaux des vagues incidentes (Huntley & Hanes, 1987 ; Davidson *et al.*, 1993 ; Russell, 1993 ; Aaagard *et al.*, 1998). Les vagues incidentes ($T < 20$ s) sont les agents de remise en suspension des sédiments qui sont transportés par les courants générés par des oscillations à basse fréquence ($T > 20$ s) et les courants de marée sur les plages tidales. L'énergie des oscillations infragravitaires dans la zone de déferlement étant étroitement liée à l'énergie des vagues incidentes, l'influence de ce processus est d'autant plus importante en période de forte énergie (Russell, 1993 ; Masselink & Hegge, 1995).

II.2.1.3 Les courants générés par les vagues

Ces courants sont localisés dans la zone des brisants et dans la zone de déferlement. On distingue le courant de retour (*undertow*), les courants d'arrachement (*rip-currents*) et le courant d'obliquité parallèle à la côte.

- Le courant de retour sur le fond (*undertow*) est un courant dirigé vers le large dans la zone de déferlement. C'est un courant stable dont l'intensité est proportionnelle à la hauteur des vagues (Svendsen, 1984b).
- Les rip-currents (courants sagittaux, ou d'arrachement) sont des courants qui compensent l'afflux d'eau à la côte suivants des chenaux préférentiels (Van Rijn, 1998). Ils peuvent atteindre des vitesses très élevées et sont périodiquement répartis sur le littoral (Short, 1985 ; Short & Brander, 1999). La présence d'une onde de bord est considérée comme la cause la plus probable de leur répartition (Huntley & Short, 1992). Ils affectent toute la tranche d'eau.
- Le courant d'obliquité est un écoulement *longshore* généré par le déferlement des vagues obliques par rapport à la côte. C'est le responsable du transit littoral ou dérive littorale. Il est maximal dans la zone des brisants et la zone de déferlement et il décroît en amplitude vers le rivage (Komar & Inman, 1970 ; Bayram *et al.*, 2001).

II.2.2 Influences de la marée sur l'hydrodynamique des plages

La marée est une oscillation périodique de l'hydrosphère sous l'effet combiné de l'attraction de la lune et du soleil. En tout point du globe, elle est définie par son amplitude (marnage) et son régime (diurne, semi diurne). Davies (1964) répertorie les environnements côtiers en fonction de l'amplitude du marnage en vives-eaux. Il définit le marnage microtidal (< 2 m), mésotidal entre 2 et 4 m, et macrotidal pour les marnages supérieurs à 4 m. A partir de l'étude des plages de la côte ouest du Cotentin, Levoy (2000) a introduit le terme d'environnement mégatidal pour les côtes soumises à des marnages supérieurs à 8 m.

L'influence de la marée sur la morphodynamique des plages s'exerce de plusieurs manières. D'une part, les courants de marée participent au transport des sédiments. D'autre part, l'amplitude de la marée module l'action des vagues sur le profil de plage et génère un balayage de l'estran par une succession de processus hydrodynamiques.

II.2.2.1 Les courants de marée

Sur les plages, les courants de marée sont alternatifs. Ils sont généralement parallèles à la côte et leur vitesse décroît du large vers le rivage (Wright *et al.*, 1982, Horn, 1993). La distribution des vitesses du courant de marée sur la verticale de la tranche d'eau suit un profil logarithmique du type Prandtl - von Karman (Figure I. 8) :

$$U(z) = \frac{u_*}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right) \qquad \textit{Eq. I. 1}$$

avec u_* : vitesse de cisaillement, z_0 : hauteur de rugosité équivalente, k : constante de von Karman (0,40), $U(z)$: vitesse du courant à la hauteur z du fond.

Particulièrement influents sur la dynamique sédimentaire des plages macrotidales, ils participent au transport longitudinal des sédiments qui sont remis en suspension par les houles.

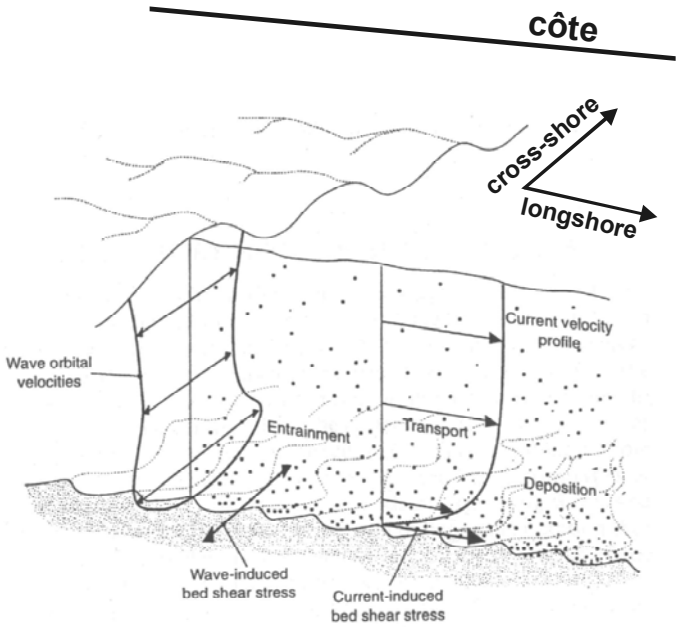


Figure I. 8 - Profil logarithmique des vitesses du courant de marée et interaction houle-courant (d'après Soulsby, 1997, modifié).

II.2.2.2 Effets de la marée sur les vagues

II.2.2.2.1 Migration des zones d'action des vagues

Sur les plages microtidales, la zonation hydrodynamique en fonction de la propagation des vagues est clairement établie (Figure I. 6). En environnement tidal, en raison de la variation

quotidienne du niveau de la mer, la position de ces zones migre périodiquement sur le profil de plage. Chaque point de la plage est donc soumis à un enchaînement de processus hydrodynamiques (*shoaling*-brisants-déferlement-*swash*) en plus des courants de marée. Il en résulte que la compartimentation des estrans sableux macrotidaux (Figure I. 4) est fonction des processus dynamiques qui dominent l'évolution topographique des fonds (Wright *et al.*, 1982). Ceci est confirmé par les descriptions des figures sédimentaires des estrans macrotidaux (Hawley, 1982 ; Jago & Hardisty, 1984 ; Horn, 1993) ainsi que les modélisations numériques de Masselink (1993). La figure I.9 présente les simulations réalisées par Masselink & Short (1993), déterminant l'importance relative des processus hydrodynamiques sur trois cas de plages à marée en fonction de leur marnage relatif *RTR* (*Relative Tide Range RTR = MSR/*H_b avec *MSR,* marnage moyen de vives-eaux et H_b, hauteur modale des brisants).

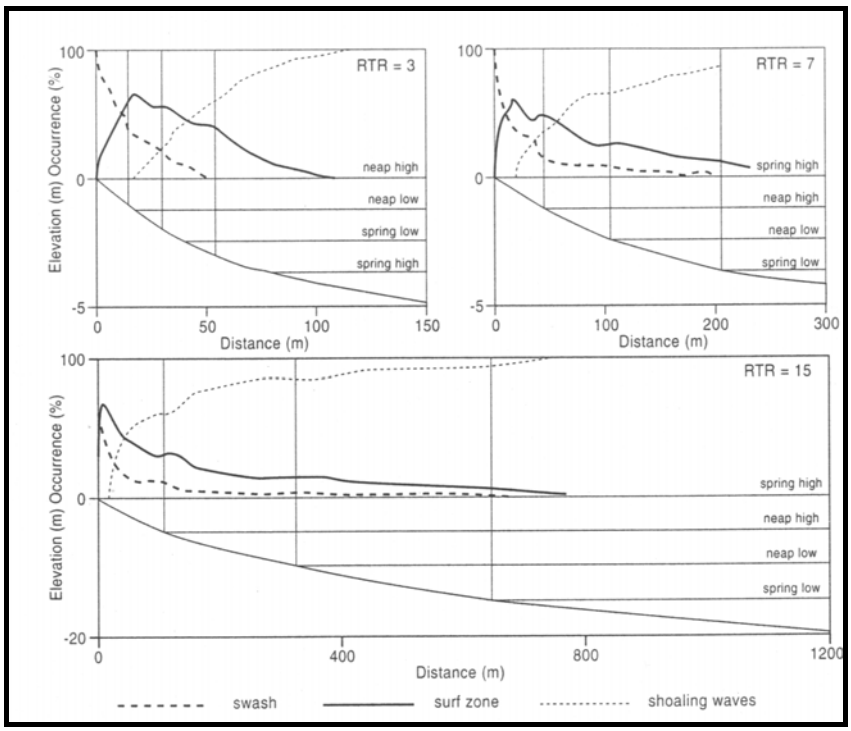


Figure I. 9 - Occurrence relative des processus de swash, déferlement et shoaling, sur un profil de plage pendant un cycle semi-lunaire pour trois plages au marnage relatif RTR différent (d'après Masselink & Short, 1993).

Ainsi pour les plages à fort marnage (*RTR* > 3), le domaine subtidal et la basse plage sont dominés par les processus de *shoaling* des vagues non déferlantes et les courants de marée. La moyenne plage est principalement soumise aux processus de *shoaling* et de déferlement. La haute plage est quant à elle conditionnée par l'action des processus de déferlement et de *swash*.

II.2.2.2.2 Modulation de la hauteur des vagues

Sur le profil concave des plages macrotidales, les phénomènes de friction des vagues sur les fonds sont moins importants à marée haute. La hauteur des vagues enregistrée à marée haute est alors supérieure à celle enregistrée à marée basse. L'énergie des vagues incidentes est dissipée par les faibles profondeurs d'eau sur le domaine subtidal (Wright *et al.*, 1982 ; Jago & Hardisty, 1984). Levoy *et al.* (2001) précisent que la fluctuation du plan d'eau sur la hauteur des vagues au cours d'un cycle

tidal est également ressentie sur le domaine subtidal du Golfe Normand-Breton au large de la côte ouest du Cotentin.

II.2.2.2.3 Caractérisation des ondes infragravitaires sur les plages macrotidales

L'étude morphodynamique de la plage macrotidale de Cable beach (Australie) par Wright *et al.* (1982) montre une augmentation de l'importance des ondes infragravitaires (0,005-0,05 Hz) à marée haute. Ils considèrent que ces oscillations sont supérieures au moment des étales et attribuent cet effet à la diminution de la vitesse de translation du niveau d'eau sur le profil. Or, Masselink & Hegge (1995) contredisent ces résultats en montrant que l'importance des ondes infragravitaires n'est pas corrélée avec l'état de la marée. Ils montrent en fait que la hauteur des ondes infragravitaires H_{inf} est proportionnellement liée à la hauteur des vagues incidentes H_0 au large ($H_{s,inf} = -0{,}01+0{,}18H_{s,0}$) en accord avec les résultats de Huntley *et al.* (1981) et Guza & Thornton (1985). L'augmentation de l'énergie infragravitaire en haute plage est alors considérée comme la conséquence directe des hauteurs des vagues incidentes, supérieures à marée haute.

II.2.3 Les courants générés par le vent

En fonction de son incidence et de son intensité, l'action du vent sur la masse d'eau est à l'origine de variations du niveau du plan d'eau à la côte. Ainsi les forts vents de mer entraînent une augmentation du niveau de l'eau (surcote *wind set up*). A l'inverse les vents de terre repoussent les eaux vers le large en créant une décote (*wind set-down*) de l'eau à la côte.

Ces variations sont alors compensées par des circulations dans la masse d'eau. Durant les périodes de tempêtes, la surcote est importante et l'afflux d'eau est compensé par un courant de fond dirigé vers le large (*downwelling*) qui peut être en partie responsable de l'érosion des fonds (Héquette & Hill, 1993). Lors des périodes de forts vents de terre, les eaux de surface sont repoussées vers le large. Il se produit alors, au niveau du fond, un courant de compensation dirigé vers le rivage et qui remonte à la côte (*upwelling*).

A ces surcotes dues aux vents s'ajoutent les effets de surcotes atmosphériques dues à la pression exercée par la masse d'air sur le niveau de la mer. Ces phénomènes sont particulièrement significatifs sur les environnements microtidaux (Kroon, 1994 ; Akouango, 1997 ; Wolf, 1997).

II.3 Les classifications morphodynamiques des plages

L'établissement d'une classification morphodynamique a pour intérêt principal de caractériser une plage suivant divers paramètres pour la comparer avec une plage type afin d'obtenir rapidement un ensemble de renseignements sur son évolution potentielle (accrétion ou érosion). Des paramètres environnementaux sans dimension, incluant généralement des variables décrivant l'hydrodynamique, les caractéristiques granulométriques et la pente du profil, sont généralement utilisés.

La première classification morphodynamique des plages concerne principalement les plages microtidales soumises à des houles de haute énergie (Short, (1979). Il existe un continuum des

évolutions morphologiques entre des états qualifiés de dissipatifs à pente faible et de réflectifs à pente forte (Wright & Short, 1984), suivant le *surf scaling parameter* ε défini par Carrier & Greenspan (1958) comme suit :

$$\varepsilon = \frac{0{,}5 H_b \sigma^2}{g \tan^2 \beta} \qquad \textit{Eq. I. 2}$$

avec H_b, hauteur des brisants (m), g, accélération de la pesanteur (m.s^{-2}), σ fréquence radiante (2π/T), et β, pente de la plage (°).

Short (1991), puis Masselink & Short (1993) ont développé une classification qui intègre les plages méso-et macrotidales. En se basant sur la bibliographie existante sur les plages macrotidales, Short (1991) en distingue trois catégories en fonction du marnage et de la hauteur modale des brisants H_b. Le Groupe 1 englobe les plages à profil concave et à pente faible soumises à de fortes houles (Wright *et al.*, 1982 ; Hawley, 1982 ; Jago & Hardisty, 1984). Le Groupe 2 concerne les plages à profil à multiples barres intertidales, type *ridges and runnels beaches* de King & Williams (1949), situées dans des environnements à faible agitation (H_b< 0,5 m). Enfin, le Groupe 3 est une transition entre les plages macrotidales dominées par la houle et les environnements sédimentaires à très fort marnage dominés par la marée (*Tidal flats*, Mc Cave & Geiser, 1978).

La classification de Masselink & Short (1993) regroupe les diverses plages étudiées sur les côtes australiennes dans des catégories définies par deux paramètres environnementaux adimensionnels, le paramètre de Gourlay (1968) Ω et le marnage relatif *RTR* (Relative Tide Range) (Figure I. 10).

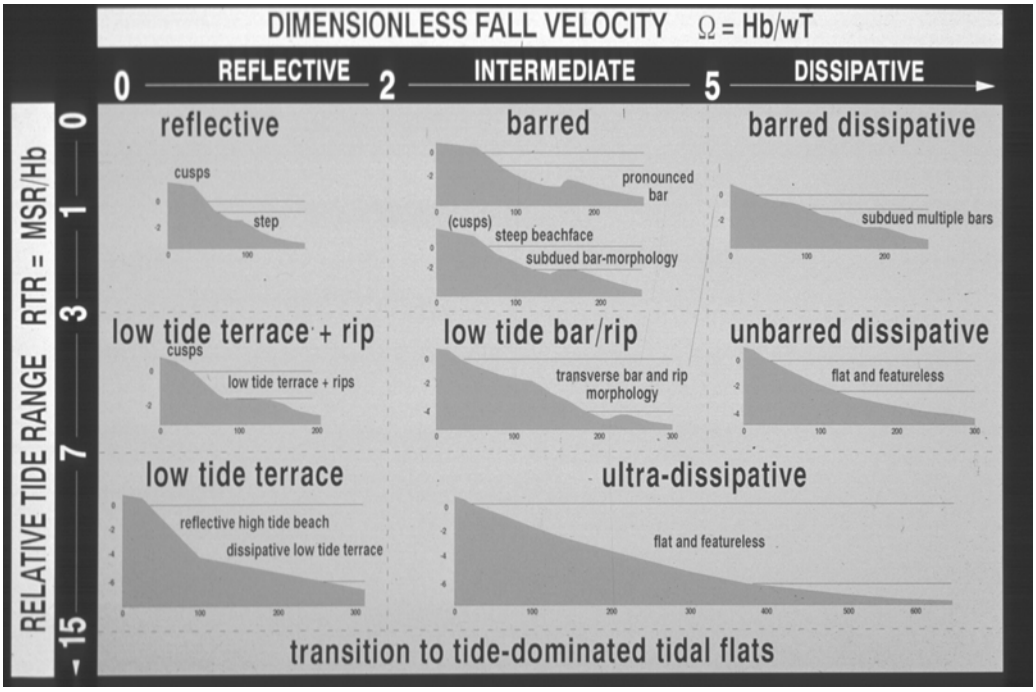


Figure I. 10 - La classification morphodynamique des plages sableuses de Masselink & Short (1993).

Le paramètre de Gourlay (1968), ou vitesse de chute adimensionnelle, quantifie le caractère réflectif ou dissipatif du profil de plage et de la zone de déferlement. Il est défini par :

$$\Omega = \frac{H_b}{w_s T} \qquad \textit{Eq. I. 3}$$

avec H_b, hauteur modale des brisants (m), w_s, vitesse de chute de la particule ($m.s^{-1}$), T, période modale de la houle (s).

Le marnage relatif *RTR* est un indicateur de la dominance respective des processus de *swash*, de déferlement ou de *shoaling* conditionnant la morphologie du profil (Masselink, 1993). Il permet donc d'identifier un large spectre de plages en fonction de l'influence de la marée par rapport à l'amplitude de l'agitation.

$$RTR = \frac{MSR}{H_b} \qquad \textit{Eq. I. 4}$$

avec *MSR*, Mean Spring Tide Range, marnage moyen de vives-eaux (m), H_b, Hauteur modale des brisants (m).

Masselink & Short (1993) ne retiennent pas dans leur classification, les plages macrotidales à barres intertidales (Groupe 2, Short, 1991), similaires à Omaha beach. Elles sont englobées dans les plages ultra-dissipatives, les caractéristiques de la plage de Blackpool (King & Williams, 1949) et celle de Druridge Bay (King , 1972) étant inclues dans l'élaboration de cette classification. Pour Masselink & Short (1993), la présence de barres intertidales est un caractère secondaire des plages ultra-dissipatives pouvant se développer en fonction des caractéristiques des sédiments et de leur disponibilité. Ils considèrent de plus que c'est un caractère additionnel de plages au $RTR > 3$.

Cette classification, basée essentiellement sur les données acquises sur les plages australiennes n'est donc pas exhaustive. Horn (1993) signale l'inadéquation des plages macrotidales de l'île de Man (Mer d'Irlande) avec les catégories retenues et Levoy *et al.* (2000) proposent une modification des paramètres environnementaux employés. Pour les plages mégatidales de la côte ouest du Cotentin, ils préconisent l'emploi du *surf scaling parameter* ε à la place du paramètre Ω, mieux à même de préciser le caractère dissipatif de ces estrans par la prise en compte de la pente de la plage dans son calcul. Ces quelques exemples montrent que la classification n'est pas chose figée et doit s'enrichir de la diversité des plages macrotidales, dont celles à barres.

III LES PLAGES À BARRES SABLEUSES

Les barres sableuses sont particulièrement communes sur les plages. Elles sont présentes sur les environnements micro-, méso et macrotidaux. Cependant, les marnages mégatidaux semblent être un facteur limitant la formation de ces corps (King, 1972 ; Levoy, 2000). En plus du marnage, le climat d'agitation, la périodicité des tempêtes, la pente générale de l'avant-côte, de la plage et les caractéristiques sédimentologiques (granulométrie, densité, disponibilité sédimentaire) sont les paramètres qui conditionnent la présence de barres sur les littoraux (Kroon, 1998).

Ces corps sédimentaires ont fait l'objet de nombreuses études depuis une cinquantaine d'années. Mais, en raison de leur variabilité, leur évolution morphodynamique et les processus qui les contrôlent restent mal compris. Leur importance dans l'évolution sédimentaire de la zone côtière est pourtant primordiale. Elles constituent en effet la première ligne de défense contre la mer, en participant à la dissipation de l'énergie des vagues de tempêtes en provoquant leur déferlement au large. Elles sont de plus des réservoirs sableux importants dont les relations avec la dynamique du trait

de côte sont encore mal identifiées en raison notamment de la rareté de longues séries de données (Guillen *et al.*, 1999).

III.1 Historique de l'étude des barres sableuses

Les premières descriptions de ces corps sédimentaires sont le fait d'Elie de Beaumont (1845)[1]qui mentionne conjointement les bancs sous-marins et les bancs présents sur les plages. Cornaglia (1887)[2] les observe en Méditerranée et Cornish (1898) décrit des structures rythmiques sableuses sur une plage anglaise. Il note la construction d'une ride de sable (*full*) au devant du déferlement pendant une période de vents de terre, accompagnée de l'excavation d'un sillon (*low*) après la ligne des brisants. A la suite de Russel (1885) [3] et Gilbert (1890)[4], Evans (1940) étudie les barres sous-marines présentes le long du lac Michigan (*ball and low*) et propose une origine de formation des barres en relation avec la position des brisants.

La deuxième guerre mondiale donne un élan décisif à l'étude des processus qui conditionnent l'hydrodynamique et la morphologie des littoraux sableux. Dans ce contexte, l'école britannique de géomorphologie a largement contribué à l'étude des plages à barres dans la perspective du débarquement allié sur les côtes françaises. Les travaux de King & Williams (1949) synthétisent les recherches réalisées pendant la guerre. Elles s'appuient sur des observations des plages d'Afrique du Nord, du Sud de la France et de l'Angleterre, mais aussi sur les premiers modèles physiques issus d'expérimentations en canal à houle. Ils concluent à une distinction nécessaire entre les processus menant à la formation des barres sous-marines des côtes africaines qui peuvent présenter des formes linéaires et en croissant, et les barres intertidales de la plage macrotidale de Blackpool (GB) qu'ils qualifient de « *ridges and runnels* ». Les recherches américaines se poursuivent également durant les années 40 et les textes de Keulegan (1948)[5] et Shepard (1948) regroupent les travaux sur les *longshore bars* ou *offshore bars* réalisés au sein du Beach Erosion Board (BEB). Ils portent sur les lacs, ainsi que sur la côte ouest des Etats-Unis.

Entre 1950 et 1980, la recherche en géomorphologie côtière va être particulièrement influencée par la recherche pétrolière avide d'analogues actuels des réservoirs clastiques (Mc Cubbin , 1981). Les études concernent la plupart des environnements de dépôts côtiers (îles barrières, plages, estuaires) avec pour objectif la mise au point de modèles conceptuels de construction et d'enregistrement des structures sédimentaires (Short, 1999). La vision dynamique de ces systèmes se développera conjointement aux progrès technologiques de mesures hydrodynamiques in situ au début des années 1970. Une grande partie des publications de cette époque concerne essentiellement les barres sableuses intertidales et les barres internes des plages microtidales, proches de la laisse de basse mer, ceci certainement pour des raisons de facilité d'accès.

A partir de la fin des années 70 et jusqu'à aujourd'hui, l'intérêt scientifique prograde vers les barres sous-marines des zones micro- à mésotidales, qui représentent des volumes sédimentaires importants, et constituent un membre actif du budget sédimentaire du littoral. Les raisons sont, d'une

[1] Elie de Beaumont, L., 1845. Leçons de géologie pratique. 7ème leçon – Levées de sables et galets. Paris

[2] Cornaglia, P., 1887. On beaches.

[3] Russel, I.C., 1885. Geological history of Lake Lahontan. *U.S. Geol. Surv. Mono*., 11, 92-3

[4] Gilbert, G.K., 1890. Lake Bonneville. *U.S. Geol. Surv. Mono.*

[5] Keulegan, G.H., 1948. An experimental study of submarine bars. Beach Erosion Board, US Army Corps of Engineers, Technical Report N°3, 40p.

part la préoccupation d'aménagement des côtes sableuses, et d'autre part, les progrès technologiques en bathymétrie et positionnement. Ceci a permis la mise en place de réseaux de suivi comme JARKUS le long du littoral hollandais depuis 1963 (Wijnberg, 1994), le développement de moyens de recherches spécifiques tel que le Field Research Facility (FRF) de l'armée américaine à Duck en Caroline du Nord (Birkemeier *et al.*, 1997), et l'édification de programmes de recherche intensive comme le NERC (Nearshore Environment Coastal Center) au Japon (Horikawa, 1988).

Durant les années 1990, le développement de l'instrumentation vidéo numérique et du traitement informatique de l'image (système ARGUS) facilite un suivi morphologique à haute fréquence. L'enregistrement en continu d'une vue oblique de la plage par une caméra, permet de positionner les lignes de déferlement, considérées comme proxi des barres sableuses. Il est alors possible de suivre aisément la position de la barre à toutes les échelles de temps, et même en conditions de forte tempête. De nombreux systèmes de plages à barres sont suivis actuellement par une méthodologie semblable comme Duck en Caroline (Lippman & Holman, 1990 ; Lippman *et al.*, 1993 ; Konicki & Holman, 2000), Egmond aan Zee en Hollande (Ruessink *et al.*, 2000 ; Kingston *et al.*, 2000 ; Kingston & Davidson, 2001), et Wanganui en Nouvelle Zélande (Shand & Bailey, 1999 ; Shand *et al.*, 1999, 2001).

Actuellement, les programmes de mesures in situ sur les plages à barres sont essentiellement conduits sur des environnements microtidaux en Hollande (Wijnberg, 1994 ; Ruessink, 1998a ; Ruessink *et al.*, 2000, 2001) ou aux Etats-Unis (Lee *et al.*, 1995, 1998). Les autres environnements à barres subissent un déficit d'étude, le PNEC français se positionne sur cette problématique en étudiant la morphodynamique des différents types de barres présentes sur les côtes françaises.

III.2 Les caractéristiques morphologiques des barres sableuses

III.2.1 Terminologie

Une barre peut être définie comme une accumulation sableuse émergée ou immergée, plus ou moins parallèle à la côte, et construite par les vagues et les courants en eau peu profonde (Wolf, 1997). Leur forme est généralement tabulaire et à chaque barre est associée une dépression située entre le trait de côte et la crête (Figure I. 11).

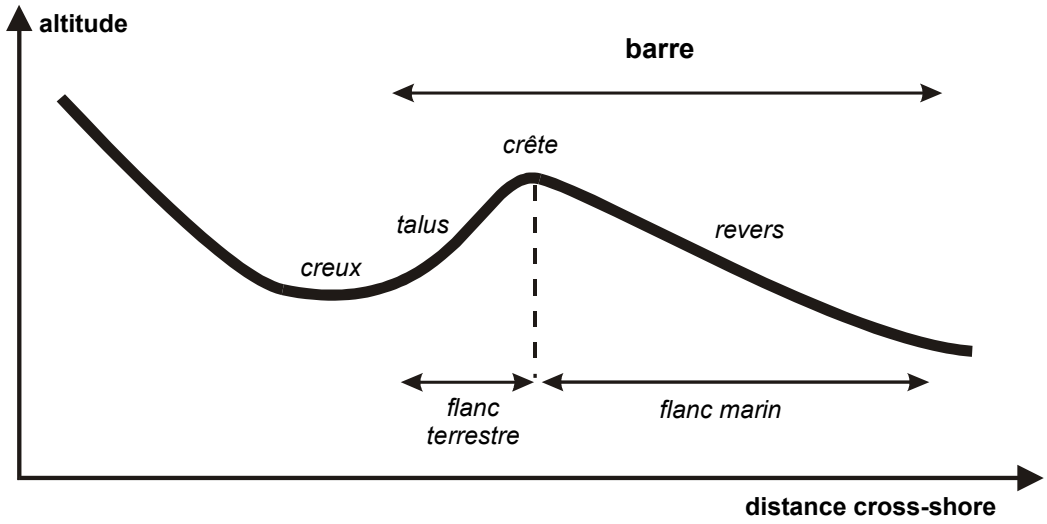


Figure I. 11 - Système barre-fosse : terminologie morphologique.

Le système barre-fosse peut être unique ou multiple suivant la pente et le marnage (Aagaard, 1991). De nombreux termes ont été utilisés pour désigner ces morphologies, les plus répandus sont présentés dans le tableau I.1, en versus de leur homologues anglo-saxons.

Terminologie Française	Terminologie Anglaise
barres littorales	
barres pré-littorales	nearshore bar, *longshore* bar
barre de déferlement	breaker bar
barre sableuse	sand bar
crête prélittorale	ridge, full*, ball*
barre de *swash*	*swash* bar
barre interne, barre externe	
barre d'avant-côte	inner bar, outer bar
barre de lévigation	
bâche, baïne, sillon prélittoral	runnel, low*, swale*
fosse de lévigation, fosse	trough
barres et bâches (Nord de la France)	ridges and runnels
barres et baïnes (Sud Ouest)	

* termes abandonnés depuis Evans (1940)

Tableau I. 1 - Terminologie comparée des barres littorales sableuses.

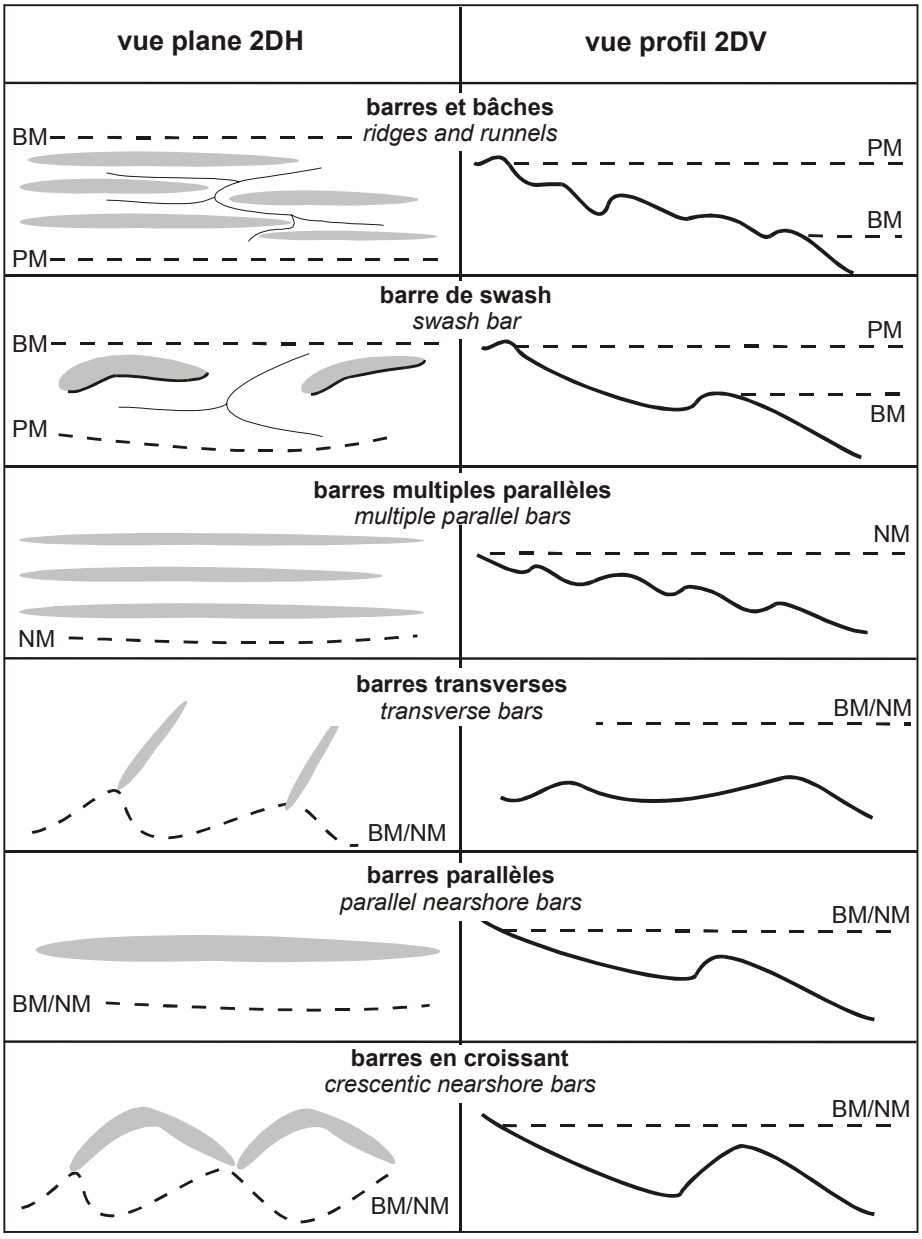
Les termes « bâches », « baïnes », « sillon », « crête prélittoralle », et « barre de *swash* » sont réservés aux formes intertidales.

III.2.2 Classification morphologique des barres sableuses

King & Williams (1949) distinguent les barres intertidales des mers à marée et les barres sous-marines de Méditerranée qui peuvent présenter une forme linéaire ou en croissant. King (1972) conserve cette classification en insistant sur les processus de formation qui diffèrent en fonction des types de barre. Il introduit une relation entre la morphologie et le processus de genèse de la barre. Cette approche est à la base de la classification morphogénétique de Greenwood & Davidson-Arnott (1979) [Figure I.12] qui distinguent les barres littorales en se basant sur une analyse descriptive des

morphologies et en reliant les diverses classes de barres à un environnement océanique côtier particulier. Cette classification, reprise par Carter (1988) et Long & Ross (1989), a le mérite d'être exhaustive et introduit les processus à l'origine de la formation des barres. Les types de barres retenues par ces auteurs sont les suivants :

- les barres et bâches (*ridges and runnels)* : ce sont des formes de barres intertidales, présentes en plusieurs exemplaires si le marnage le permet. Elles sont entaillées par les chenaux de vidange qui permettent l'évacuation de l'eau des bâches vers le large, à marée descendante. Elles sont présentes surtout dans les zones macrotidales du Nord de l'Europe (King, 1972 ; Parker, 1975 ; Mulrennan, 1992 ; Levoy *et al.*, 1998 ; Voulgaris *et al.*, 1998).



PM : niveau moyen de pleines mers ; BM : niveau moyen de basses mers ; NM : niveau moyen de la mer

Figure I. 12 - Classification des barres littorales de Greenwood & Davidson-Arnott (1979), in Carter (1988).

- les barres de *swash* (*swash bars)* : morphologie intertidale souvent unique se formant près de la laisse de basse (ou de haute) mer et présentant un profil très asymétrique. Ces barres sont

très mobiles sous l'action du *swash*. Ce sont des formes qui se rencontrent sur les estrans micro- à mésotidaux comme ceux de la côte de la Nouvelle Angleterre (Canada) (Hayes & Boothroyd, 1969), la côte hollandaise (Van der Berg, 1977 ; Kroon, 1994, Degryse *et al.*, 2000), de la côte aquitaine (Michel, 1997, Michel & Howa, 1999) ainsi que dans les environnements lacustres comme le lac Michigan (USA) [Davis & Fox, 1972]. Wright *et al.* (1982) et Levoy (1994) signalent également ce type de barres sur les hauts-estrans macrotidaux d'Australie et de la côte ouest du Cotentin .

- les barres multiples parallèles (*multiple parallel bars*) : formes sous-marines caractéristiques des environnements à faible agitation. Les principales références concernent les littoraux microtidaux de la mer Baltique (Aagard, 1988, 1991 ; Pruszak *et al.*, 1997 ; Rozynski *et al.*, 1997).

- les barres transverses (*transverse bar*s) : cas particuliers de barres qui se forment perpendiculairement au littoral (Shepard, 1948). Elles présentent un caractère *longshore* rythmique. Niedoroda & Tanner (1970) les décrivent dans le golfe de la Floride, environnement à faible énergie, alors que Konicki & Holman (2000) les analysent à Duck sur la côte Est des Etats-Unis et concluent que ce sont des caractères morphologiques secondaires, à la manière des croissants de plages, qui peuvent coexister avec des barres *longshore*.

- le groupe des barres littorales (*nearshore bar*), qui se divisent en deux sous-groupes :

  - les barres littorales parallèles (*parallel nearshore bars)* qui correspondent à la définition de Shepard (1948). Ce sont des formes subtidales caractéristiques d'environnements à haute énergie. Elles sont généralement asymétriques, très instables et avec de fortes vitesses de migration. C'est le cas des barres internes (*inner bar*) le long des côtes hollandaises (Wijnberg, 1994 ; Wolf, 1997 ; Ruessink, 1998a), et le long du littoral méditerranéen français où elles peuvent prendre une légère obliquité (barres en festons ; Barusseau *et al.*, 1991, 1994 ; Akouango, 1997).

  - les barres littorales type Evans (1940) : ce type regroupe des formes de barres asymétriques mais de plus grande amplitude que les précédentes (jusqu'à 3 mètres d'amplitude de crête à creux). Ce sont également des morphologies plus stables, fréquentes dans des environnements de haute énergie de la houle. Elles peuvent être linéaires comme les barres subtidales de Short (1975) sur les côtes de l'Alaska ou celles de la baie du Nouveau-Brunswick (Canada) décrites par Greenwood & Mitler (1979). Elles peuvent également présenter une forme en croissant (*crescentic nearshore bar*), avec une rythmicité *longshore* dont l'origine est à relier à une hétérogénéité de la circulation littorale (onde de bord, Holman & Bowen, 1982). Les formes en croissant sont particulièrement présentes dans un système à deux barres sous-marines (Hollande, Languedoc), la barre externe (*outer bar*) étant de ce type (Barusseau *et al.*, 1994 ; Wijnberg, 1994 ; Wolf, 1997 ; Kingston *et al.*, 2001). La barre subtidale présente en un seul exemplaire, le long de la côte aquitaine est également de cette catégorie (Froidefond *et al.*, 1990 ; Michel *et al.*, 1999).

III.3 Les origines de la formation des barres littorales

Les processus à l'origine de la formation des barres littorales ont été largement documentés depuis 50 ans en suivant de nombreuses pistes de recherche à la fois expérimentalement, sur le terrain et en canal à houle, ainsi que par le biais de modélisations numériques (Van Rijn, 1998). A l'heure actuelle, il ne ressort pas de processus général de formation des barres et il est admis que chaque barre est le résultat d'interactions complexes entre les contraintes hydrodynamiques (champs de houles, champs de courants, interactions non-linéaires, ondulations basses fréquences) et les fonds sédimentaires. Toutefois, de nombreuses hypothèses de formation ont été avancées, modifiées et

enrichies depuis Evans (1940). Elles sont présentées ci-dessous suivant deux grandes catégories distinguées par la prédominance supposée, soit des vagues incidentes, soit d'ondes infragravitaires.

La validation de ces hypothèses par les observations de terrain, notamment par des mesures couplées hydrodynamique-transport sédimentaire reste difficile et varie d'une expérience à l'autre. Un principe général peut cependant être retenu : une barre est une accumulation sableuse qui se construit dans une zone de convergence sédimentaire, les principaux agents de transport variant en fonction des théories envisagées.

III.3.1 Théorie de formation par le déferlement (*breakpoint hypothesis*)

C'est la théorie la plus attractive, car c'est à la fois la plus intuitive et la plus simple à observer en canal à houle et sur le terrain (Wolf, 1997). Evans (1940) propose que la formation de la barre soit due aux vortex générés lors de déferlements plongeants (*plunging breaker*). Dans ce modèle, confirmé par les observations en canal de Miller (1976) et Zhang & Sunamura (1994), le vortex généré par le déferlement creuse une fosse au niveau du plongement de la lame, et le sédiment remis en suspension, est transporté par le courant de retour (*undertow*) *offshore* et déposé au niveau de la crête de la déferlante (Figure I. 13a). Plusieurs lignes de déferlement sont donc à même de générer une série de barres et leur migration est expliquée par un déplacement des points de déferlement. L'effet de déferlements glissants (*spilling breaker*) ne génère pas de barre car le vortex induit ne concerne que la partie supérieure de la tranche d'eau et donc ne creuse pas la fosse (Figure I. 13b). Le transport sédimentaire induit est quant à lui, essentiellement *onshore*, et peut expliquer la migration des barres vers la côte (Wolf, 1997).

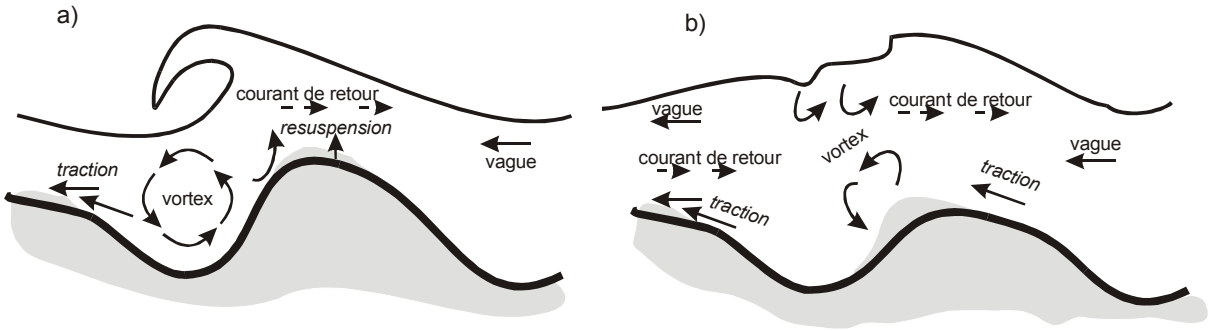


Figure I. 13 - Hypothèse du point de déferlement par creusement de la fosse (d'après Miller, 1976, in Wolf, 1997 modifié). a) sous déferlement plongeant ; b) sous déferlement glissant

King & Williams (1949) proposent une variante à cette hypothèse en incorporant l'effet des courants résiduels générés par la houle avant et après le déferlement. Ils notent que l'asymétrie de la houle augmente du large vers le déferlement, ainsi que l'asymétrie des courants orbitaux au niveau des fonds. Elle est à l'origine d'un transport résiduel *onshore* au niveau du fond (*Stokes drift*) avant le déferlement. Peu après le déferlement, l'*undertow* induit un transport sédimentaire *offshore* (Svendsen, 1984b). L'*undertow* est également identifié sous des déferlements glissants en conditions naturelles par Ingle (1966), Sallenger *et al.* (1985) et Kroon (1994). Le point de déferlement est donc une zone de convergence des sédiments et de formation de la barre (Figure I. 14).

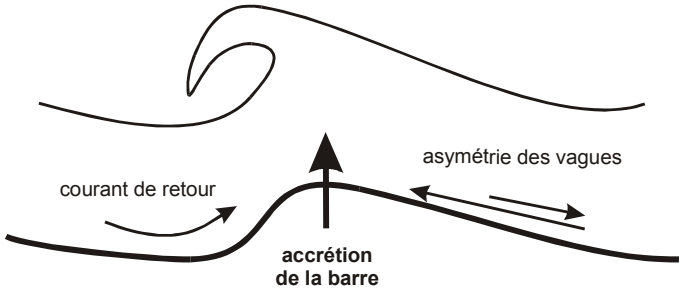


Figure I. 14 - Formation d'une barre par convergence de flux sédimentaires au niveau du déferlement.

Cette théorie permet d'expliquer la formation de barres multiples par la reformation d'une vague déferlante secondaire après le déferlement initial (Figure I. 15) (Dhyr-Nielsen & Sorendsen, 1970). Svendsen (1984a) précise toutefois que dans le cas d'une plage très dissipative (pente faible), où les déferlements sont du type glissant sur toute la zone de déferlement, la formation d'une seule barre est envisageable.

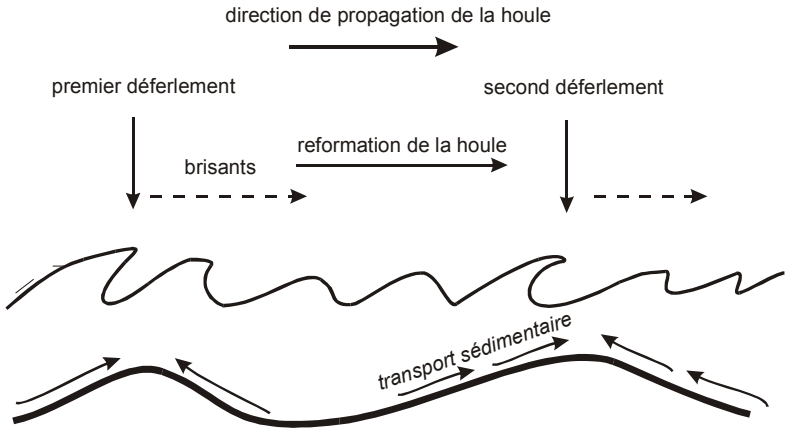


Figure I. 15 - Génération de plusieurs barres par de multiples déferlements (d'après Dhyr-Nielsen et Sorensen, 1970, in Wolf, 1997, modifié).

Bien que cette hypothèse de formation des barres soit la plus communément admise, la validation de cette théorie par l'observation in situ n'a toujours pas été effectuée. Les essais de validation de Sallenger & Howd (1989) et Holman & Sallenger (1993) à Duck restent infructueux pour plusieurs raisons. Tout d'abord, la variabilité temporelle de la houle naturelle est à l'origine d'une variation de la position des lignes de déferlement, les plus grosses vagues déferlant plus au large que les petites. De plus, lors de tempêtes, la zone de déferlement est saturée avec une très large zone de brisants sans ligne identifiable au niveau de la crête de la barre. Enfin, la formation de barre est parfois observée dans la zone de déferlement, en dehors de l'influence des zones de convergence sédimentaire générées par le déferlement.

Cependant, les processus de déferlement vont entretenir une barre formée ou en formation par une rétroaction morphodynamique : la barre en formation induit le déferlement des vagues ($h_b=\gamma H_b$) et cette rétroaction positive (*self organisation*) alimente ainsi la barre en sédiment. Cette théorie est particulièrement employée dans les modèles numériques de formation des barres sableuses et d'évolution des profils de plages en raison de son paramétrage relativement aisé (Van Rijn *et al.*, 1999). En effet, la position d'une barre sur un profil (x_{cr}= distance *offshore* de la crête de la barre

depuis le trait de côte) peut être calculée en fonction de la pente de la plage β, de la hauteur des vagues au déferlement H_b et du critère de déferlement γ, (Holman & Sallenger, 1993) :

$$x_{cr} = h_b \tan\beta = \gamma H_b \tan\beta \qquad \textit{Eq. I. 5}$$

Une amélioration de cette théorie est apportée par Roelvink & Stive (1989) qui intègrent dans un modèle numérique 2DV, les oscillations infragravitaires « forcées » (BLW), générées par les groupes de vagues (List, 1991), en plus de l'*undertow* et de l'asymétrie des vagues incidentes. Ils aboutissent à des prédictions théoriques satisfaisantes de la formation des barres comparées à des expérimentations en canal sans toutefois admettre la probabilité d'extension de leurs modèles aux plages naturelles. Ruessink (1998a) admet cette hypothèse « étendue » du déferlement comme étant l'origine la plus probable de la formation des barres subtidales des côtes hollandaises.

III.3.2 Théories de formation des barres par l'influence des ondes infragravitaires

L'impact de ces oscillations de grande longueur d'onde sur les morphologies littorales est largement documenté depuis une trentaine d'années (Horn, 1996 ; Holman, 1995). Les travaux de Ruessink (1998a) résument les différentes théories de formation des barres en relation avec l'impact des ondes infragravitaires.

III.3.2.1 Transport de masse par les vagues infragravitaires stationnaires (standing wave)

Cette théorie est élaborée sur la base des expérimentations menées par Carter *et al.* (1973) en canal à houle. Ils montrent la formation de barres sableuses sous l'effet d'une onde stationnaire. Elle est générée par l'entrée en résonance d'une onde incidente avec l'onde réfléchie de même période. La surface libre présente alors une oscillation périodique avec des nœuds (oscillation nulle) et des ventres (oscillation maximale). L'étude des écoulements montre l'existence de cellules de circulation résiduelle dans la couche limite du fond. Au niveau des nœuds, la convergence des écoulements se fait proche du fond, alors que sous les ventres, elle s'effectue à la limite supérieure de la couche limite. Il en résulte une convergence de sédiments transportés, par charriage au niveau des nœuds, et par suspension au niveau des ventres (Figure I. 16). Carter *et al.* (1973) précisent notamment que dans le cas d'une faible réflexion (coefficient de réflexion $R < 0{,}4$), le transport est dans le sens de la propagation de la houle, alors que quand $R > 0{,}4$, il y a accumulation sédimentaire au niveau des nœuds. O'Hare & Davis (1993) reprennent ces résultats et montrent que l'espacement des barres générées en canal est égal à la moitié de la longueur d'onde des vagues incidentes. Rey *et al.* (1995) confirment ces résultats.

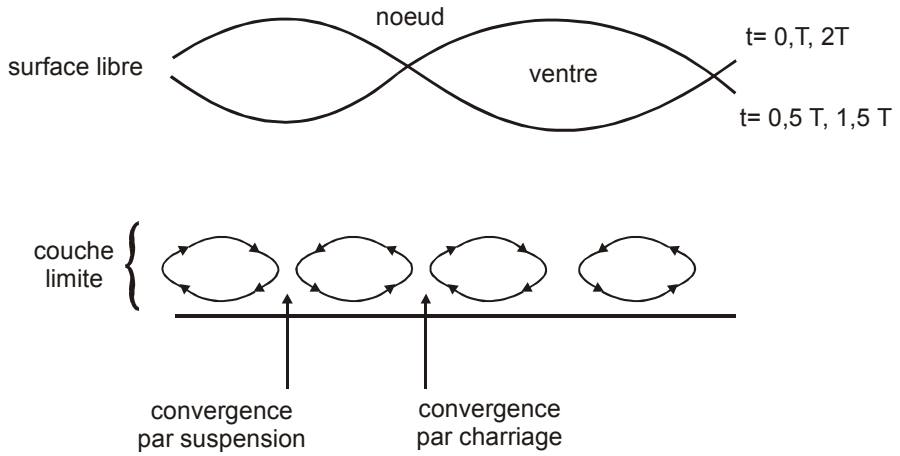


Figure I. 16 - Cellules de circulation résiduelle dans la couche limite d'une onde stationnaire (d'après Ruessink, 1998a, modifié).

Cette théorie a été retenue par certains auteurs qui distinguent l'existence de l'onde stationnaire dans le sens du profil (*leaky mode*) et parallèlement au trait de côte (*edge wave* mode).

L'existence d'une onde stationnaire *cross-shore* (*leaky mode*) a été suggérée par Short (1975) comme explication à la présence de barres sous-marines sur la côte de l'Alaska. Les positions théoriques des nœuds et des ventres d'une onde stationnaire générée en tempête (pic d'énergie infragravitaire) sont en accord avec les espacements entre les crêtes de barres et leur position sur le profil. Il suggère que cette théorie puisse expliquer la genèse des barres positionnées en dehors de la zone de déferlement en relation avec des conditions d'agitation modale.

Dans le cas où une onde de bord acquiert un caractère stationnaire, il se produit des nœuds et des ventres dans la structure *longshore* de l'onde, et ce phénomène est supposé à l'origine des morphologies rythmiques (croissants de plages, barres en croissants) le long des littoraux (Holman & Bowen, 1982 ; Bowen & Huntley, 1984). La manière la plus simple d'envisager la formation d'une onde de bord stationnaire est la rencontre de deux ondes progressives de même période, nombre modal et amplitude, se propageant dans des sens opposés ; la seconde étant la réflexion de la première sur une discontinuité *longshore* (caps rocheux ou aménagements transversaux, épis, digue). Bowen & Inman (1971) associent la formation de barres en croissant à une onde de bord stationnaire de longueur d'onde $L = 2 \times L_b$, avec L_b, longueur d'onde des barres. Holman & Bowen (1982) proposent une explication des rythmicités *longshore* complexes par la superposition d'ondes de bords.

III.3.2.2 Hypothèse de formation des barres par interaction entre vagues incidentes et ondes infragravitaires (interaction SW/LW)

Cette hypothèse a été développée à l'aide d'un modèle numérique par O'Hare & Huntley (1994). Elle est basée sur la constatation du caractère groupé des vagues incidentes (*Short Waves*, SW) et de l'onde basse fréquence associée (*bound long wave,* BLW) (List, 1992). O'Hare & Huntley (1994) posent l'hypothèse que les vagues incidentes agissent comme agents de remise en suspension du sable et que la BLW est l'agent de transport du sédiment en suspension. Ces auteurs définissent une fonction de transport issue de l'analyse de la corrélation entre l'enveloppe des SW et celle des LW

(BLW et *leaky mode*). Si la corrélation est positive, le transport est *onshore*. Si la corrélation est négative, le transport est *offshore*. Si elle est nulle, il y a convergence de sédiment. Les localisations sur un profil de plage où s'annule cette fonction, positionnent les endroits de formation théorique des barres.

Cependant, les tests de sensibilité du modèle (O'Hare, 1994) montrent que l'importance relative de BLW par rapport à l'énergie infragravitaire générée par la migration des points de déferlement (*breakpoint-forced long waves* BFLW) est un facteur limitant (Symonds *et al.*, 1982). En effet, O'Hare (1994) montre la permanence de zones de convergence pour des groupes de vagues aléatoires en raison de la prédominance de BFLW sur BLW. Alors que si BLW est dominante, la formation des barres est inhibée. Or, la majeure partie de l'énergie infragravitaire dans la zone de déferlement est due à la présence de BLW, liée aux groupes de vagues incidentes (Ruessink, 1998a). A ce jour, il n'existe pas de tentative de validation de cette théorie par des études en milieu naturel sur les barres subtidales des plages micro à mésotidales. Ce modèle a cependant été dérivé pour reproduire la formation des barres et bâches sur la zone intertidale des plages macrotidales (Simmonds *et al.*, 1995, 1996).

La principale limite de ces deux hypothèses réside dans le fait que les ondes infragravitaires sont considérées monochromatiques. Or, les analyses spectrales réalisées montrent que le spectre énergétique infragravitaire est généralement très large (Sallenger & Holman, 1987 ; List, 1992 ; Masselink, 1995), or un tel spectre a tendance à inhiber la formation des barres (Holman & Sallenger, 1993). De plus, le coefficient de réflexion élevé nécessaire à l'établissement d'une onde stationnaire est fonction d'une pente de plage particulièrement forte, alors que les barres sableuses sont des formes essentiellement de plages dissipatives (Wright & Short, 1984). Enfin, ces deux théories impliquent une formation simultanée de barres multiples ce qui, à la connaissance de l'auteur, n'a été jamais observé.

III.3.3 Hypothèse de décomposition harmonique de la houle

Bockzar-Karakiewicz & Davidson-Arnott (1987) modélisent numériquement la formation des barres littorales à partir de la décomposition harmonique de la houle. Ils considèrent deux oscillations harmoniques reliées au train de houle d'amplitude constante et monochromatique. Au cours de leur propagation vers la côte, l'amplitude des deux oscillations varie mais leur différence de phase reste constante. Cela entraîne un mouvement oscillatoire des deux harmoniques, celles-ci interfèrent périodiquement, se renforçant et s'annulant alternativement. Il se crée alors des gradients de flux sédimentaire au niveau du fond, et des zones de convergence avec formation de barres. Cette hypothèse, peu documentée comparée aux précédentes, manque de validations satisfaisantes par rapport à des profils bathymétriques réels, bien que les grands traits morphologiques soient simulés (Chapalain, 1988, 1993). De plus, elle semble inappropriée pour simuler la formation de barres internes (Bockzar-Karakiewicz *et al.*, 1995, cité dans Wolf, 1997).

III.3.4 Conclusions sur la formation des barres sableuses en domaine littoral

Il est impossible à l'heure actuelle de mettre en relief une hypothèse universelle de formation des barres sableuses en domaine littoral. La complexité des processus naturels, leur interaction hydrodynamique et morphodynamique amènent à simplifier le problème dans l'élaboration des modèles numériques 2DV. Ils se basent essentiellement sur l'hypothèse de la convergence de flux

avec l'effet des courants orbitaux asymétriques dans la zone de *shoaling* et l'*undertow* dans la zone de déferlement, en négligeant la composante infragravitaire (Van Rijn *et al.*, 1999).

Nous retiendrons cependant que la diversité morphologique des barres sableuses, amène à distinguer différents processus de formation, une barre sous-marine linéaire étant le résultat de processus hydrodynamiques et sédimentaires différents de ceux à l'origine d'une barre en croissant.

IV LES BARRES INTERTIDALES

Les barres intertidales font l'objet d'un paragraphe particulier dans la mesure où les barres sableuses étudiées sur Omaha beach sont de ce type. Si la littérature documente largement l'aspect morphologique de ces barres et les figures sédimentaires associées (Dabrio & Polo, 1981; Dabrio, 1982 ; Moore *et al.* 1984), les études portant sur la mobilité et les conditions de formation de ces corps sableux sont rares. Ce paragraphe synthétise les diverses connaissances concernant ces barres. Deux grandes catégories se distinguent (Greenwood & Davidson-Arnott, 1979) :

- les barres de *swash* (*swash bars*) ;
- les barres et les bâches (*ridges and runnels*).

IV.1 La terminologie de *ridges and runnels*

Il existe une confusion dans la littérature entre les deux types de barres intertidales dénommées par l'unique terme de « *ridges and runnels* ». Ce terme défini par les britanniques King & Williams (1949) est une dénomination génétique et non morphologique. Il a été employé pour décrire les barres intertidales des environnements macrotidaux, à fetch limité et au stock sédimentaire abondant de sables fins à moyens. Les auteurs américains l'emploient pour décrire toutes les morphologies de barres intertidales. Cette école américaine a produit de nombreux travaux sur les environnements microtidaux (Lac Michigan) et mésotidaux (Massachusetts) [Hayes & Boothroyd, 1969 ; Davis & Fox, 1972 ; Davis *et al.*, 1972 ; Owens & Frobel, 1977]. Le terme a même été employé par quelques auteurs européens pour des environnements tidaux similaires (Van der Berg, 1977, Michel & Howa, 1999).

Orford & Wright (1978) établissent clairement la distinction entre les barres de *swash*, formes très mobiles, souvent uniques sur les plages micro- et mésotidales et les « *ridges and runnels* » des plages macrotidales beaucoup plus stables, semi-permanentes (Mulrennan, 1992). Ils proposent de réserver ce terme pour les barres intertidales décrites par les auteurs britanniques (King & Williams, 1949 ; King, 1972, Orford & Wright, 1978). Récemment, Wijnberg & Kroon (2002) proposent d'abandonner cette terminologie et préfèrent distinguer les barres de faible amplitude (*low-amplitude ridges*) sur les plages macrotidales, des barres à face d'avalanche (*slip-face ridge*), plus proches de la définition des barres de *swash*.

Cette distinction de nomenclature effectuée, ce paragraphe s'attachera à décrire les barres de *swash* et leur caractéristiques puis un point plus particulier sera fait sur la bibliographie afférente aux « *ridges and runnels* », formes présentes sur Omaha beach.

IV.2 Les barres de *swash*

IV.2.1 Caractéristiques

Elles correspondent au deuxième groupe de la classification de Greenwood & Davidson-Arnott (1979) et incluent également la barre de basse plage de l'état « *ridge and runnel/low tide terrace* » de la classification de Wright & Short (1984). Ces barres sont observées sur les plages micro- et mésotidales avec des pentes modérées à fortes (tanβ > 0,017) (Kroon, 1998). Wright *et al.* (1982) et Horn (1993) décrivent des formes similaires sur les hauts estrans macrotidaux. Ce sont des corps sableux de 1 m d'amplitude maximale, leur largeur est d'environ 10 à 50 m. Elles sont fréquemment associées à des chenaux de vidange dont la longueur d'onde *longshore* est de l'ordre de la centaine de mètres (Short, 1985).

Elles sont proches de la laisse de mer (de basse mer pour les plages mésotidales) mais il peut exister également des barres de *swash* au niveau de la laisse de haute mer. Ces dernières sont généralement de moindre amplitude et synonymes d'un climat de houle faible pendant une longue période précédant l'observation. Leur profil est en général très asymétrique, la pente du talus peut atteindre 30° contre 5° pour celle du versant marin. Ce profil est le résultat des transports sédimentaires *onshore*, au-dessus de la crête, qui chutent sur le talus, sous l'effet des processus de *swash* et/ou de la zone de déferlement interne (Sunamura & Takeda, 1984).

Le tableau I.2 synthétise les caractéristiques environnementales et dynamiques des barres intertidales assimilées à cette catégorie.

IV.2.2 Formation et mobilité des barres de *swash*

Les études d'Hayes & Boothroyd (1969) sur les plages du New Hampshire et du Massachusets amènent ces auteurs à définir les conditions de formation et de mobilité de ce type de barre. Leur évolution temporelle est contrôlée par l'occurrence de tempêtes, ces formes étant très réactives aux variations des conditions d'agitation. La formation et l'évolution de la barre sont dues à un ajustement morphologique de l'avant côte, en réponse à l'introduction d'un excès sédimentaire sur l'avant-côte par la tempête (Michel, 1997). Hayes & Boothroyd (1969) distinguent trois états d'évolution morphologique :

- Stade après tempête (3-4 jours après la tempête) : le profil est concave et lisse. Le haut de plage peut être marqué par une micro-falaise d'érosion.
- Stade d'accrétion précoce (de 2 jours à 6 semaines après la tempête) : il se produit une construction rapide de la barre et de la fosse. Une légère accrétion de la berme et la formation de croissants de plages peuvent être également observée.
- Stade d'accrétion tardive ou de maturité (6 semaines ou plus après la tempête) : migration *onshore* de la barre qui s'accole à la plage en formant une berme convexe.

Les études réalisées sur les côtes américaines à fort contraste saisonnier ont confirmé ce modèle de mobilité (Komar, 1998). Sur les plages mésotidales européennes (Hollande, côte Aquitaine), les barres de *swash* de bas de plage ne montrent pas de migration complète vers le haut de plage, ni d'accolement à la berme (Kroon, 1994 ; Howa, comm. perso.). Ceci peut être dû aux conditions

météorologiques changeantes dans ces régions qui détruisent la barre avant sa migration complète vers la berme. Kroon (1994) montre que, une fois la barre construite, si les conditions d'énergie de la houle restent faibles à modérées, elle peut migrer vers le haut estran ou se stabiliser. La migration *onshore* des barres est reliée aux dépassements successifs de la crête par la zone de *swash* lors d'un passage de mortes-eaux en vives-eaux (phase de revif). Les structures sédimentaires de sets progradants rendent compte de la migration de la face d'avalanche (Dabrio & Polo, 1981).

Localisation	**MSR (m)**	**H_0 (m)**	**Tanβ**	**d_{50} (mm)**	**V_{on} ($m.j^{-1}$)**	**A (m)**	**cadre**	**Référence**
Lac Michigan (USA)	0,07	0,8	0,06	?	1	0,1 – 0,5	Lac	Davis & Fox (1972)
Massachussets (USA)	3,35	1,4	0,029	?	0,5	0,3-0,9	Océan Atlantique	Davis & Fox (1972)
Naggs Head Caroline du Nord (USA)	1	1,2	0,08	Fin à grossier	2	0,3	Océan Atlantique	Sonu (1973)
Iles de la Madeleine Côte Est (Quebec)	0,9	0,83	0,009	0,314	5 – 7	0,75	Golfe du St Laurent	Owens & Frobel (1977)
Iles de la Madeleine Côte Ouest	0,9	0,58	0,015	0,274	5 – 7,5	0,75	Golfe du St Laurent	Owens & Frobel (1977)
Zandwoort (Pays-Bas)	1,8	1,3	0,06	0,220	2,8	0,6	Mer du Nord	Van der Berg (1977)
Schouwen (Pays-Bas)	2,8	?	0,18	0,235	0,42	0,6	Mer du Nord	Van der Berg (1977)
Espagne (SE)	0,15	0,1 - 0,2	0,05	0,360	1	0,1	Méditerranée	Dabrio & Polo (1981)
Portugal (SW)	2,8	< 0,5	0,14	Sables moyens à grossiers	0,3 – 0,5	1,3	Océan Atlantique	Dabrio (1982)
Egmond an Zee (Pays-Bas)	2,1	1,3	0,03 – 0,12	0,250	2,35	0,5 – 1	Mer du Nord	Kroon (1994)
Côte aquitaine (France)	5	1,45	0,025	0,300	0,3 – 2	0,3 – 1,5	Océan Atlantique	Michel et Howa (1999)
Egmond an Zee (Pays-Bas)	2,1	1,3	0,05	0,250	5 – 6	0,3	Mer du Nord	Degryse *et al.* (2000)

Tableau I. 2 - Caractéristiques des barres de swash dans la littérature.
MSR : marnage moyen de vives-eaux ; H_0 : hauteur de la houle au large durant le suivi ; tan β :pente moyenne de la plage ; d_{50} :médiane granulométrique ; V_{on} : vitesse de migration onshore de la crête ; A : amplitude crête à creux de la barre.

La stabilisation de la barre se produit lorsque la crête de la barre n'est plus affectée par les processus de *swash*. C'est le cas lorsque les niveaux d'eau décroissent pendant une phase de déchet.

Dans ce cas, c'est le revers marin subit l'alternance *swash/backwash*, qui tend à produire une accrétion sur place.

La destruction de ces barres est la conséquence d'une augmentation significative de la hauteur des vagues en relation avec des effets de surcote due au vent. Dans ces conditions, des processus comme l'*undertow* ont une importance dominante sur la plage intertidale, notamment à marée haute, ce qui entraîne un transport sédimentaire *offshore*, une érosion des barres et l'aplatissement du profil. Kroon (1994 et 1998) montre que le paramètre hauteur relative de la houle H_s/h permet de décrire les facteurs qui conditionnent l'évolution de la plage intertidale. Ce paramètre englobe la hauteur de la houle mais aussi la hauteur d'eau incluant la marée et les phénomènes de surcote. Ainsi lorsque $H_s/h < 0{,}4$ près de la crête de la barre, celle-ci est stabilisée ou en accrétion en fonction de l'état tidal. Lorsque $H_s/h > 0{,}4$, les processus de la zone de déferlement érodent alors la barre de *swash*.

IV.3 Les barres et bâches (*ridges and runnels*)

Les systèmes de barres et bâches de la plage d'Omaha sont similaires aux *ridges and runnels* présentes sur les côtes anglaises et étudiées à Blackpool (Angleterre) par King & Williams (1949). Les suivis topographiques à l'origine de ces travaux ont été réalisés en 1943, en prévision du débarquement allié sur les côtes du Nord de la France, où ces morphologies sont très fréquentes (Photo. I. 1).

.

Photo. I. 1 - Vue aérienne oblique des barres et bâches de la plage de Merlimont (Pas-de-Calais, France, Avril 1997).

IV.3.1 Caractéristiques générales

Le tableau I.3 présente les caractéristiques des plages à barres et bâches décrites dans la littérature, ainsi que les références bibliographiques principales.

Localisation	MSR (m)	H_0 (m)	tanβ	D_{50} (mm)	V_{on} ($m.j^{-1}$)	Nb barres	A (m)	Notes	Référence
Blackpool Lancashire (UK)	7,65	?	0,07	0,22	?	2 – 6	0,2 – 0,5		King & Williams (1949)
Druridge Bay Northumberland (NE UK)	4,27	?	0,022	0,4	?	2	0,2 – 0,5		King (1972)
Formby Point Lancashire (UK)	8,2	0,6 – 1	?	sables fins à moyens	?	3 – 5	0,5 – 1	Terrasse de basse plage sans barre	Parker (1975)
Ainsdale Merseyside (UK)	8,5	?	?	?	< 0,25	4	?		Wright (1976)
Skegness Lincolnshire (UK)	5,8	?	0,017	?	0,17	2	0,5 - 1		Hardisty & Laver (1989)
Holkham (E UK)	5,4	?	0.017	0,18	?	2- ?	0,15-0.2		Vincent *et al.* (1990)
Portmarnock (Irlande)	3,9	0,65*	0,013	sables fins à moyens	?	2 – 4	0,2 – 1		Mulrennan (1992)
Dunkerque (France)	5,4	0,50	0,014	0,200	?	2 - 4	0,5		Corbau *et al.* (1994)
Niewpoort (Belgique)	6,5	0,5 – 1	0,01	0,183	1 – 2	4	0,2 – 0,4		Voulgaris *et al.*, 1998
Merlimont (France)	7,9	0,5	0,015	0,250	?	3	0,50	forte dynamique *longshore*	Levoy *et al.*, 1998
Silloth (NW UK)	10 max	< 1	0,005	sables fins à moyens	?	3	0,5		Chauhan (2000)
Leffrinckoucke (France)	5,6	0,25*	0,01	0,19-0,28	?	4	0,1-1		Masselink & Anthony (2001)
Blackpool Lancashire (UK)	7,9	0,4*	0,01	0,22	?	2-6	0,2 – 1,4		Masselink & Anthony (2001)
North Lincolnshire (UK)	6	0,5*	0,015	0,18-0,21	?	?	0,1-1,4		Masselink & Anthony (2001)
Dundrum Bay (Irlande)	4,6	?	0,012	0,17-0,64	?	4			Navas *et al.* (2002)

Tableau I. 3 - Caractéristiques des plages méso-et macrotidales à barres et bâches.
MSR : marnage moyen de vives-eaux ; H_0 : hauteur de la houle au large durant le suivi ou hauteur modale de la houle (*) ; tan β :pente moyenne de la plage ; d_{50} :médiane granulométrique ; V_{on} : vitesse de migration onshore de la crête ; A : amplitude crête à creux de la barre.

IV.3.2 Cadre dynamique de la formation des barres et des bâches

L'examen du tableau I.3 montre que ces systèmes de barres se développent en milieu macrotidal sous l'influence d'une agitation généralement faible et pour des plages de sables fins à moyens. King & Williams (1949) définissent quatre conditions pour observer la formation des barres et bâches, confirmées par Orford & Wright (1978) :

- un marnage macrotidal (≥ 4 m en vives-eaux) ;
- une agitation de « mer de vent » liée aux conditions locales du vent et à un fetch réduit ;
- une faible pente de la zone côtière;
- un stock sédimentaire abondant de sables fins à moyens (125 - 500 µm, avec une prédominance des sables fins entre 200 et 300 µm).

Cependant, d'autres études montrent que les morphologies de barres et bâches peuvent se développer dans des environnements ne rassemblant pas l'ensemble des caractéristiques précédentes. Ainsi, le site de Formy Point en Angleterre (Parker, 1975) est une plage déficitaire caractérisée par l'affleurement de vases holocènes au fond des bâches. Il en est de même sur de nombreuses plages du Nord de la France (Corbau, 1995 ; Sipka, 1998 ; Masselink & Anthony, 2001). De plus, Mulrennan (1992) estime que ces systèmes peuvent se développer sur un spectre de conditions environnementales plus large, au vu des résultats de suivis effectués dans un environnement où le marnage est proche de la limite mésotidale.

Toutefois, il semble que ces morphologies se développent préférentiellement sur des plages situées dans des environnements très particuliers, localisés aux abords des mers épicontinentales semi-fermées (Manche, Mer d'Irlande, Mer du Nord).

IV.3.3 Amplitude et localisation des barres sur l'estran

A partir de l'étude régulière d'un profil de la plage de Blackpool (Figure I.17), King & Williams (1949), repris par King (1972), constatent que :

- La localisation des barres sur l'estran est corrélée à la position des niveaux moyens de marée (PMVE, PMME, BMME, BMVE) ;
- Les barres situées au niveau des pleines et basses mers de mortes-eaux sont permanentes ;
- L'amplitude des barres augmente du haut vers le bas de plage ;
- Le revers marin des barres est marqué par des lits sédimentaires plans.

Ils en déduisent que les barres se construisent sous l'effet des processus de *swash*, au niveau où le plan d'eau reste le plus longtemps stationnaire lors du cycle tidal (étales de basse mer et de pleine mer). Cet effet intégré sur un cycle lunaire conduit à la formation de barres sur la totalité de l'estran.

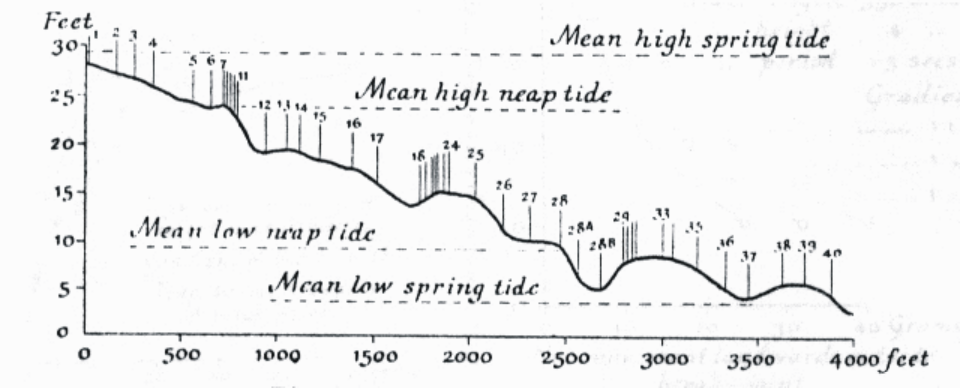


Figure I. 17 - Profil de la plage de Blackpool (UK), d'après King & Williams (1949).

Masselink & Anthony (2001) montrent que les conclusions de King & Williams (1949) et King (1972) sont incomplètes et ne tiennent pas compte de la variabilité temporelle des conditions d'agitation, ainsi que de la variabilité intrinsèque des plages à barres et à bâches. Ainsi, après une étude comparée des plages des côtes ouest (Lancashire) et est (Lincolnshire) de l'Angleterre, d'Irlande du Nord et du Nord de la France, ils n'établissent pas de relation systématique entre la position des barres et les niveaux moyens de marée de vive-eau et de morte-eau). De plus, l'amplitude des barres est irrégulièrement distribuée sur un profil de plage et présente une variabilité saisonnière, les barres étant généralement moins nombreuses et plus petites en hiver.

IV.3.4 Processus de formation

Le processus de formation des barres intertidales des plages macrotidales reste inconnu encore actuellement (Masselink & Turner, 1999). La détermination du nombre de barres sur le profil, leur rythmicité *cross-shore* et l'impact de la marée sur les morphologies sont des points sur lesquels les recherches n'ont pas abouti pour le moment.

IV.3.4.1 Hypothèses de formation par les vagues incidentes : processus de swash et déferlement

King & Williams (1949) réfutent l'hypothèse de formation par le déferlement et avancent la possibilité de construction des barres par le *swash* lors du descendant par une « tentative par les vagues de mettre à la pente d'équilibre dans la zone de *swash*, une partie de la plage de pente plus faible que la pente d'équilibre » (Short, 1999). Les barres seraient le produit de réajustement instantané du profil local de la zone de *swash* dont la pente tend à augmenter sous l'effet des apports du *swash* supérieurs aux fuites du *backwash*. De plus, Orford (in Carter, 1988, p 118) met en évidence la prédominance de déferlements glissants sur ces plages en raison du caractère dissipatif du profil. Ainsi, il écarte également l'hypothèse de formation des barres par les vortex générés par les déferlements plongeants (Miller, 1976), et suppose que les déferlements glissants participent aux processus de migration.

A la lumière des travaux de Wright *et al.* (1982) et Hawley (1982), qui insistent sur l'impact prépondérant des vagues non déferlantes sur la morphodynamique générale du profil des plages macrotidales, Carter (1988) suppose que ces morphologies sont des barres parallèles qui survivent à l'émersion. De plus, elles exercent un contrôle sur la position des lignes de brisants et la reformation des vagues après déferlement. A cause de la marée, chaque barre exerce un contrôle du déferlement des vagues pendant une courte période. Cela amène Carter (1988) à suggérer une origine composite à la formation des barres intertidales, formes initiées par le déferlement, à des intervalles réguliers en fonction des niveaux d'eaux, et maintenu par des processus de *swash* et de zone de déferlement interne.

IV.3.4.2 Hypothèses de formation par les ondes infragravitaires

Dans la classification de Short (1991), l'auteur infère la présence d'oscillations de longue période pouvant expliquer la formation des barres des plages macrotidales du groupe 2. Leur longueur d'onde sur un profil serait associée à la présence d'ondes infragravitaires générant des zones de confluences sédimentaires.

Sur la plage de Niewpoort, Huntley (1996) note la présence d'une onde de bord de période de 50 s en condition de faible énergie. Mais il ne peut attribuer la construction de barres sableuses à la présence de cette onde dans la mesure où elles étaient bien formées préalablement. Il ne peut donc pas exclure l'hypothèse que cette onde soit le résultat de l'interaction entre les trains d'ondes incidents avec la morphologie pré-existante. Simmonds *et al.* (1995, 1996) adaptent le modèle numérique de O'Hare & Huntley (1994) basé sur l'interaction LW/SW pour l'étude des barres intertidales de Niewpoort. Les modélisations numériques qui incluent la marée, simulent la présence régulière de zones d'érosion le long du profil, à une longueur d'onde proche de celles des bâches. Cependant, ce modèle se base sur une « fonction d'érosion » compétente en tempête or les barres bien construites sont généralement contemporaines de périodes de faible agitation.

IV.3.5 Mobilité des systèmes de barres et bâches

IV.3.5.1 Évolution morphologique

Les observations de King & Williams (1949) sur la plage de Blackpool et de King (1972) sur Druridge Bay, montrent que l'évolution des systèmes de barres et bâches est étroitement liée à la climatologie de l'agitation incidente. Ainsi, un modèle simple est mis en évidence avec une accrétion des barres en période de faible agitation et vents de terre et une destruction en période de tempête et de vents de mers. Les vitesses d'accrétion sont particulièrement significatives pendant les jours succédant une tempête. Sur la côte du Lancashire, Greswell (1937) note l'effet des tempêtes qui réduisent la hauteur des barres et transportent les sédiments vers le large.

La figure I.18 illustre l'évolution morphologique des barres et bâches de Blackpool pendant des périodes d'agitation contrastée. La croissance des barres après leur érosion en tempête est particulièrement rapide.

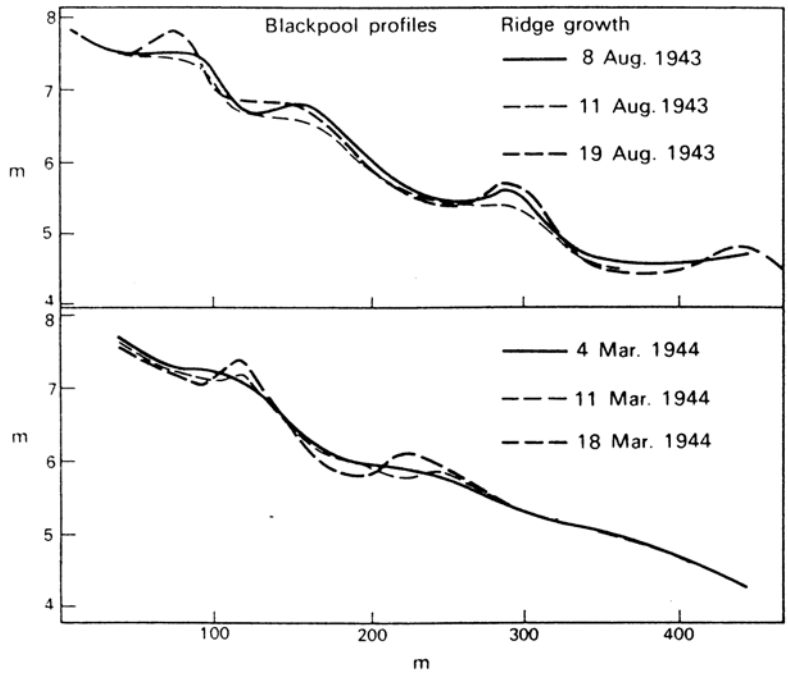


Figure I. 18 - Évolution morphologique de la plage de Blackpool en période de faible agitation (11-19 août 1943 ; 11-18 mars 1944) et en périodes de tempêtes (8-11 août 1943 ; 4-11 mars 1944), d'après King (1972).

Les investigations de Mulrennan (1992) sur la côte irlandaise confortent les conclusions de King et co-auteurs. A partir d'une année de mesures mensuelles, elle considère les barres et bâches comme une forme d'équilibre de la plage en conditions d'énergie de houle faible à modérée. Les barres sont détruites en partie ou en totalité en période de tempête. Mais leur destruction est fonction de la fréquence et de la magnitude des tempêtes et également fonction du temps d'ajustement morphodynamique (*relaxation time*), hétérogène suivant la position des barres sur l'estran. Au regard de ces caractéristiques, Mulrennan (1992) leur attribue la dénomination de barres « semi-permanentes ». Elle note également la persistance des barres en relation avec les niveaux moyens de marée. Enfin, elle n'observe pas de relation entre le développement des barres et l'évolution du volume de la plage. Elle pose l'hypothèse que la construction de barres et bâches est surimposée à un changement volumétrique global de la plage témoin d'une évolution à une plus grande échelle temporelle. A ce jour, l'étude de Mulrennan (1992) est la seule portant sur l'évolution à moyen terme de systèmes de barres et bâches intertidales dans un environnement méso-macrotidal.

Des suivis topographiques, réalisés à des échelles de temps plus réduites, ont montré la très grande inertie du profil et du volume sédimentaire de la plage pour des conditions d'énergie faible à modérée (Levoy *et al.*, 1998 ; Voulgaris *et al.*, 1998). Levoy *et al.* (1998) insistent également sur la stabilité de la plage de Merlimont au passage d'une tempête (H_s = 2 m à marée haute) pendant deux cycles tidaux consécutifs.

IV.3.5.2 Processus de mobilité

A partir de l'étude des figures sédimentaires sur le littoral de Formby Point, Parker (1975) décrit les transferts sédimentaires sur un estran à plusieurs systèmes de barres et bâches. Il note la prédominance de lits plans de haut régime d'écoulement sur le revers des barres et de rides de faible

régime dans les bâches. Celles-ci présentent également des structures de mégarides dans le sens du courant tidal. Se référant au modèle de Clifton *et al.* (1971), il attribue les lits plans au processus de *swash* et les rides aux houles de la zone de déferlement et de *shoaling*. Le transport sédimentaire associé est dans tous les cas dirigé vers le haut de plage, ceci pour des conditions de faible agitation. Les courants dans les bâches, parallèles à la côte, sont à la fois contrôlés par la marée et l'obliquité des houles mais aussi par la morphologie qui canalise les écoulements. Des mesures de concentration in situ montrent que, en dehors de la zone de déferlement, très peu de sable est transporté par suspension. Il conclut à la prédominance du transport par charriage sur la zone intertidale, en conditions de faible énergie.

Ces résultats sont confortés et quantifiés par des traçages fluorescents réalisés sur les plages françaises (Corbau *et al.*, 1994 ; Levoy *et al.*, 1998) et belge (Voulgaris *et al.*, 1998). Levoy *et al.* (1998) mesurent des taux de transport entre 0,028 et 0,22 $m^3.marée^{-1}.m^{-1}$ pour des conditions contrastées d'énergie à Merlimont. A Niewpoort, Voulgaris *et al.* (1998) calculent des taux de transport de 0,027 à 0,13 $m^3.marée^{-1}.m^{-1}$, pendant des conditions d'énergie faible. Dans ces deux études, les directions et les taux de transport mesurés par traçages fluorescents ne sont pas en accord avec les mesures hydrodynamiques directes et les modélisations employées (Voulgaris *et al.*, 1996, 1998).

La difficulté d'effectuer des mesures à proximité des fonds implique que les processus actifs dans les faibles tranches d'eau ne sont pas pris en compte. Le traçage fluorescent est par contre une approche méthodologique qui intègre tous les processus qui interviennent sur l'évolution des fonds sédimentaires au cours du cycle tidal. Voulgaris *et al.* et Levoy *et al.* (1998) supposent donc le rôle du charriage par les processus de *swash* comme dominant les transferts sableux au niveau des barres pour des conditions d'énergie des houles faibles à modérée.

V BILAN BIBLIOGRAPHIQUE ET DÉMARCHE DE L'ÉTUDE

V.1 Les plages macrotidales à barres : conclusions

L'inventaire bibliographique des travaux sur les barres sableuses réalisé au cours de ce chapitre souligne les particularités des différentes barres intertidales en fonction des processus hydrodynamiques caractérisant le cadre géographique de leur formation. Comparativement aux barres subtidales, la compréhension de leur mode de mise en place et d'évolution à court et moyen terme reste peu documentée, notamment en raison de la complexité des agents hydrodynamiques en milieu intertidal et de la difficulté d'y réaliser des mesures.

Globalement, les plages à barres et bâches sont présentes sur le littoral nord-ouest européen dans les environnements méso-macrotidaux soumis à une agitation de type « mer de vent » et en présence d'un stock sédimentaire de sables fins (King & Williams, 1949 ; Mulrennan, 1992 ; Masselink & Anthony, 2001). Cependant, l'origine des barres et bâches sur les plages macrotidales reste indéterminée (Masselink & Turner, 1999) et sujette à controverse (Simmonds *et al.*, 1995, 1996 ; Wijnberg & Kroon, 2002).

A ce jour, l'absence de mesure lors de tempêtes érosives n'a pas permis de caractériser leurs processus de destruction. En période de construction, et généralement de faible agitation, les processus de *swash* constituent l'agent dominant des transports sédimentaires sur les estrans macrotidaux

(Parker, 1975 ; Levoy *et al.*, 1998 ; Voulgaris *et al.*, 1998). Toutefois, la théorie de formation des barres, exclusivement basée sur les processus de *swash* est incompatible avec les fluctuations marégraphiques des niveaux d'eau, surtout sur la moyenne plage, où les vitesses de déplacement de la ligne de rivage sont maximales. L'hypothèse de l'influence d'ondes infragravitaires évoquée par Short (1991), pourtant non confirmée par des observations de terrain (Huntley, 1996), reste envisagée, notamment pour expliquer la rythmicité *cross-shore* des barres (Simmonds *et al.*, 1995, 1996).

Les études portant sur l'évolution des barres et bâches à court et moyen terme montrent que ce sont des formes relativement stables à une courte échelle de temps (Levoy *et al.*, 1998 ; Voulgaris *et al.*, 1998) mais qui sont très variables à moyen terme (Mulrennan, 1992). Leur position intertidale, en interaction directe avec les forçages, laisse supposer l'absence d'évolution morphologique à long terme (Figure I. 3 ; Wright *et al.*, 1985). Ce sont des formes d'équilibre de la plage dans des conditions d'agitation faible à modérée, qui sont détruites partiellement ou totalement en tempête (Mulrennan, 1992). Elles se reconstruisent par la suite si les conditions hydrodynamiques le permettent.

V.2 Démarche de l'étude morphodynamique d'Omaha beach

L'étude de la plage d'Omaha beach vise à caractériser le comportement morphodynamique des systèmes de barres et bâches à court terme (micro-échelle et échelle événementielle) et moyen terme (méso-échelle) (Figure I. 1).

A court terme, l'étude morphodynamique de la plage d'Omaha beach a pour objectif de lever les incertitudes sur les processus physiques à l'origine de la formation et de la mobilité des barres sableuses. Le déploiement d'instrumentation hydrodynamique et un suivi topographique quotidien lors de deux campagnes de quelques semaines en conditions d'agitation faible à modérée permettent de tester et quantifier les effets du *swash* sur la construction des barres, et de déterminer les processus et les modalités de migration. Les effets des tempêtes sont également étudiés afin de préciser les processus d'érosion des morphologies intertidales.

Le suivi mensuel de la topographie de l'estran d'Omaha beach, et l'enregistrement continu des conditions hydrodynamiques apportent des indications sur le comportement morphodynamique d'un estran macrotidal à barres à moyen terme. Cette approche permet de préciser les contextes dynamiques de formation et de destruction des barres intertidales, d'identifier et de quantifier les seuils énergétiques à l'origine de ces changements, et de rechercher les éventuelles interactions morphodynamiques entre les barres en fonction de leur position sur l'estran. De plus, à travers l'exemple de Omaha beach, les caractéristiques de l'évolution morphodynamique d'une plage macrotidale à barres sont précisées. Elles incluent également l'identification des relations existantes entre le budget sédimentaire et le développement des barres. Le suivi topographique régulier sur deux années permet de déterminer si, conformément à King (1972), les morphologies de barres sont réellement synonymes d'un stock sédimentaire abondant.

CHAPITRE II

CADRE PHYSIQUE ET MORPHODYNAMIQUE D'OMAHA BEACH

« Ce que l'observation est capable de nous apprendre sur le monde extérieur constitue donc un savoir plus abstrait que nous ne le pensions jusque-là. »

Bertrand Russel

Chapitre II

Cadre physique et morphodynamique d'Omaha beach

I CADRE PHYSIQUE

La plage d'Omaha beach est située sur le littoral du Calvados en Baie de Seine occidentale. Elle constitue une anse sableuse de 6 kilomètres de linéaire côtier entre la Pointe de la Percée à l'Ouest et les falaises de Ste Honorine-des-Pertes à l'Est (Figure II. 1). Elle s'étend sur les communes de Vierville-sur-mer, St Laurent-sur-mer et Colleville-sur-mer.

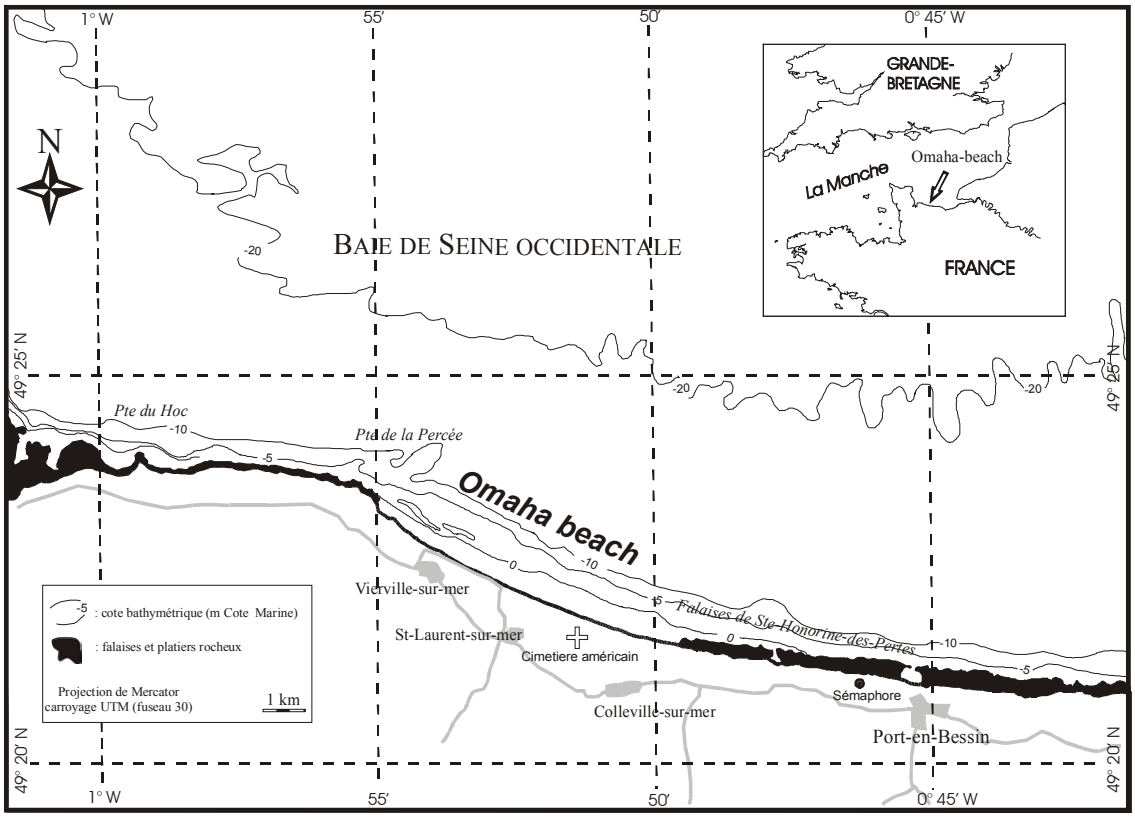


Figure II. 1 - La plage d'Omaha beach et le domaine marin adjacent (d'après la carte n° 7056G, SHOM).

I.1 Cadre géologique

Le substrat géologique du secteur d'Omaha beach appartient à la bordure occidentale du Bassin Parisien. Il est constitué d'une alternance de calcaires et de marno-calcaires jurassiques dans un cadre tectonique régional légèrement basculé vers le Nord-Est. Trois formations géologiques conditionnent

la morphologie générale sur laquelle se met en place la plage d'Omaha : (1) le CALCAIRE A SPONGIAIRES ou OOLITHE BLANCHE (Bajocien supérieur) qui affleure au niveau du platier rocheux de Ste-Honorine-des-Pertes et des Roches de Grandcamp ; (2) les MARNES DE PORT-EN-BESSIN (Bathonien inférieur et moyen) qui constituent les flancs des plateaux de Vierville-sur-mer et St-Laurent-sur-mer bordant la plage ; (3) le CALCAIRE DE ST-PIERRE-DU-MONT et la CAILLASSE D'ENGLESQUEVILLE (Bathonien moyen) qui affleurent à la Pointe de la Percée et au sommet des plateaux.

Entre Port-en-Bessin et la Pointe de la Percée, un plongement local des séries vers l'Ouest explique la formation de l'anse d'Omaha beach (Fily *et al.*, 1987). En effet, les marnes bathoniennes disparaissent sous les calcaires à la Pointe de la Percée. La mise en place de la plage est donc conditionnée par l'érosion différentielle affectant les terrains tendres des MARNES DE PORT-EN-BESSIN situées entre les calcaires compétents du Bathonien moyen à l'Ouest, et du Bajocien supérieur à l'Est.

I.2 Géomorphologie et mise en place des formations superficielles

Le littoral sableux d'Omaha est constitué de la plage stricto sensu et d'un cordon dunaire étroit au niveau du plateau de Colleville-sur-mer. Au droit du cimetière américain, il est séparé des falaises mortes par un marais maritime. En arrière, le paysage est marqué par un système de plateaux entaillés d'un réseau hydrographique dont les exutoires aboutissent dans le marais.

Les dépôts de plage de Grandcamp d'âge éemien (≈ 100 000 ans BP) constituent la trace fossile du dernier plus haut niveau marin qui atteignit régionalement la cote des hautes mers actuelles (Coutard & Lautridou, 1975; Coutard *et al.*, 1979; Lautridou, 1989). Ceci entraîna l'érosion des falaises du Calvados puis la formation de terrasses marines, bases des séquences de comblement sédimentaire au cours du dernier cycle glaciaire-interglaciaire Wechselien-Holocène (Doré *et al.*, 1987). Durant le Wechselien, la régression marine atteignit environ –120 m par rapport à la cote actuelle. La plate-forme de la Baie de Seine était alors exondée et parcourue de rivières drainant du matériel grossier jusqu'aux paléovallées de la Manche (Alduc, 1979 ; Auffret *et al.*, 1980). L'érosion mécanique du substratum par gélifraction, accentuée en climat glaciaire, produisit de grandes masses sédimentaires reprises dans l'édification du prisme côtier lors de la transgression flandrienne. L'étude palynologique des tourbes affleurantes sur le littoral du Calvados renseigne sur le rythme de la transgression (Elhaï & Sparks, 1958 ; Elhaï & Larsonneur, 1969 ; Larsonneur, 1971 ; Clet-Pellerin *et al.*, 1987). Celle-ci débuta, il y a environ 12000 ans au rythme d'élévation moyen de l'ordre de 25 mm/an puis elle ralentit à partir de 7000 ans BP. La géométrie de la côte et le régime de courants de marée étaient alors sensiblement équivalents à l'actuel.

I.3 Évolution historique du littoral d'Omaha beach

L'exploitation des photos aériennes de l'IGN depuis 50 ans montre une stabilité relative du trait de côte à cette échelle de temps (Levoy *et al.*, 1999). Le catalogue sédimentologique des côtes de France (EDF, 1986) précise que la plage de Colleville-sur-mer subit une légère érosion compensée par la construction d'aménagements au devant des valeurs menacées. Ceux-ci concernent également la

partie ouest de l'anse. De Vierville-sur-mer à St-Laurent-sur-mer, la falaise morte est protégée de l'agression marine par une digue bétonnée et des enrochements. Un système d'épis a été également mis en place pour fixer les transferts sédimentaires longitudinaux générés par la dérive littorale W-E dans l'anse (Larsonneur, 1971 ; EDF, 1986).

De nombreuses épaves sont présentes sur le domaine subtidal. Ce sont des navires ou des caissons coulés pour servir de brises-lames lors de la construction d'un port artificiel, peu après le débarquement. Il fut détruit par une tempête le 19 juin 1944 (Elhaï, 1963). Leur impact sur la morphologie de la plage est appréciable sur les missions photographiques aériennes de l'IGN. La mission de 1947 montre une morphologie intertidale fortement perturbée avec des accumulations sableuses dans les zones d'abris (Elhaï, 1963). Depuis, les travaux de nettoyage entrepris, ainsi que l'action marine ont fortement morcelé ces caissons. D'après les vues aériennes de l'IGN (missions IGN de 1954, 1994 et 1999 ci-dessous), les conséquences directes sur la topographie de l'estran sont négligeables.

Le site expérimental retenu se situe au droit du cimetière américain sur une zone du littoral dégagée de tout aménagement en haute plage (Photo. II. 1).

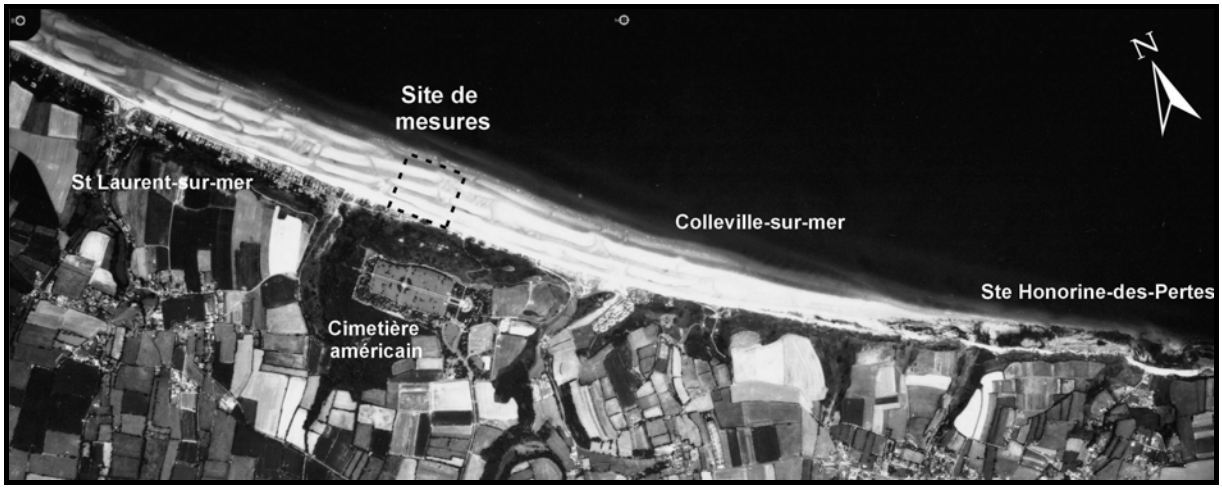


Photo. II. 1 - Vue aérienne de la zone d'étude, montrant les systèmes de barres et de bâches (source : IGN, mission de juillet 1999).

I.4 Bathymétrie et dynamique sédimentaire du domaine marin

La bathymétrie du domaine marin adjacent à la plage d'Omaha est douce et régulière (Figure II. 1). La pente générale du littoral est de 1,5%, depuis le trait de cote jusqu'à la cote –10 m C.M. à environ 1500 m du trait de côte. Elle s'adoucit entre –10 et –20 m, cote atteinte à environ 6 km du trait de côte actuel (0,15 %).

La répartition des sédiments superficiels est révélatrice de la dynamique particulière du domaine marin au large de la plage d'Omaha (Larsonneur, 1971). La disposition des faciès sédimentaires est principalement influencée par les vitesses des courants de marée. Les zones où ils sont les plus forts, sont occupées par des sédiments grossiers (graviers, galets) et il existe un gradient

granulométrique décroissant du large vers la côte où sont concentrés des sables fins à faible teneur en calcaire (25%) au niveau de Omaha beach. Entre –10 m et –20 m, les fonds sont couverts de sables graveleux et de graviers siliceux. Une couche superficielle enrichie en sablons (d_{50} < 200 µm) à la cote -8 m C.M marque un niveau d'énergie minimum des agents hydrodynamiques. Cette cote est désignée comme la limite d'action dominante des houles (Larsonneur, 1971 ; Aloisi *et al.*, 1977). La Pointe de la Percée est une zone de divergence des transports sédimentaires par dérive littorale. A l'Ouest, le transit s'effectue en direction de la Baie des Veys tandis qu'à l'Est les sédiments se déplacent le long du littoral du Calvados vers l'embouchure de l'Orne.

Les prospections géophysiques par sonar à balayage latéral délimitent plus précisément les zones sédimentaires et les affleurements sous-marins du substrat (Auffret & d'Ozouville, 1986). Ces travaux et ceux d'Ehrhold (1993) lors de la réalisation de la carte sédimentologique du SHOM (Carte 7056G), confirment en les détaillant les caractéristiques sédimentaires générales décrites ci-dessus.

I.5 Régime dynamique de la baie de seine occidentale

I.5.1 Caractéristiques de la marée en Manche et en Baie de Seine

La marée en Manche est semi-diurne de période moyenne de 12 h 24 min. L'onde de marée se propage d'Ouest en Est et subit des déformations en fonction de la bathymétrie du bassin. Sur les côtes françaises, elle atteint un minimum à Cherbourg. Entre le Cotentin et le littoral picard, elle devient progressive et son amplitude augmente vers l'Est. La figure II.2 représente la propagation de l'onde lunaire semi-diurne M2 à l'échelle de la Manche. Elle constitue la composante principale régissant l'amplitude de la marée en Manche.

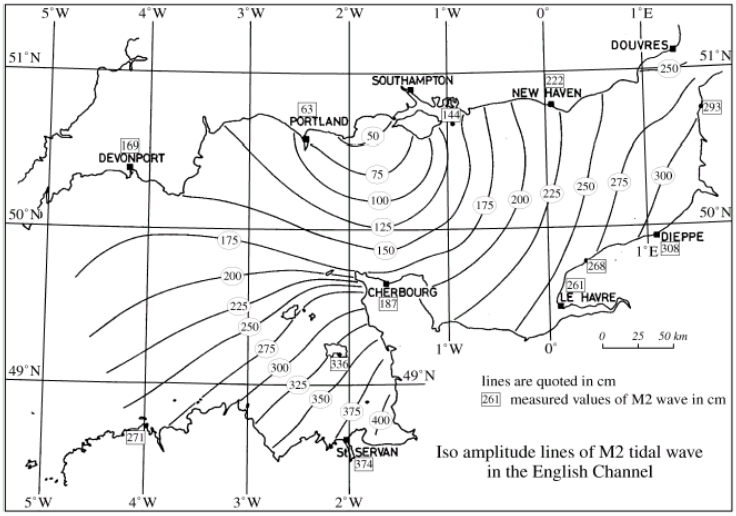


Figure II. 2 - Propagation de l'amplitude de l'onde lunaire M2 en Manche (d'après Chabert d'Hières et al. , 1978, in Levoy et al., 2000).

En Baie de Seine, il existe une superposition de (1) l'onde de marée provenant de l'Ouest, (2) d'une onde réfléchie par la côte picarde, et (3) d'une onde progressive secondaire provenant de la Mer du Nord (SHOM, 1996). L'amplitude moyenne de la marée est de 6 m en vives-eaux et 2,5 m en mortes-eaux (EDF, 1986). A l'échelle journalière, la «tenue du plein» autour de la pleine mer est un phénomène caractéristique de la Baie de Seine. Elle résulte de la déformation de l'onde venant de

l'Atlantique (Le Provost *et al.*, 1986). La géométrie de la Manche Centrale entre l'Isle de Wight et les côtes françaises est à l'origine d'une amplification des composantes quart-diurne et sixième-diurne. Les décalages de phases entre ces composantes entraînent une stabilité du plan d'eau à marée haute qui dure jusqu'à 2 h au Havre, mais qui s'applique dans des proportions moindres à toute la Baie de Seine.

Le courant de flot se propage vers l'Est et le jusant vers l'Ouest, avec des variations près des côtes où ils s'orientent parallèlement au littoral. Ils sont de l'ordre de 2 nœuds (≈ 1 $m.s^{-1}$). Toutefois, l'intensité relative des courants au cours d'un cycle de marée est différente entre les parties occidentale et orientale de la Baie de Seine. Généralement, le courant de flot est plus intense que le jusant dans la partie orientale. Alors qu'entre la Pointe de la Percée et Barfleur, la vitesse du jusant domine celle du flot (Larsonneur, 1971 ; SHOM, 1996). Au large d'Omaha beach, le flot atteint 1,7 nœuds en vive-eau moyenne et 1 nœud en morte-eau moyenne. La vitesse maximale du jusant varie entre 1,4 et 0,7 nœud en fonction du cycle tidal semi-lunaire.

I.5.2 Régime des vents et agitation associée

Le climat de la Normandie est tempéré sous influence océanique. Les vents de secteur W liés aux passages dépressionnaires provenant de l'Atlantique sont statistiquement les plus fréquents à l'échelle annuelle. Les variations saisonnières modulent ces observations, les mois d'avril à juin enregistrent généralement une augmentation de la fréquence des vents de secteur NE lors de la mise en place de systèmes anticycloniques sur les îles britanniques (EDF, 1986). En raison de la géométrie de la côte et de son exposition, l'influence de ces vents est particulièrement importante sur la dynamique littorale.

Le régime d'agitation est étroitement lié à celui des vents et au fetch réduit entre la France et l'Angleterre (≈ 100 M.[1]). L'absence d'ouverture sur le domaine océanique inhibe la formation de houle longue et limite les caractéristiques des vagues incidentes à une agitation de type « mer de vent ». Cette agitation due aux vents locaux se caractérise par des périodes généralement inférieures à 6 s, des hauteurs modérées et un spectre directionnel étroit (Levoy, 2000). Les mesures d'agitation sont rares dans le secteur de la Baie de Seine occidentale en comparaison avec la zone d'embouchure de la Seine. Le Laboratoire National d'Hydraulique (LNH) a entrepris une campagne de mesures de houle uni-directionnelle, au large de la Pointe de la Percée (Point Englesqueville) entre septembre 1975 à décembre 1981 (1474 jours) (MNEAT, 1995). Un calme plat a été observé pendant 23% du temps, des $H_{1/3}$ inférieures à 0,6 m pendant 85 % du temps et des périodes associées inférieures à 6 s (60% du temps).

I.6 Conclusions

L'analyse des données bibliographiques relatives au cadre physique et dynamique général de la Baie de Seine rend compte de la spécificité de la localisation d'Omaha beach : une anse sableuse, au trait de côte peu mobile depuis une cinquantaine d'années, dans un environnement macrotidal soumis à une faible agitation générale. Toutefois, l'étude morphodynamique entreprise sur Omaha beach,

[1] M. : mille nautique 1852 m.

nécessite une quantification précise des forçages hydro-météorologiques au plus près du site d'expérimentation. L'ensemble des données hydrodynamiques et topographiques acquises pendant les deux années de suivi permet de caractériser le cadre morphodynamique général de la plage étudiée.

II CADRE MORPHODYNAMIQUE D'OMAHA BEACH

II.1 Inventaire des données

L'étude du cadre morphodynamique d'Omaha beach s'effectue à partir des données acquises pendant les deux années de suivi entre février 1999 et février 2001. Les protocoles d'acquisition des données topographiques et hydrodynamiques sont détaillés respectivement en Annexe 1 et 2. Les mesures des paramètres météorologiques sont réalisées au sémaphore de Port en Bessin. L'ensemble des Modèles Numériques de Terrain MNT acquis au cours de l'étude est représenté en annexe 3.

II.2 Morphologie générale

Le secteur suivi se situe au droit d'un étroit cordon dunaire qui sépare la plage stricto sensu d'un marais maritime accolé à la falaise morte (Photo. II. 2).

La figure II.3 présente les principales caractéristiques morphologiques d'un profil de plage depuis l'arrière de la dune jusqu'au domaine subtidal. Les dunes sont généralement caractérisées par des versants marins à fortes pentes, en raison de leur réactivation régulière par les tempêtes en conjonction avec des vives-eaux. Ces pentes fortes ($\tan\beta = 1{,}07$) limitent les transferts éoliens vers l'arrière-dune fortement végétalisée. Les vents de mer efficaces concentrent les apports en pied de dune, ce qui participe ainsi à la stabilité du cordon dunaire (Bretel, 2002). Un cordon de galets est accolé au pied de dune. Fortement ensablé en phases de faible énergie, il est découvert par les tempêtes en vives-eaux. Il a un rôle de surface de transit en période d'apports éoliens et de protection du pied de dune contre les attaques marines. Il est constitué essentiellement de silex issus de l'érosion des falaises bathoniennes de la Pointe de la Percée (Fily, 1975 ; Fily *et al.*, 1987).

La plage ($\tan\beta$ moyenne = 0,015) s'étend sur environ 400 m d'estran en vive-eau. Elle est sableuse et les systèmes de barres et bâches en constituent le trait morphologique majeur. Ils sont entrecoupés de chenaux de vidange généralement perpendiculaires au trait de côte qui canalisent l'évacuation de l'eau à la marée descendante.

Sur le domaine subtidal ($\tan\beta = 0{,}014$) une barre sableuse proche du 0 m C.M. (-4,05 m IGN69), a été repérée en mai 1999 par sondage bathymétrique et observée régulièrement au cours de l'étude. Une seconde barre est présente plus au large sur le levé bathymétrique de mai 1999 à environ 600 m du pied de dune.

Photo. II. 2 - Omaha beach vue vers l'Ouest (octobre 2000).

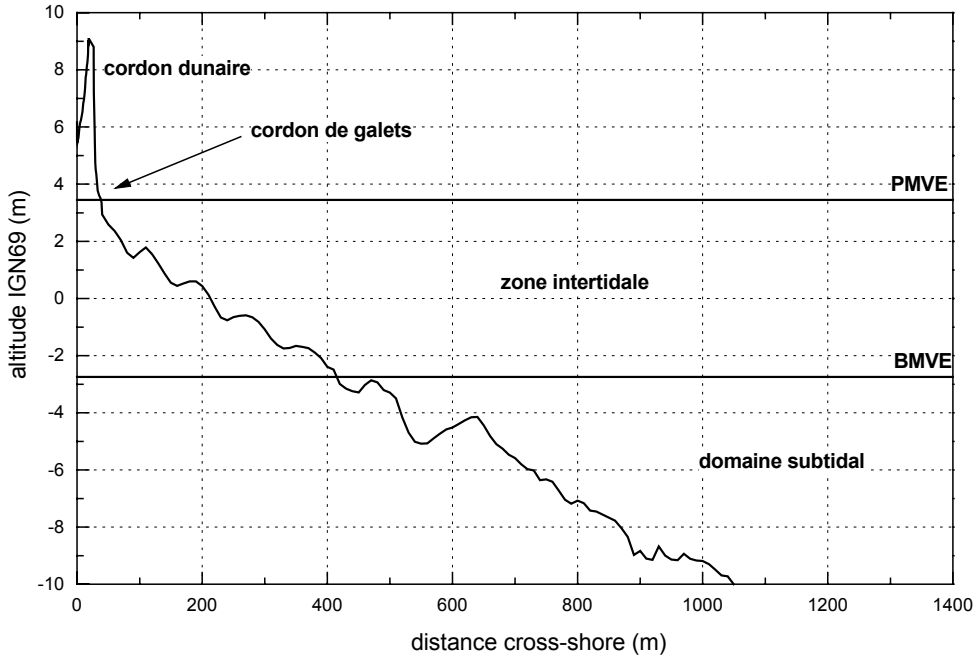


Figure II. 3 - Morphologie générale du domaine côtier à Omaha beach (données topographiques et bathymétriques de mai 1999). PMVE : niveau moyen des pleines mers de vives-eaux ; BMVE : niveau moyen des basses mers de vives-eaux.

.

II.2.1 Morphologie du domaine subtidal

A ce jour, la morphologie générale de l'avant-côte et son évolution sont mal connues. En effet, la densité des sondes des levés bathymétriques du SHOM entre les basses mers et la cote -10 m C.M., ne permet pas d'avoir une vue morphologique détaillée. Toutefois, la présence de barres sur le

domaine subtidal est confirmée par les levés bathymétriques réalisés en mai 1999 (Figure II. 3). De plus, elles ont pu être identifier visuellement au long des deux années de suivi morphologique.

Ces observations ne donnent qu'une vision instantanée de la morphologie et restent incomplètes concernant l'évolution de ces barres et leur interaction avec la zone intertidale. Il semble cependant que la morphologie de l'avant-côte soit marquée par des systèmes de barres sous-marines relativement pérennes.

II.2.2 Morphologie de la plage intertidale

II.2.2.1 Délimitation des zones tidales à Omaha beach

L'estran des plages macrotidales présente classiquement trois compartiments en fonction des niveaux moyens de marée (cf. Ch. I). Pour les plages à barres en général, et à Omaha beach en particulier, la présence de barres sableuses sur l'ensemble du profil de plage rend délicate cette répartition. Cependant, en fonction de l'importance relative des processus hydrodynamiques qui conditionnent les évolutions morphologiques sur les estrans macrotidaux, une telle distinction s'avère nécessaire (Masselink, 1993).

La largeur moyenne des zones tidales est définie à Omaha (Figure II. 4) en fonction de l'intersection du profil moyen avec les niveaux moyens de marée calculés à Port-en-Bessin (cf. annexe 2).

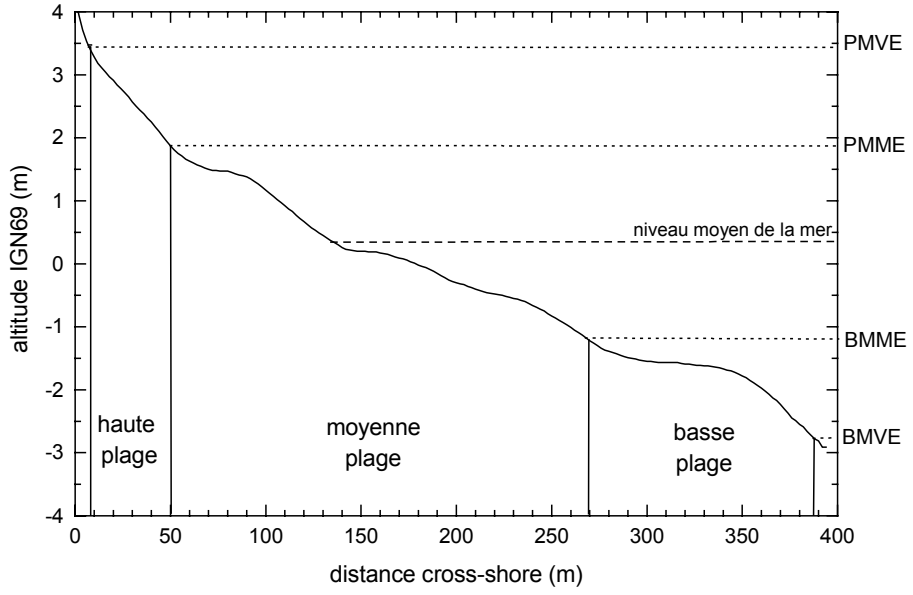


Figure II. 4 - Définition des zones tidales à Omaha beach.

Le profil moyen est obtenu par la moyenne des altitudes relevées pour chaque abscisse (distance *cross-shore*) au cours du suivi à moyen terme. Bien qu'il n'ait pas de réalité physique propre, ce profil statistique met en évidence la pente moyenne de l'estran et des caractères morphologiques particuliers. Ainsi, la haute plage, définie entre 10 et 50 m du pied de dune, est la zone la plus réduite et présentant

la plus grande pente moyenne (tanβ = 0,034) variant de 0,017 à 0,047. La moyenne plage, entre 50 et 270 m, est la plus large et de pente moyenne tanβ = 0,013. Trois barres de faible amplitude peuvent être observées sur cette zone. Enfin, la basse plage, entre 270 et 390 m, est la portion la plus plane de l'estran (tanβ = 0,011) avec cependant une barre bien marquée.

II.2.2.2 Variabilité temporelle des profils cross-shore

Les statistiques du profil central P200 sont calculées à partir de l'ensemble des levés (Figure II. 5a) sur les deux années de suivis.

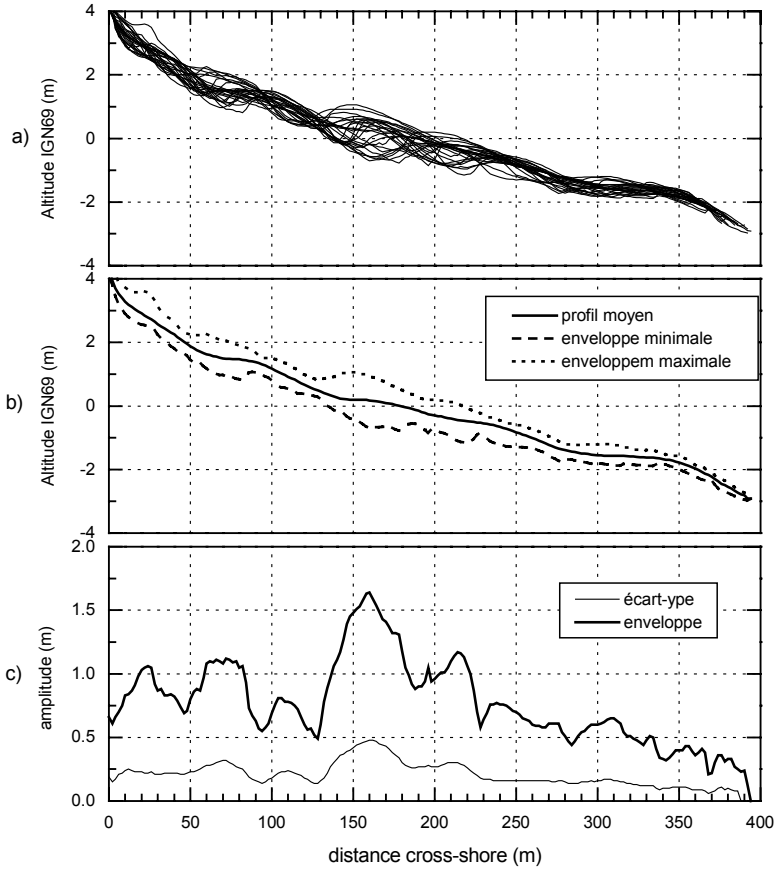


Figure II. 5 - Statistiques descriptives du profil central.
a) superposition des profils ; b) Profil moyen et enveloppe ; c) amplitude de l'écart type et de l'enveloppe

Le profil de plage est légèrement concave et la pente moyenne de la zone intertidale (tanβ), calculée par régression linéaire, varie de 0,013 à 0,015 au cours du temps. L'évolution morphologique est contrôlée principalement par la dynamique des barres : construction – migration - destruction.

Le profil moyen de la plage sur deux années (Figure II. 5) conserve une topographie avec quatre barres, plus ou moins marquées, ce qui montre la tendance de la plage à développer et à conserver une telle morphologie. L'enveloppe des profils (Figure II. 5b) traduit les évolutions topographiques maximales, observées au cours du suivi. L'amplitude de l'enveloppe est reportée sur la

figure II.5c, en parallèle de l'écart type qui exprime la mobilité de la plage en fonction de la distance *cross-shore*.

Les évolutions les plus significatives sont observées entre le pied de dune (x = 0 m) et le milieu de plage (x = 230 m), avec un maximum entre 130 et 230 m du pied de dune. A partir de là, l'amplitude décroît vers le large pour atteindre de faibles valeurs vers 400 m, au niveau des basses mers de vives-eaux. L'écart type suit également une évolution similaire dans le sens du profil *cross-shore*. La partie basse de la plage est donc une zone peu mobile où le profil moyen montre une barre relativement stable à l'échelle de temps du suivi.

II.3 Caractéristiques sédimentologiques

II.3.1 Caractérisation granulométrique des sédiments superficiels

Des échantillons de sable superficiel ont été prélevés sur la totalité du profil de plage au cours des deux années de suivis. Les analyses granulométriques ont été effectuées à l'aide d'un granulomètre laser (COULTEUR LS230[1]).

La figure II.6 montre une légère granodécroissance depuis la haute plage jusqu'à la limite des basses mers. Un tel gradient granulométrique suivant un profil *cross-shore* est une caractéristique constante des plages macrotidales (Wright *et al.*, 1982 ; Jago & Hardisty, 1984 ; Horn, 1993 ; Levoy, 2000). Les sables constituant la dune ($x \leq 0$) sont sensiblement plus fins que ceux de la haute plage.

L'examen en parallèle de l'indice de classement σ et de d_{50} (en unité ϕ) ne permet pas d'associer un stock sédimentaire à une morphologie particulière (Figure II. 7). Les sables participant à la construction des barres ne sont pas significativement différents de l'ensemble des sédiments qui constituent le stock sédimentaire de la plage d'Omaha.

Cette homogénéité des sédiments est représentée sur la figure II.8. La distribution statistique des médianes granulométriques de l'ensemble des prélèvements suit une courbe d'ajustement gaussien (r = 0,99) avec un mode à 260 µm qui représente environ 25% des échantillons. La gamme des médianes entre 245 et 265 µm représente quant à elle plus de 65 % des mesures.

Nous retiendrons la valeur d_{50} = 260 µm, en diamètre équivalent, comme représentative de la granulométrie moyenne des sédiments intertidaux.

[1] www.Beckmancoulteur.com

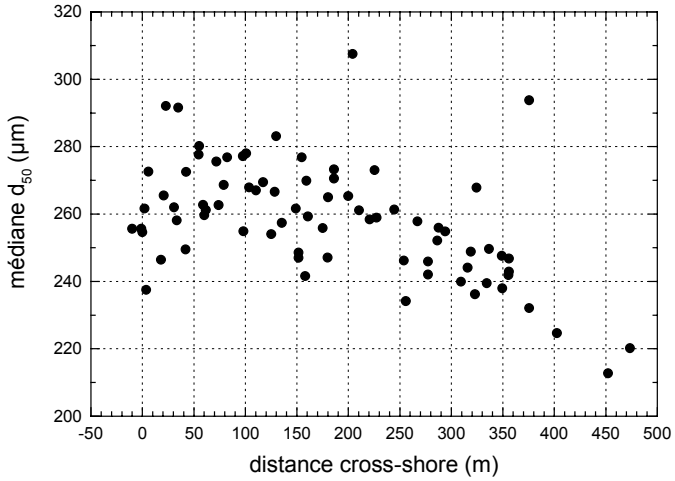


Figure II. 6 - Répartition de la médiane (d_{50}) des sédiments de surface en fonction de la distance au pied de dune (x=0).

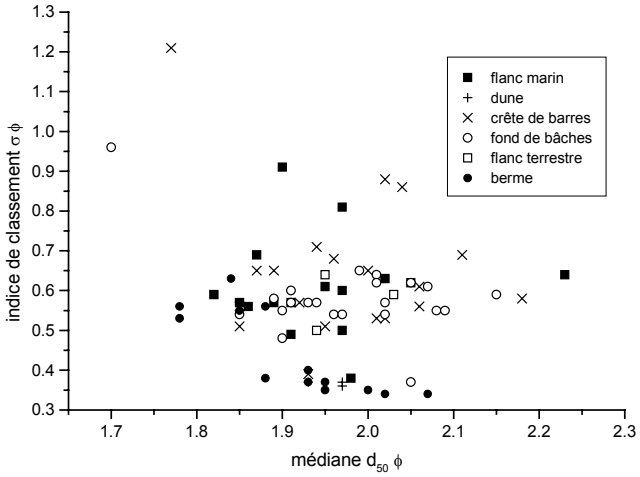


Figure II. 7 - Caractéristiques granulométriques (unité ϕ) en fonction de la zone de prélèvement.

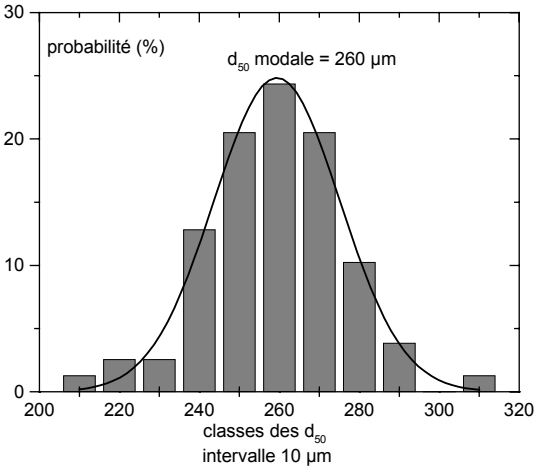


Figure II. 8 - Distribution statistique des médianes des échantillons.

II.3.2 Morphologies des corps et figures sédimentaires

La répartition des figures sédimentaires est un indicateur morphodynamique des écoulements et des transferts sédimentaires (intensité et direction). Les études menées sur les estrans amènent à définir, en fonction des figures sédimentaires, quel(s) processus dynamique(s) domine(nt) l'évolution des fonds (Clifton *et al.*, 1971 ; Van der Berg, 1977 ; Dabrio & Polo, 1981 ; Dabrio, 1982 ; Hawley, 1982 ; Moore *et al.*, 1984 ; Chauhan, 2000).

Sur la plage d'Omaha, deux grands types de corps sédimentaires sont observés en fonction de l'échelle spatiale considérée : celle de la plage ou celle du système barre-bâche.

- A l'échelle de la plage, les morphologies particulières sont principalement les barres et les bâches qui occupent la majeure partie de l'estran (Figure II. 9). La crête des barres est parfois couverte par une mince couche de sable vacuolaire très peu compact lors de périodes de très faible agitation (King, 1972). Par ailleurs, une barre peut se développer sur la haute plage, lors de conditions hydrodynamiques similaires. Elle se distingue des barres et bâches de la moyenne et basse plage, dans la mesure où son talus présente une face d'avalanche, et sa crête, des figures d'écoulement vers la bâche en amont.

Un réseau de chenaux draine la totalité de la plage et connecte les bâches entre elles. Les écoulements dans ces chenaux sont responsables de transferts sédimentaires locaux vers la basse plage à marée descendante. Les sédiments transportés se déposent en formant des « micro-deltas » dans la bâche inférieure. Dans les bâches, des mégarides orientées dans le sens du drainage, ont été observées à l'issue de tempêtes. Les courants tidaux, amplifiés par les courants moyens générés par les vagues et accélérés par la morphologie des chenaux , sont à l'origine de leur construction.

- A l'échelle du système barre-bâche, une grande diversité de figures sédimentaires centimétriques à décimétriques est observée (Figure II. 10). Le revers des barres est marqué par la prédominance de figures de *swash* (lits plans et/ou rides rhomboïdales). Le fond des bâches est couvert de rides de houle (2D ou 3D), de rides de courant dans le sens du drainage et parfois, de rides d'interférence houle-courant.

La répartition de ces figures sédimentaires traduit deux dynamiques particulières que sont la dynamique de barre, marquée par les figures de *swash*, et la dynamique de bâche contrôlée par l'action des courants moyens et des houles dans les faibles profondeurs d'eau (Levoy *et al.*, 1997). Par ailleurs, il faut noter l'interdépendance des échelles d'observation dans la mesure où la disposition spatiale des barres et des bâches contrôle la répartition des figures sédimentaires de petite échelle (Kroon, 1994). Une telle répartition est conforme à l'ensemble des observations sur des plages similaires (King & Williams, 1949 ; Parker , 1975 ; Levoy *et al.*, 1997 ; Chauhan , 2000).

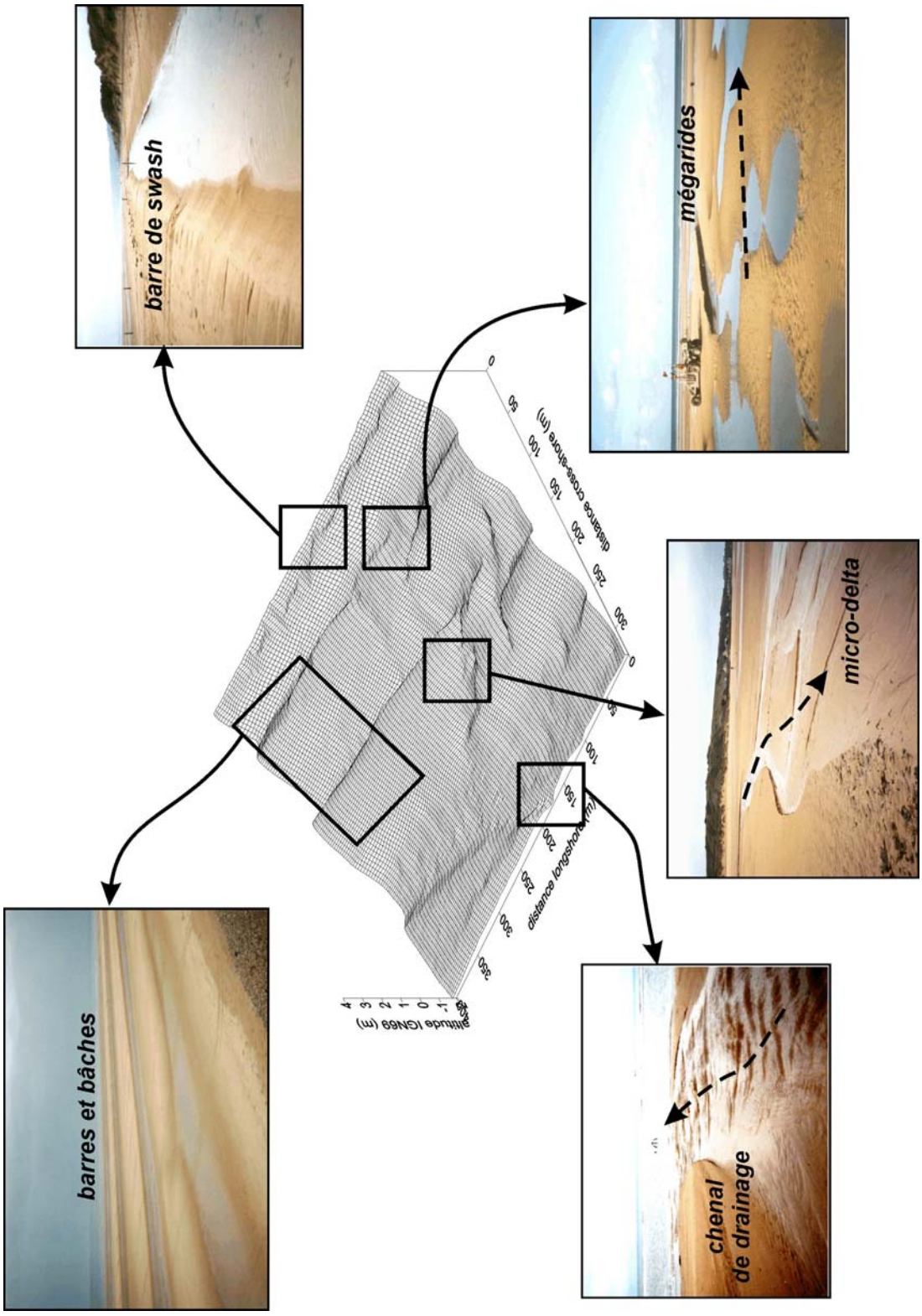


Figure II. 9 - Morphologies particulières à l'échelle de la plage.

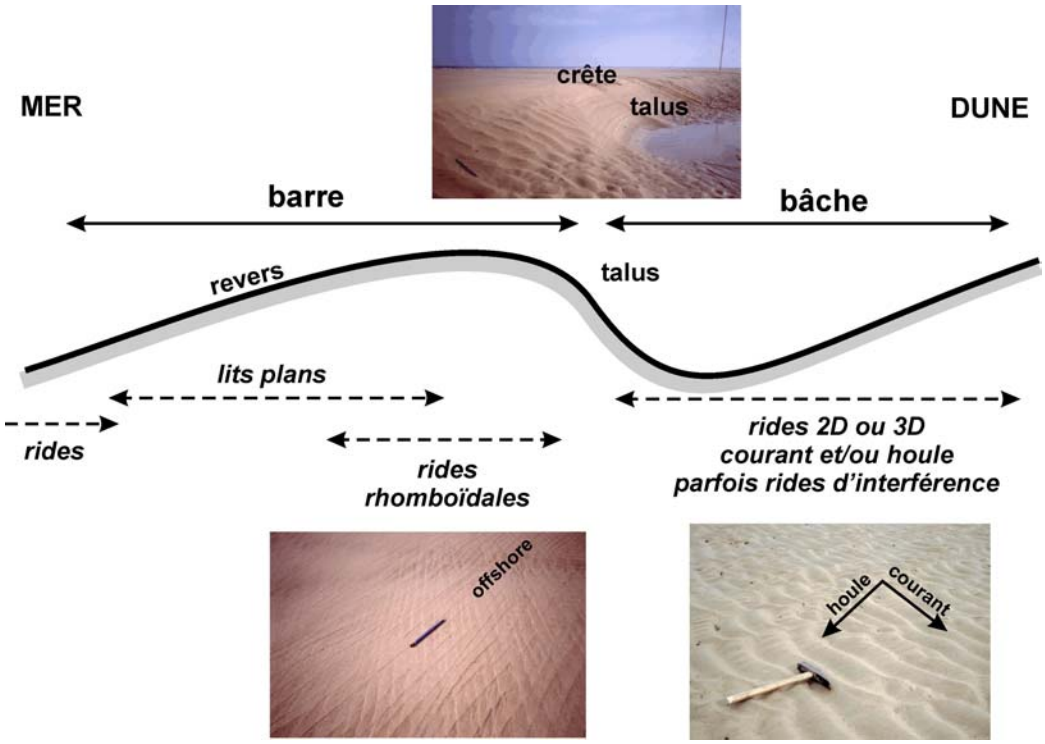


Figure II. 10 - Répartition des figures sédimentaires sur un système barre-bâche.

II.4 Facteurs dynamiques

II.4.1 Hydrodynamique tidale

L'ensemble des vitesses des courants de marée mesurées sur la basse plage pendant deux ans, est présenté sur la figure II.11 en fonction de leur direction.

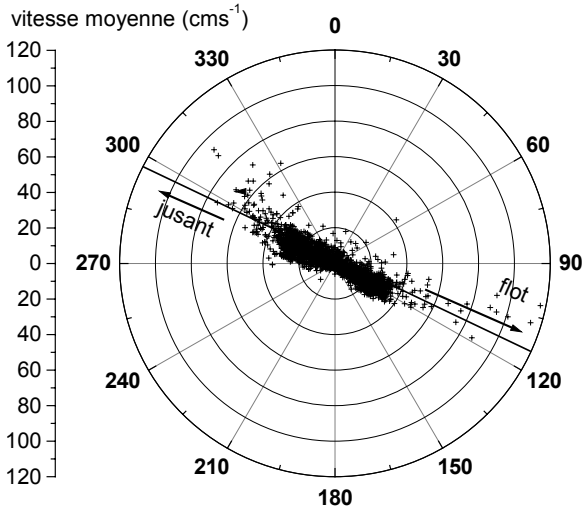


Figure II. 11 – Diagramme polaire des vitesses des courants de marée sur la basse plage pour toutes les conditions d'agitation.

Deux courants parallèles à la côte sont dominants suivant la direction du flot (≈ N110) et celle du jusant (≈ N290). Les vitesses sont généralement inférieures à 0,4 $m.s^{-1}$. Les valeurs maximales (≈ 1 $m.s^{-1}$) sont atteintes pendant les tempêtes lorsque les courants moyens générés par la houle amplifient l'écoulement tidal.

II.4.2 Régime des vents

L'analyse statistique des données issues du sémaphore de Port-en-Bessin, entre février 1999 et avril 2001, montre une prédominance des vents de secteur SW, qui représentent environ 30% des vents (Figure II. 12b) pour des vitesses moyennes inférieures à 10 $m.s^{-1}$, dans 80 % des cas (Figure II. 12c). Les vents de secteur ENE représentent environ 20 % des cas.

Les vitesses maximales ne sont pas spécifiques d'une direction du vent, les magnitudes des vents enregistrés étant sensiblement égales pour les secteurs SW et NE (Figure II. 12a).

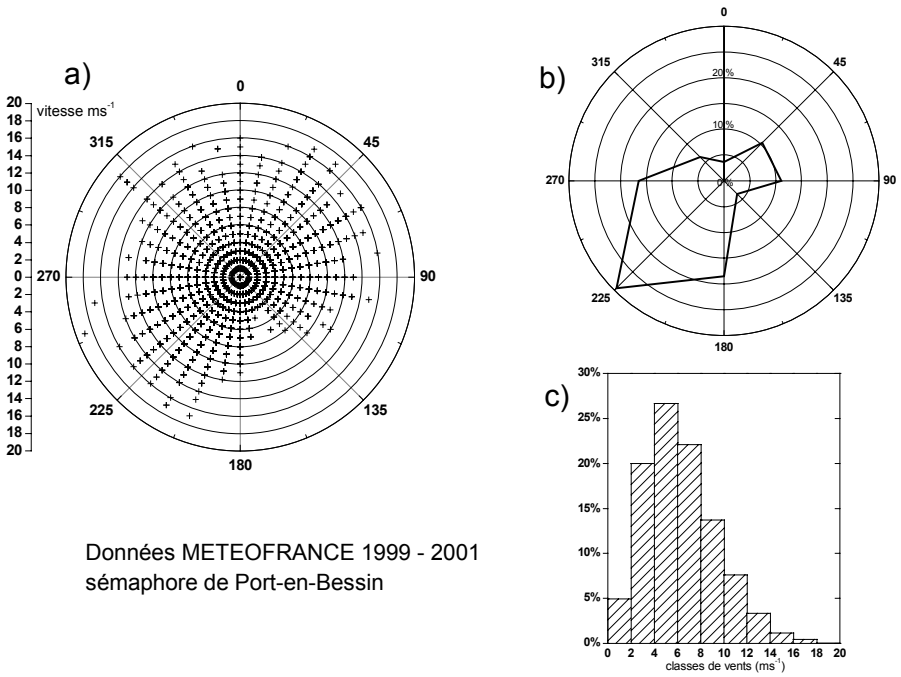


Figure II. 12 - Mesures des vents à Port-en-Bessin (METEOFRANCE).
a) diagramme polaire de distribution des vitesses ; b) répartition statistique des directions des vents, c) histogramme des vitesses des vents.

Par rapport aux conditions climatiques générales de la Normandie, la période 1999-2001 est marquée par une sous-représentation des vents de secteur NE par rapport aux vents de SW. Cette différence est liée au régime climatique particulier qui a caractérisé ces deux années en Normandie.

II.4.3 Statistiques des houles incidentes

Les enregistrements continus réalisés sur la basse plage permettent de préciser et de quantifier les caractéristiques des houles à l'entrée du système étudié. En raison de la hauteur d'eau variant au–dessus du houlographe situé sur la basse plage, les statistiques présentées ci-dessous sont issues de l'analyse des séquences de mesures pendant lesquelles le niveau de la marée est situé sur la haute plage, soit supérieur à 1,89 m IGN69 (cf. annexe 2).

La figure II.13a présente la distribution des H_s sur la basse plage pour les deux années de suivis. Les conditions de faible agitation ($H_s \leq$ 1m) représentent 90% du temps, avec un mode principal à 0,3 m (40%). Une hauteur moyenne $H_{s,moy}$= 0,43 m (σ_{Hs} = 0,4 m), et une hauteur maximale $H_{s,\,max}$= 2,91 m.

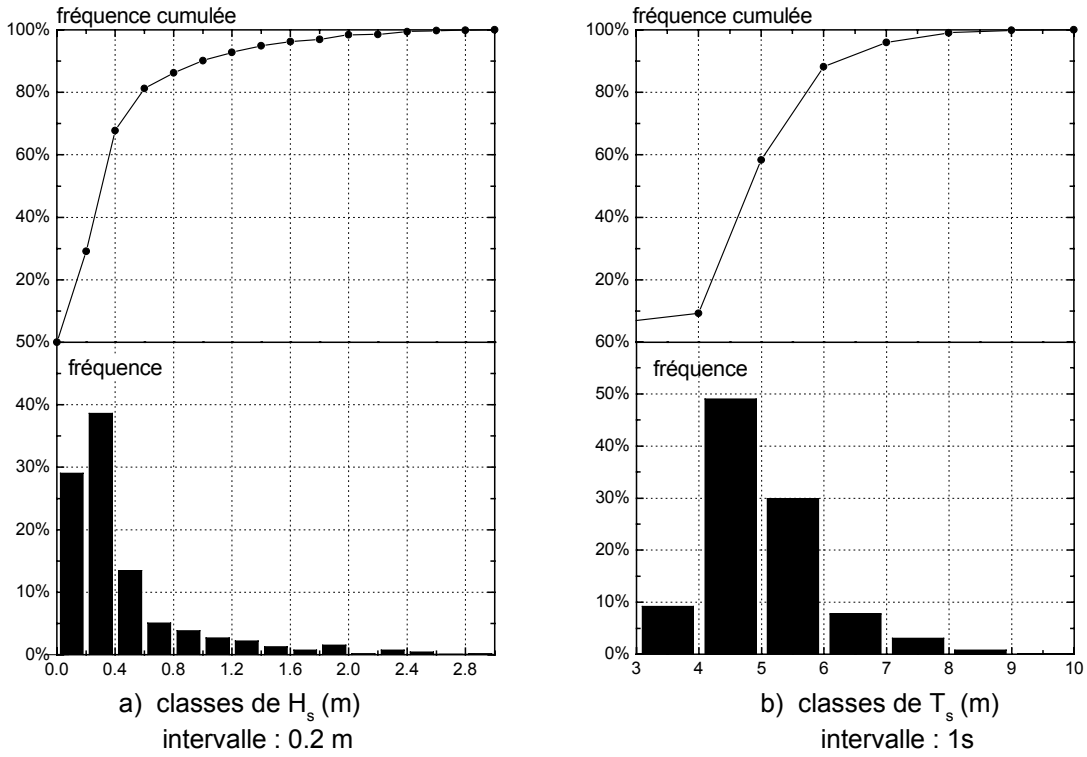


Figure II. 13 - Histogrammes des caractéristiques de la houle en bas de plage.
a) hauteurs significatives de houle H_s ; b) périodes significatives T_s

Les périodes significatives T_s ($T_{s,moy}$ = 4,9 s, σ_{Ts}= 0,9) de 4 à 6 s sont les plus courantes avec un mode principal (50%) à 4,5 s (Figure II. 13b).

Le corrélogramme de H_s et de T_p, période de pic de la houle, réalisé sur l'ensemble des mesures, montre que la période des houles de tempêtes tend vers 9 s, alors que les houles faibles ($H_s <$ 1 m) sont associées à des périodes très variables (Figure II. 14). Les longues périodes ($T_p >$ 10 s) sont attribuées à des houles océaniques résiduelles, diffractées par la péninsule du Cotentin.

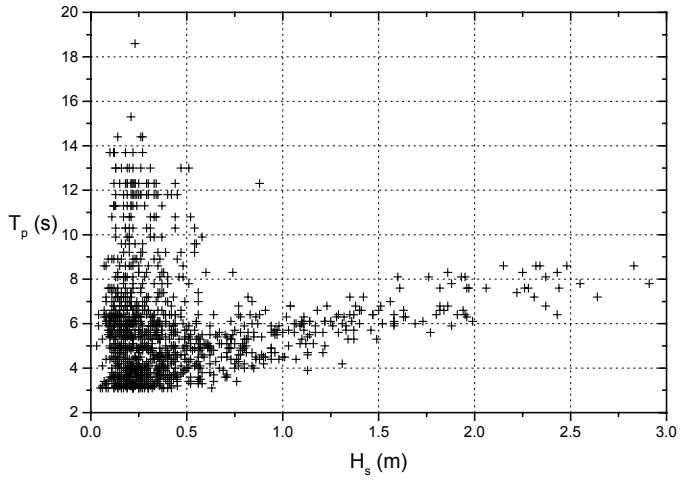


Figure II. 14 - Corrélogramme des caractéristiques primaires de la houle incidente en bas de plage. T_p : période de pic de la houle (s) ; H_s : hauteur significative (m)

Du point de vue de l'incidence à la côte, les houles proviennent de secteur N en raison de la géométrie et de l'orientation de la côte (Figure II. 15a), les incidences étant généralement négatives. En forte agitation (H_s > 1 m ; 10% du temps), l'angle d'incidence θ bascule vers des valeurs nulles et positives (Figure II. 15c).

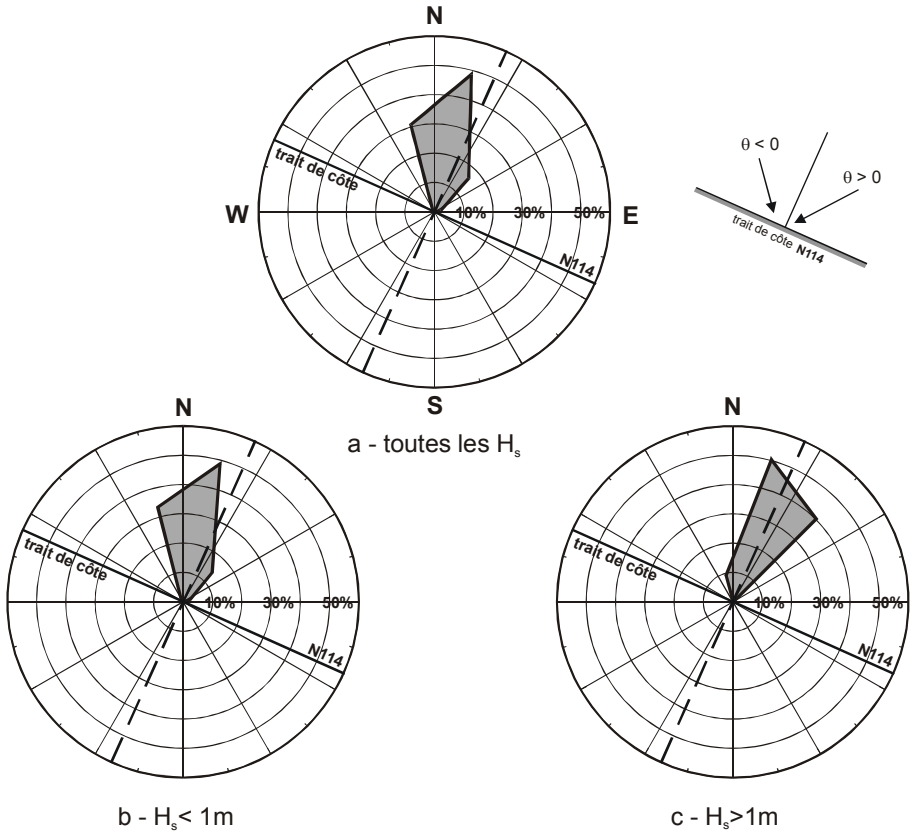


Figure II. 15 - Fréquence des directions des houles en fonction de la taille des vagues (θ : angle d'incidence des vagues).

Il apparaît clairement deux régimes d'agitation distincts :

- un régime de beau temps (90% du temps) avec généralement des H_s < 1 m, des périodes associées T_s < 6 s et une incidence généralement négative. De telles conditions dynamiques résultent de vents de secteur W, généralement de vents de terre;
- un régime de tempêtes (10% du temps) avec des houles frontales dont la hauteur H_s peut atteindre 3 m pour des périodes maximales T_s = 8-9 s. De telles conditions résultent de l'établissement de vents de mer de secteur NE pendant quelques jours.

III SYNTHÈSE

III.1 Cadre hydrosédimentaire d'Omaha beach

La plage d'Omaha se situe dans un cadre dynamique particulier caractérisé par un marnage macrotidal (*MSR* = 6,2 m), une agitation contrastée entre de longues périodes de faible agitation ($H_{s,moy}$= 0,43 m) pendant 90 % du temps, et des tempêtes (10 %) avec des H_s pouvant atteindre 3 m sur la basse plage. La hauteur modale de la houle est de l'ordre de H_s = 0,3 m pour une période modale T_s = 4,5 s.

La plage, constituée de sables fins (d_{50} = 260 µm), présente une pente moyenne faible (tan β = 0,015), indiquant un profil dissipatif, où deux à cinq barres peuvent se développer. Il semble de plus que le stock sableux de la plage soit relativement stable sur les 50 dernières années, vu la stabilité du trait de côte démontrée par l'examen des photographies aériennes (Levoy *et al.*, 1999).

Omaha beach rassemble donc toutes les caractéristiques des plages à barres et à bâches telles que les définissent qualitativement King & Williams (1949) et Short (1991), à savoir :

- un marnage macrotidal ;
- une faible agitation modale de type « mer de vent » ;
- un stock sédimentaire abondant de sables fins à moyens dont le volume et sont évolution restent à quantifier.

III.2 Caractérisation morphodynamique

Les paramètres morphodynamiques Ω et *RTR*, sont calculés pour replacer la plage d'Omaha dans la classification semi-quantitative de Masselink & Short (1993) (cf. Chapitre I). La hauteur des brisants H_b et la vitesse de chute w_s des sédiments doivent être déterminés pour calculer les paramètres morphodynamiques sans dimension.

- H_b est calculée suivant l'approximation de Komar & Gaughan (1972), en supposant la hauteur modale de la houle en bas de plage (H_s = 0,3) comme équivalente à celle du large H_0.

$$\frac{H_b}{H_0} = 0{,}56 \left(\frac{L_0}{H_0} \right)^{1/5} \qquad \textit{Eq. II. 1}$$

avec H_0 : hauteur de la houle au large (m)

$L_0 = 1{,}56\ T^2$: longueur d'onde de la houle au large (m)

$$\frac{H_b}{0{,}30} = 0{,}56 \left(\frac{1{,}56 \times 4{,}5^2}{0{,}3} \right)^{1/5} \qquad \text{d'où} \quad H_b = 0{,}43 \text{ m}$$

- La vitesse de chute des sédiments w_s, est calculée à l'aide de la formule de Van Rijn (1993) et celle de Soulsby (1997), pour une granulométrie $d_{50} = 260$ µm, pour une eau de 10°C et de salinité 30 ‰ (Tableau II. 1).

Van Rijn (1993)	0,0299 $m.s^{-1}$
Soulsby (1997)	0,0305 $m.s^{-1}$

Tableau II. 1 - Calcul de la vitesse de chute des sédiments w_s.

La valeur conservée est la moyenne de celles obtenues par les deux formules, soit $w_s = 0{,}03$ $m.s^{-1}$.

Les valeurs des paramètres morphodynamiques modaux de la plage d'Omaha beach sont donc les suivants :

- $\Omega = H_b / w_s T = 3{,}2$ *Eq. I. 3*
- $RTR = MSR / H_b = 14{,}4$ *Eq. I. 4*

Par conséquent, Omaha beach est classée dans la catégorie des plages ultra-dissipatives suivant Masselink & Short (1993). A titre de comparaison, ces derniers calculent les paramètres morphodynamiques de deux plages macrotidales à barres, Blackpool ($\Omega = 3$; $RTR = 15$) et Druridge Bay ($\Omega = 0{,}6$; $RTR = 9$), d'après les données de King (1972). N'ayant que des données de houle peu fiables, ils supposent $H_b = 0{,}5$ m. Au regard des différences entre les facteurs, ils considèrent que la morphologie de barres et bâches des plages macrotidales ne mérite pas une catégorie distincte. Cela doit plutôt être considéré comme un caractère morphologique additionnel, pouvant éventuellement se développer sur les plages dont le RTR est supérieur à 3. La présence de barres intertidales à Omaha beach ($RTR = 14{,}4$) confirme ce fait.

Cependant, la grande différence topographique et morphodynamique qui existe entre les plages ultra-dissipatives décrites par Masselink & Short et les plages à barres multiples dont Omaha beach est un exemple, méritent une extension voire une révision de la classification et la création d'une catégorie à part entière pour ces plages si spécifiques.

L'analyse et l'interprétation de l'évolution morphodynamique d'Omaha beach s'attacheront à cerner le(s) facteur(s) complémentaire(s) qui conditionne(nt) la construction des barres intertidales sur une plage ultra-dissipative.

III.3 Influences générales du climat d'agitation sur les évolutions morphodynamiques

Au regard de la variabilité morphologique temporelle de la zone intertidale, nous nous attacherons, dans la suite de ce mémoire, à identifier des séquences d'évolution morphologique et à les associer aux forçages hydrodynamiques. Nous basons notre analyse sur trois types d'agitation, qui ressortent de l'analyse des données hydrométéorologiques précédentes :

- Les conditions de faible agitation sont générées par des vents de terre ou de faibles vents de mers. L'agitation résultante est caractérisée par des H_s faibles (< 1 m) et des périodes T_p de l'ordre de 4 à 6 s. De telles conditions dynamiques, décrites dans la littérature comme des conditions constructives (King, 1972 ; Mulrennan, 1992), ont été étudiées lors de la campagne Omaha 99.

- Les tempêtes de secteur NNW sont responsables de coups de mer épisodiques avec des angles d'incidence $\theta < 0$, des H_s légèrement supérieures à 1 m et des périodes T_s supérieures à 6 s. Les conséquences morphologiques de ces conditions hydrodynamiques sont étudiées au travers de la campagne de mesures Omaha 2K.

- Les tempêtes les plus intenses sont générées par des vents de mer (secteur NNE), impliquant des houles frontales à la côte. En raison de leur faible représentativité temporelle à l'échelle des deux années de suivi, et des contraintes inhérentes à une présence discontinue sur le terrain, les implications de ces tempêtes sur les systèmes de barres et bâches sont appréhendées lors de l'analyse détaillée des suivis mensuels (Chapitre IV).

Les conséquences de conditions d'agitation faible à modérée sur la morphologie intertidale, analysées au travers des campagnes intensives, font l'objet du chapitre suivant.

CHAPITRE III

ÉVOLUTION MORPHODYNAMIQUE A COURT-TERME

« Les simples ont quelque chose de plus que les docteurs, qui souvent se perdent à la recherche des lois les plus générales. Ils ont l'intuition de l'individuel. »

Umberto Eco

Chapitre III

Évolution morphodynamique à court-terme

Dans ce chapitre, l'évolution morphodynamique de la plage d'Omaha beach est étudiée à une échelle de temps allant du cycle tidal à la semaine. Cette approche, définie comme court-terme, vise à comprendre l'évolution morphologique de l'estran lors de conditions hydrodynamiques mesurées à haute fréquence. Les résultats obtenus seront utilisés par la suite pour préciser les mécanismes responsables de l'évolution des barres à un pas de temps mensuel.

L'objectif est d'appréhender les processus de formation des barres intertidales et d'expliquer leur mobilité et leur destruction à cette échelle de temps. Cela nécessite de connaître la réponse morphologique des barres à des variations de forçages hydrodynamiques clairement identifiées. Dans ce but, les mesures à haute fréquence permettent de déterminer précisément les conditions de forçages, en parallèle de la réponse morphologique de la plage à l'échelle de l'évènement hydrodynamique. L'évolution au cours d'une période de quelques jours de faible agitation et celle induite par une tempête, sont des exemples de réponse morphodynamique évènementielle qui sont ici analysées.

L'approche choisie se base sur les résultats obtenus lors de campagnes de mesures pendant lesquelles les trois composantes du système morphodynamique (cf. Ch. I) sont étudiées suivant des méthodes différentes :

- Les caractéristiques des écoulements hydrodynamiques sont mesurées en plusieurs points de l'estran à l'aide de capteurs (courantomètres, houlographes). Ils apportent des indications sur les sens des transferts sédimentaires par les vagues et les courants.
- La détermination du transport sédimentaire (direction et volume) est réalisée par des expériences de traçage fluorescent à l'échelle du cycle tidal.
- L'évolution morphologique est mesurée et quantifiée par un suivi topographique tridimensionnel régulier.

Pour chaque campagne de terrain, les résultats sont présentés selon plusieurs échelles de temps. Ainsi, après une présentation des conditions hydrodynamiques générales, l'évolution morphologique tridimensionnelle à l'échelle de la campagne est décrite. Elle est par la suite détaillée en fonction de séquences hydrodynamiques particulières (cycle tidal semi-lunaire, occurrence de tempêtes) afin d'extraire la part de l'événement identifié dans l'évolution morphologique résiduelle constatée lors de la campagne. Enfin, une étude des agents hydrodynamiques et des transferts sableux associés est réalisée à l'échelle du cycle tidal.

L'intégration de ces différentes échelles d'approche doit permettre de comprendre l'évolution morphologique à court terme et d'envisager la possibilité d'une extrapolation ultérieure des

connaissances acquises pour cerner plus précisément les processus d'évolution morphodynamique à moyen terme.

Dans le cadre de notre étude, deux campagnes de terrain ont été réalisées dans des conditions d'énergie contrastée :

- La campagne **Omaha 99**, qui s'est déroulée du 18 mai au 2 juin 1999, dans des conditions générales de faible agitation, illustre l'évolution morphodynamique de la plage d'Omaha dans une période décrite dans la littérature comme favorable à l'accrétion des barres (King, 1972 ; Mulrennan, 1992).
- La campagne **Omaha 2K** (26 septembre - 12 octobre 2000) concerne l'évolution de la plage d'Omaha lors de conditions d'énergie modérée, conséquence de forts coups de vents de secteur W. Elle illustre également le rôle des chenaux de drainage qui contribuent à la complexité de l'évolution longitudinale de l'estran.

I ÉVOLUTION MORPHODYNAMIQUE LORS DE CONDITIONS DE FAIBLE AGITATION : CAMPAGNE OMAHA 99 (18/05-02/06/1999)

I.1 Méthodologies

I.1.1 Mesures topographiques

L'intervention quotidienne sur le terrain a conduit à limiter les levés topographiques au DGPS centimétrique à une zone de 100 m de part et d'autre du profil central, à l'exception du premier et du dernier levé, respectivement du 18 mai et du 02 juin (Tableau III.1), dont l'extension latérale est de 400 m de linéaire côtier.

n° de levé	Date	coefficient de marée
OM99-1	18/05/99	103
OM99-2	19/05/99	91
OM99-3	20/05/99	77
OM99-4	21/05/99	70
OM99-5	22/05/99	58
OM99-6	23/05/99	49
OM99-7	24/05/99	50
OM99-8	25/05/99	55
OM99-9	26/05/99	62
OM99-10	28/05/99	74
OM99-11	29/05/99	77
OM99-12	30/05/99	78
OM99-13	31/05/99	78
OM99-14	01/06/99	77
OM99-15	02/06/99	75

Tableau III. 1 – Dates des levés topographiques réalisés pendant Omaha 99 et coefficients de marée correspondants.

Les visualisations 3D de l'ensemble des MNT de la campagne Omaha 99 sont présentées dans l'annexe 3.

I.1.2 Mesures hydrodynamiques

Les instruments de mesures sont répartis sur le profil intertidal en fonction de la morphologie. Quatre systèmes barre-bâche étant initialement présents (Figure III. 1), des courantomètres S4 ont été installés dans les bâches afin de mesurer les vitesses moyennes des écoulements. Sur chaque crête, des courantomètres - houlographes S4DW mesurent les fluctuations de hauteur d'eau et de vitesses à la fréquence de 2 Hz, afin de calculer les caractéristiques de l'agitation.

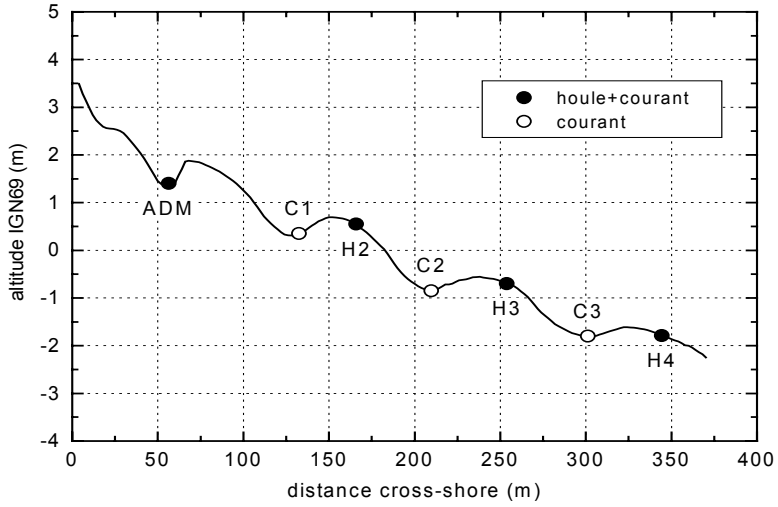


Figure III. 1 - Schéma d'implantation des capteurs sur le profil intertidal durant Omaha 99.

Deux S4DW (HD1 et HD2) sont également installés sur le domaine subtidal au droit du profil central. HD2, le S4 le plus au large, est implanté à la cote -5 m IGN69 et HD1 est installé à la cote -2,70 m IGN69, à la limite entre la basse plage et le domaine subtidal. Située dans la première bâche, l'ADM est une centrale d'acquisition autonome équipée d'un courantomètre électromagnétique, d'un capteur de pression, et d'un compas. Les principales caractéristiques des mesures hydrodynamiques sont présentées dans le tableau III.2.

instrument	cadence de mesures durée / périodicité	fréquence d'acquisition	vitesse	pression
C1, C2, C3	1' / 5'	valeur moyenne	+	-
H2, H3, H4	9' / 30'	2 Hz	+	+
HD1, HD2	9' / 20'	2Hz	+	+
ADM	continu	2 Hz	+	+

Tableau III. 2 - Caractéristiques des instruments de mesures hydrodynamiques – campagne Omaha 99.

I.1.3 Traçage fluorescent : méthodologie

Le traçage fluorescent est une méthode qui a été largement employée dans la détermination des transits sédimentaires en domaine littoral, tout particulièrement en milieu intertidal (Zenkovitch, 1958 ; Ingle, 1966 ; Yasso, 1966 ; Duane & James, 1980 ; Madsen, 1989 ; White & Inman, 1989 ; Corbau *et al.*, 1994; Levoy *et al.*, 1997; Michel, 1997). C'est une approche lagrangienne qui permet de déterminer la direction de transport et de quantifier les volumes sédimentaires mobiles.

La méthodologie particulière employée ici est basée sur les travaux de White & Inman (1989) et détaillée in extenso par Levoy *et al.* (1997). Elle consiste en l'immersion sur l'estran, à marée basse, d'une masse de sable recouverte d'une peinture fluorescente. La détection de la dispersion du sable par les agents hydrodynamiques s'effectue à la marée basse nocturne suivante en focalisant la recherche sur une série de radiales espacées de 45° ayant pour origine le point d'immersion du traceur. A l'aide d'une lampe fluorescente, un comptage des grains en surface est réalisé pour repérer la géométrie du nuage de dispersion du traceur. La position de son centre de gravité est alors calculée suivant une méthode d'intégration spatiale sur la base de plusieurs hypothèses simplificatrices (Madsen, 1989), à savoir :

- Le traceur possède le même comportement hydraulique que le sable naturel ;
- La concentration des grains fluorescents en surface est proportionnelle à la concentration intégrée sur la profondeur de remaniement Z_0 ;
- La profondeur de remaniement Z_0 est constante sur l'aire du nuage de dispersion.

Le transport sédimentaire est alors représenté par le vecteur $\vec{U}_t$, de norme U_t, la vitesse de déplacement D du centre de gravité du nuage de traceur pendant la durée d'immersion dT ($U_t = D/dT$), et d'angle, la direction du transport par rapport au Nord. Le taux de transport 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 $m^3.min^{-1}$ par mètre linéaire par :

$$Q = U_t . Z_0 \qquad \textit{Eq. III. 1}$$

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

Il peut être également exprimé en taux de transport massique I ($kg.min^{-1}. m^{-1}$) par :

$$I = (1-p)\rho_s Q \qquad \textit{Eq. III. 2}$$

avec p, facteur de porosité du sable (fixé à 0,4 ; Van Rijn, 1990), et ρ_s, masse volumique du sable ($2650\ kg.m^{-3}$).

Le taux de transport peut être exprimé soit totalement (Q, I) soit suivant deux composantes, une composante *cross-shore* (Q_x, I_x) et une composante *longshore* (Q_y, I_y).

A l'issue de la détection, la masse du traceur dispersé est calculée à partir de la répartition des concentrations volumiques et massiques du nuage de dispersion. Par la suite, le taux de récupération du traceur (Tr) est calculé. Il correspond au rapport de la masse détectée sur la masse injectée (en %). C'est un indice de la qualité de la mesure et donc de la représentativité de l'expérience. Des faibles taux indiquent qu'une partie des sédiments injectés se retrouvent hors de la zone de détection.

La méthode de traçage fluorescent est particulièrement employée pour déterminer les transports sédimentaires dans des conditions d'écoulement établi, par exemple dans le cadre de chenaux de marée (Thauront *et al.*, 1993) ou sur l'estran dans le but de quantifier des débits solides induits par la dérive littorale à des fins de comparaison avec des formules de transport (Levoy, 1994 ; Michel, 1997, Balouin, 2001). Dans la plupart de ces expérimentations, la dispersion du traceur immergé est suivie pendant plusieurs cycles de marée.

En ce qui concerne cette étude, le choix s'est porté sur l'observation et la quantification des transports sédimentaires sur les barres. Dans ce but, il est privilégié l'immersion de faibles quantités de traceur dont la dispersion n'est suivie que sur un seul cycle de marée en parallèle des acquisitions hydrodynamiques à cette échelle de temps.

I.2 Conditions dynamiques générales

Les conditions dynamiques du 18 mai au 2 juin sont synthétisées sur la figure III.2. La campagne intègre un cycle semi-lunaire grande VE - petite VE entre le 18 (coeff. 103) et le 30 mai (coeff. 78). La phase de morte-eau atteint son maximum le 24 mai (coeff. 49).

Les caractéristiques de la houle présentées ici sont mesurées sur le S4DW HD1 à la limite entre la plage et le domaine subtidal. Les jours précédents la campagne, l'établissement d'un flux de NE de forte intensité (vitesse max. : 16 $m.s^{-1}$) a généré des houles dont les H_s ont atteint 3 m sur la basse plage le 17 mai au soir. L'atténuation de cette tempête se prolonge jusqu'au 19 mai, avec une houle résiduelle en baisse progressive. Des conditions calmes caractérisent le reste de la campagne, les H_s ne dépassent pas 1 m et les périodes significatives T_s sont inférieures à 6 s. Du 20 au 25 mai, les vents sont de secteur W ($\approx 270°$) bien établi avec des vitesses maximales de 8 $m.s^{-1}$, l'incidence de la houle est négative (houle de secteur NNW) et les H_s sont inférieures à 0,5 m. A partir du 25 mai et jusqu'au 02 juin, la direction du vent devient variable, avec une dominance de secteur E (vents de mer). La hauteur de la houle varie alors significativement avec le cycle tidal se renforçant à marée haute, mais les H_s restent inférieures à 1 m.

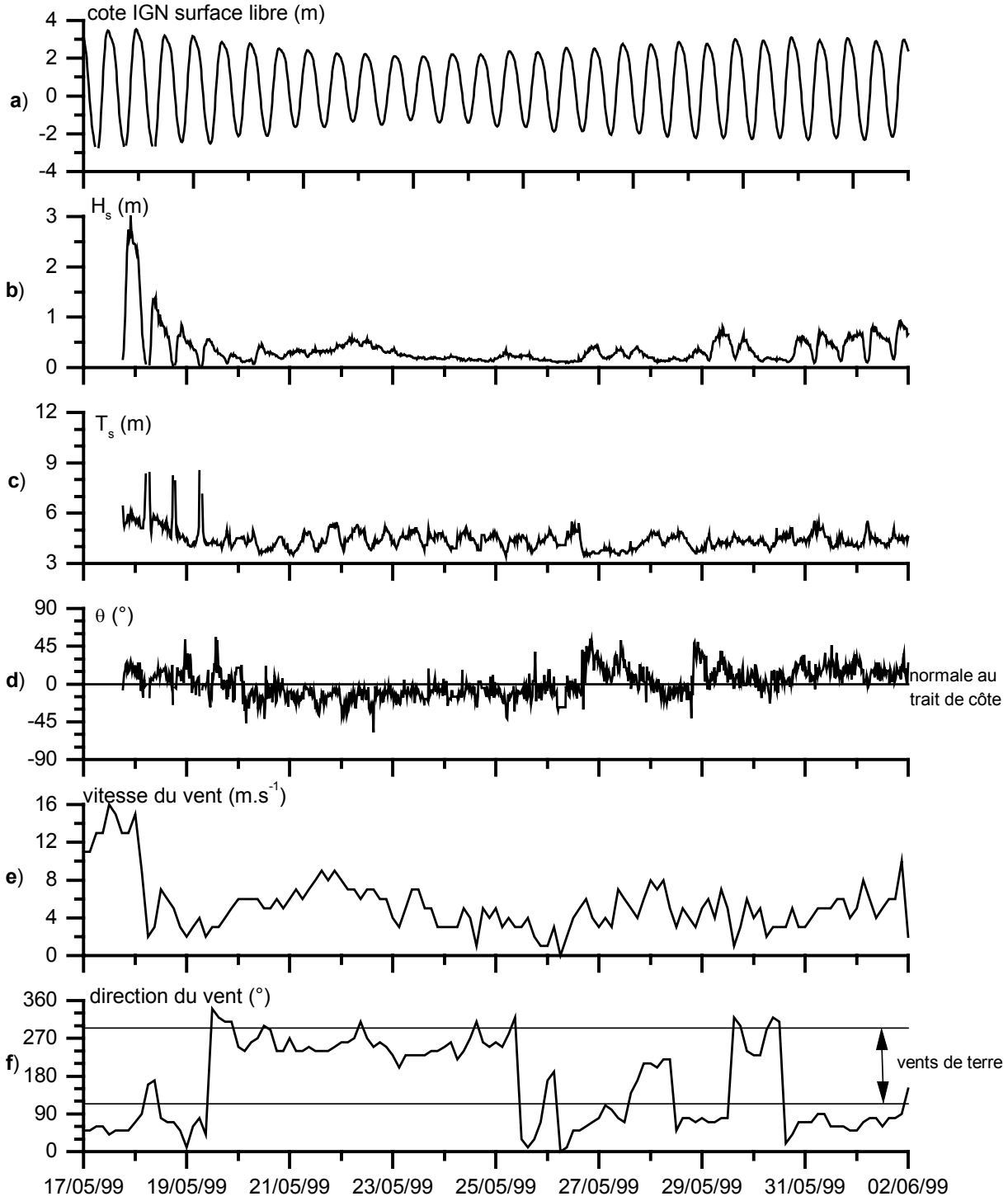


Figure III. 2 - Conditions d'agitation sur la basse plage et caractéristiques des vents pendant la campagne Omaha 99 (17/05/99 – 02/06/99).
a) niveau d'eau (IGN69) ; b) hauteur significative de la houle H_s ; c) période significative de la houle T_s ; d) angle d'incidence de la houle à la côte θ ; e) vitesse du vent ; f) direction du vent

I.3 Évolution morphologique au cours de la campagne

I.3.1 Morphologie générale

Le 18 mai 1999, la plage d'Omaha beach est marquée par quatre systèmes barre-bâche intertidaux, le fond des bâches présentant des mégarides sableuses (Photo. III. 1). Leur présence est due à la conjonction de la tempête et des marées de vive-eau les jours précédents. L'intense agitation induite a généré de forts courants dans les bâches, à l'origine de l'apparition de ces structures dans le sens du drainage de l'estran.

Photo. III. 1 - La plage d'Omaha beach le 18 mai 1999.

L'évolution morphologique pendant la campagne est illustrée par deux MNT sur la figure III.3. A cette échelle de temps, la plage conserve une morphologie intertidale avec quatre barres construites, identifiées 1-2-3-4 à partir du bas de plage. Les chenaux de drainage ont tendance à s'inciser au cours du temps. Ceci est particulièrement visible au niveau des barres 2 et 3, entre les profils 250 et 300[1], ainsi que sur la barre 4, entre les profils 0 et 50. De plus, la haute plage relativement rectiligne et plane le 18 mai, est plus convexe et irrégulière le 2 juin en relation avec le développement d'une barre de faible amplitude (5).

Les évolutions sont plus aisément remarquables sur la carte des différentiels d'altitude (Figure III.4), qui distingue les zones d'accrétion et d'érosion. A l'issue de la campagne, les évolutions suivantes sont constatées :

[1] Les profils sont numérotés depuis la limite ouest de la zone de levé topographique. Ainsi, P250 est le profil situé à 250 m de l'extrémité de la zone vers l'Est (cf. annexe 1).

- La partie basse de la plage, située à plus de 200 m du pied de dune, est très stable. L'incision des chenaux de vidange et de la bâche la plus basse (à 250 m du pied de dune) est la modification morphologique majeure de cette zone.
- La partie supérieure de la plage (0-150 m), présente les évolutions les plus significatives (+20 cm pour les accrétions et -30 cm pour les érosions). Elle montre également une succession de zones d'accrétion et d'érosion dont la continuité latérale est perturbée entre les profils 50 et 100, au niveau d'un chenal de vidange. Cette succession traduit le déplacement des crêtes des barres vers le haut de la plage.
- La haute plage est marquée par une forte accrétion en relation avec la formation de la barre de *swash* (5) marquée périodiquement par des chenaux d'évacuation, ce qui donne un aspect rythmique à la morphologie finale.

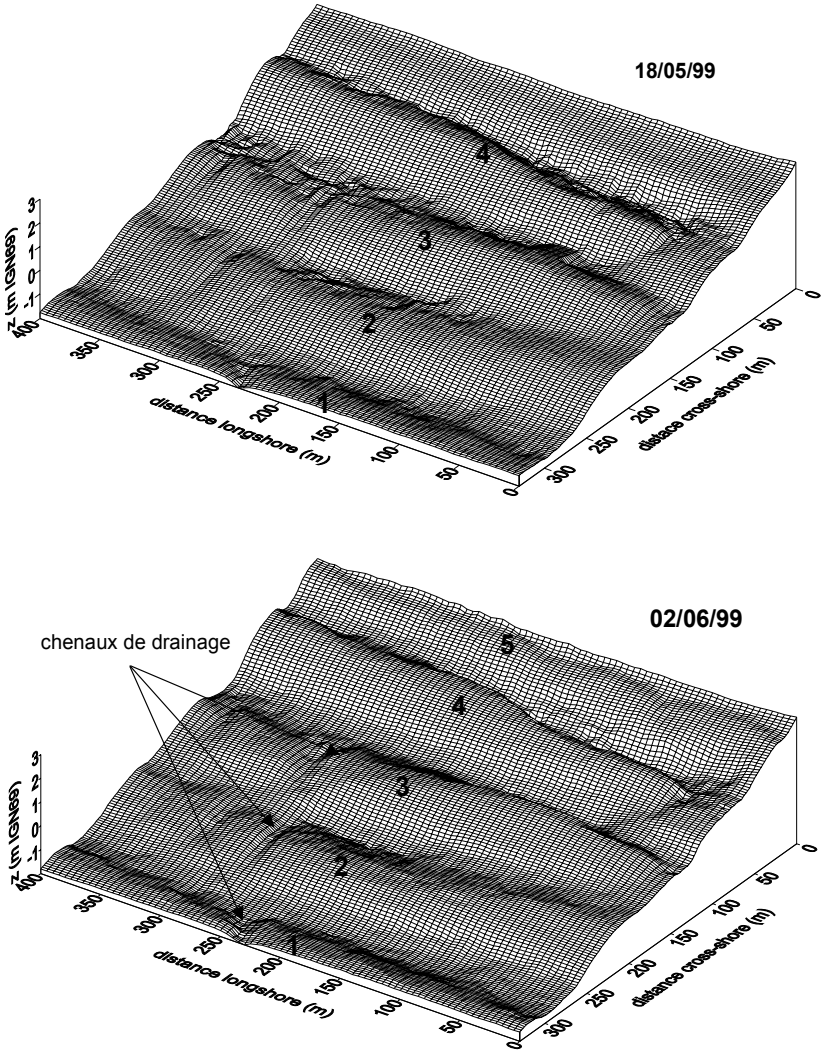


Figure III. 3 - MNT initial et final de la campagne Omaha 99.

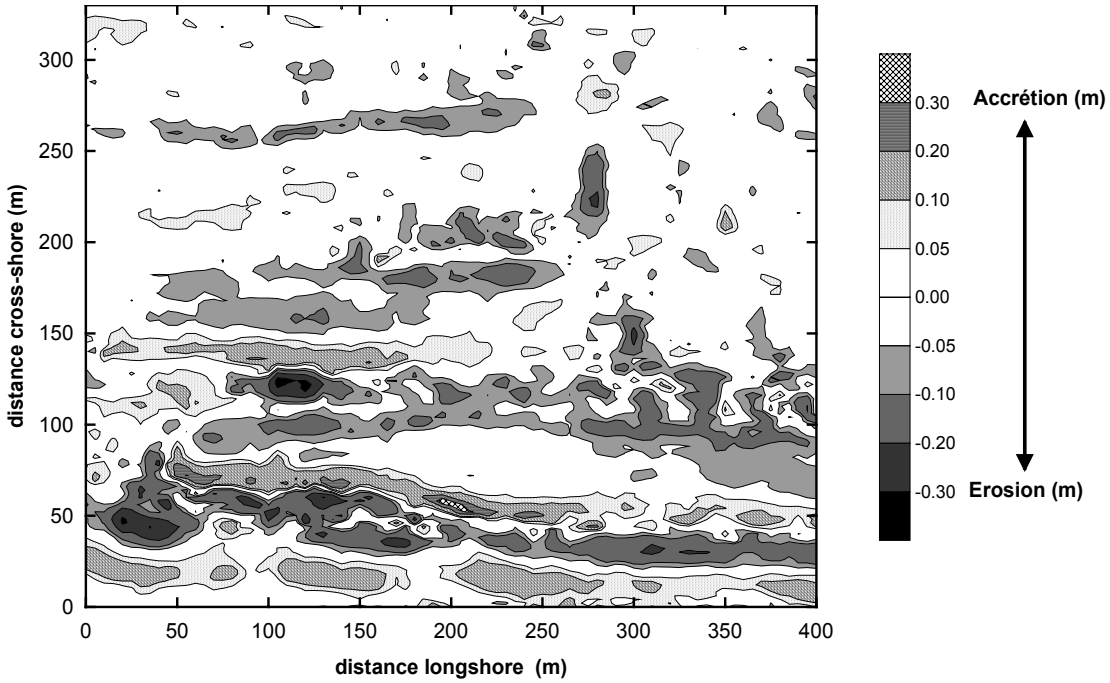


Figure III. 4 - Représentation des évolutions résiduelles durant la campagne Omaha 99. Les parties blanches représentent les zones où l'évolution topographique n'est pas considérée significative par rapport à l'incertitude de mesure topographique (± 0,02 m)

I.3.2 Relation évolution morphologique - budget sédimentaire

Le volume sédimentaire impliqué dans l'évolution morphologique mise en évidence est calculé à l'aide des données topographiques, par différence de cubatures des MNT du 18 mai et du 2 juin, sur la surface totale suivie (400×330 m). Au cours de la campagne le budget sédimentaire intertidal subit un déficit de 770 m^3 de sable. Cette valeur se situe dans l'incertitude liée à la méthode de mesures topographiques (± 2700 m^3, cf. annexe 1). Par conséquent, il semble que l'évolution morphologique observée résulte principalement d'une redistribution du stock sédimentaire intertidal, les échanges entre la dune, la plage et le domaine subtidal étant limités, voire nuls pendant la campagne.

I.3.3 Relation morphologie - évolution topographique

La superposition de la carte des différentiels d'altitude avec la topographie initiale (Figure III. 5) permet de visualiser l'évolution altimétrique résiduelle en relation avec les morphologies. Les zones en accrétion sont principalement situées sur la haute plage avec le développement de la barre de *swash*, ainsi qu'au niveau du talus des barres 3 et 4. En revanche, les zones en érosion se situent généralement dans les bâches et sur le revers marin des barres, notamment en milieu de plage au niveau de la barre 3.

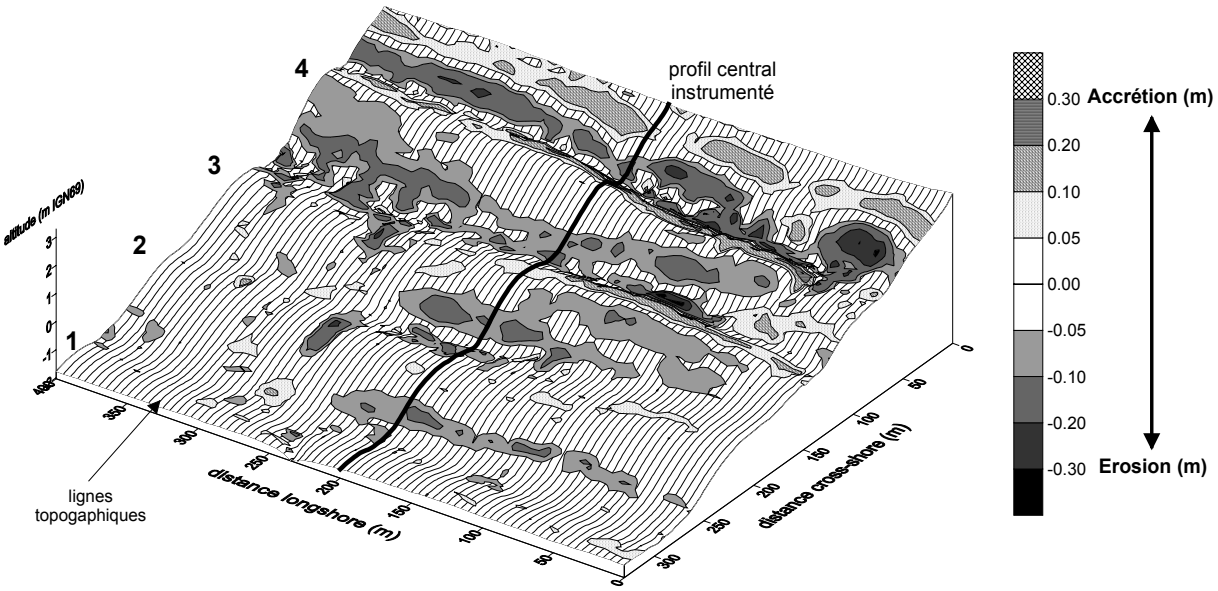


Figure III. 5 - Évolution altimétrique résiduelle par rapport à la morphologie initiale.

I.3.4 Conclusions sur l'évolution morphologique

A l'issue de la campagne Omaha 99, l'évolution morphologique constatée dans des conditions de faible agitation (H_s < 1m), montre la formation d'une barre de *swash* sur la haute plage et la migration vers le haut de plage des barres 3 et 4 déjà construites le 18 mai. Les barres 1 et 2, les plus basses sur la plage n'évoluent que très peu. Le développement morphologique observé est également la conséquence de la redistribution du stock sédimentaire intertidal qui est stable à l'échelle de la campagne.

L'évolution morphologique 3D rend compte de la dynamique des chenaux de vidange, qui ont tendance à s'inciser sur place, notamment les chenaux de drainage orthogonaux qui se creusent sur les barres 2 et 3. Les bâches subissent quant à elles des érosions dues en partie à l'arasement des mégarides présentes en début de campagne.

I.4 Caractérisation du comportement morphodynamique des barres intertidales

Le comportement morphodynamique des barres sableuses est analysé à partir de l'évolution des profils topographiques (approche 2DV) afin de nous affranchir des hétérogénéités morphologiques longitudinales. Les profils retenus sont situés dans une zone où la migration des barres vers le haut de plage est relativement homogène, c'est-à-dire dégagée de l'influence des chenaux de vidange. Cette zone est localisée entre le profil P50 et P250, et elle présente les barres les mieux développées.

I.4.1 Évolution résiduelle des profils

La figure III.6 synthétise l'évolution topographique résiduelle sur l'ensemble de la zone suivie. Les quatre profils, espacés de 50 m, évoluent de manière similaire, au cours de la campagne.

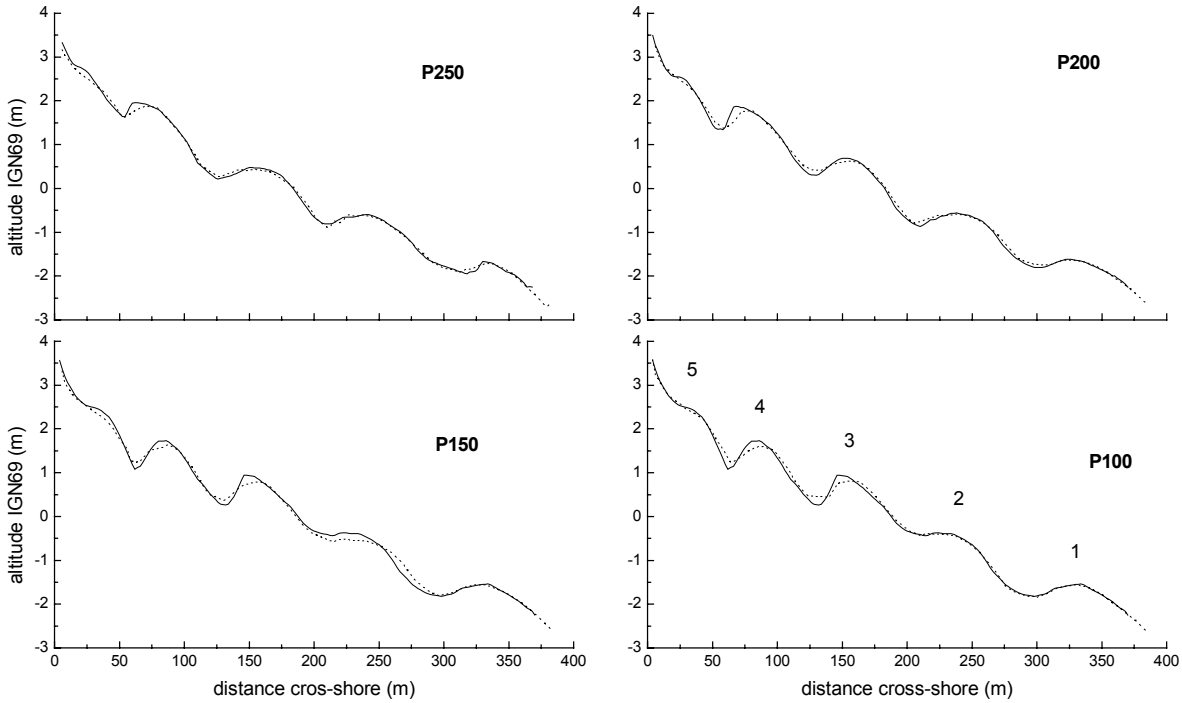


Figure III. 6 - Évolution résiduelle des profils pendant Omaha 99.
Le profil du 18/05/99 est représenté en trait fin pointillé et celui du 02/06/99 en trait gras

Trois faits principaux sont mis en évidence :

- la stabilité générale des barres 1 et 2, avec cependant une accrétion et une légère migration *onshore* de la seconde au niveau du profil P150 ;
- la migration des barres 3 et 4, vers le haut de plage. Elle s'accompagne d'une augmentation de leur asymétrie et de leur amplitude, en conséquence de l'approfondissement des bâches et de l'exhaussement des crêtes durant la campagne.
- la formation d'une barre de *swash* (5), d'une toute autre dimension par rapport aux barres 3 et 4 sur la haute plage.

Pour chaque profil, les variations de volumes au cours de la campagne, ainsi que l'incertitude de calcul associée sont représentées dans le tableau III.3. L'évolution du volume est obtenue par intégration des écarts altimétriques entre le profil initial et le profil final, ramené à un mètre de linéaire côtier ($m^3.m^{-1}$). La valeur de l'incertitude est calculée par le produit de la distance *cross-shore* de comparaison des profils avec la valeur de la précision des mesures topographiques (± 0,02 m).

N° profil	Evolution du volume $m^3.m^{-1}$	Incertitude $m^3.m^{-1}$
P100	-2,56	± 7,32
P150	-3,78	± 7,24
P200	-4,17	± 7,28
P250	+3,45	± 7,32

Tableau III. 3 - Évolution résiduelle du volume sédimentaire des profils de plage.

Pour les quatre profils, les évolutions volumétriques calculées sont inférieures à la précision des mesures. Cela montre que les changements morphologiques transversaux s'effectuent à volume sensiblement constant par redistribution sédimentaire d'une manière analogue à celle observée pour l'ensemble de la zone d'étude (cf. ce chapitre I.3.3).

Compte tenu de la grande stabilité de la basse plage au cours de la campagne, l'évolution morphodynamique de la partie supérieure de la plage est étudiée dans la suite de ce mémoire en examinant en détail la dynamique de la barre de *swash* et les caractéristiques de la migration des barres 3 et 4.

I.4.2 Morphodynamique de la barre de *swash*

Cette barre est située sur une zone dont l'évolution morphologique est contrôlée principalement par les processus de *swash* (Wright *et al.*, 1982 ; Short, 1991 ; Masselink & Short, 1993). Ce paragraphe fait appel à certains résultats des travaux de Degryse-Kulkarni (à paraître) sur la morphodynamique de la zone de swash à Omaha beach.

I.4.2.1 Évolution morphologique de la barre de swash

I.4.2.1.1 A l'échelle de la campagne

Les faits marquants de son évolution temporelle au cours de la campagne sont représentés sur la figure III.7. Le suivi topographique de la haute plage montre que la formation de la barre de *swash* débute le 25 mai 1999, par une accumulation sableuse au niveau de la pleine mer de morte-eau. Du 25 au 29 mai 1999, pendant la phase de revif, le niveau de la pleine mer repousse progressivement la barre de *swash* vers la dune à la vitesse moyenne de 1m.marée^{-1}. A partir du 29 mai, son amplitude décroît, alors qu'elle s'élargit et contribue à l'accrétion résiduelle de la haute plage.

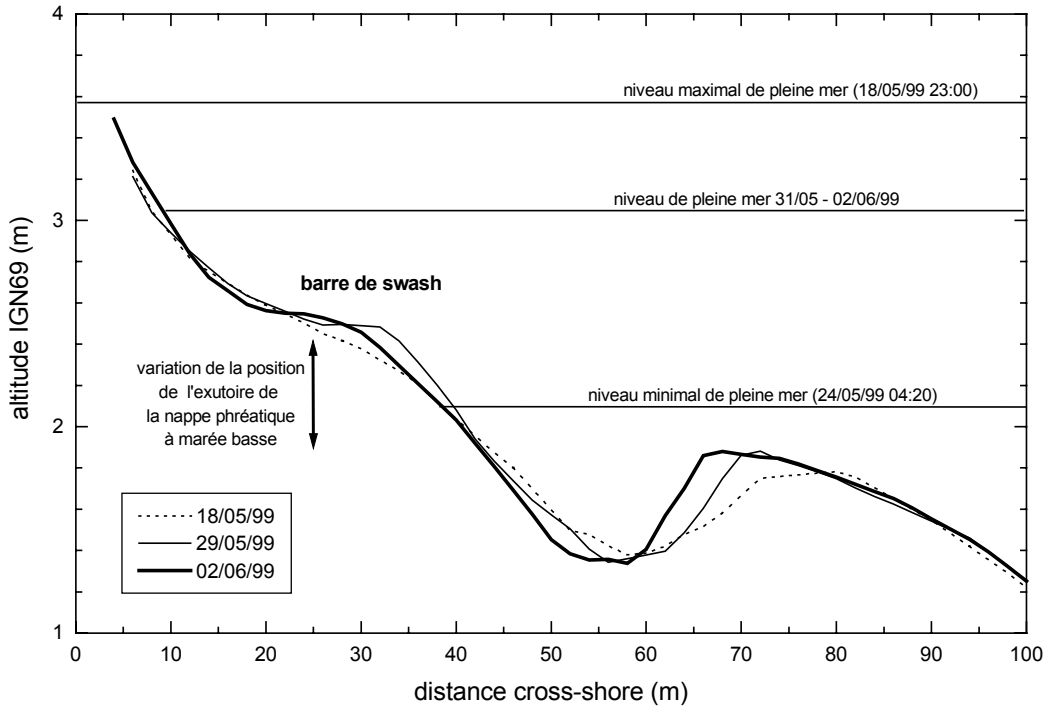


Figure III. 7 – Dynamique de la barre de swash pendant la campagne Omaha 99 (au niveau du profil 200).

I.4.2.1.2 A l'échelle du cycle tidal

Sur la haute plage, l'évolution de la barre de *swash* est suivie pendant un cycle tidal par des mesures topographiques à haute fréquence (toutes les 5') réalisées sur des piquets suivant un profil *cross-shore* (Sallenger & Richmond, 1984 ; Kroon, 1994).

La dynamique de la barre de *swash* au cours d'un cycle tidal du 26 mai (H_s = 0,30 m ; T_s = 4 s) est reportée sur la figure III.8. La barre de faible amplitude déjà formée migre progressivement vers le haut de plage, sous l'effet alternatif du *swash* (*uprush* / *backwash*). Le corps de la barre se déplace entièrement par érosion du revers marin et accrétion du talus. Au cours de ce cycle, la crête de la barre migre de 5 m vers le haut de plage, ce qui est particulièrement important en comparaison avec les vitesses reportées dans la littérature (cf. Ch. I - Tableau I.2).

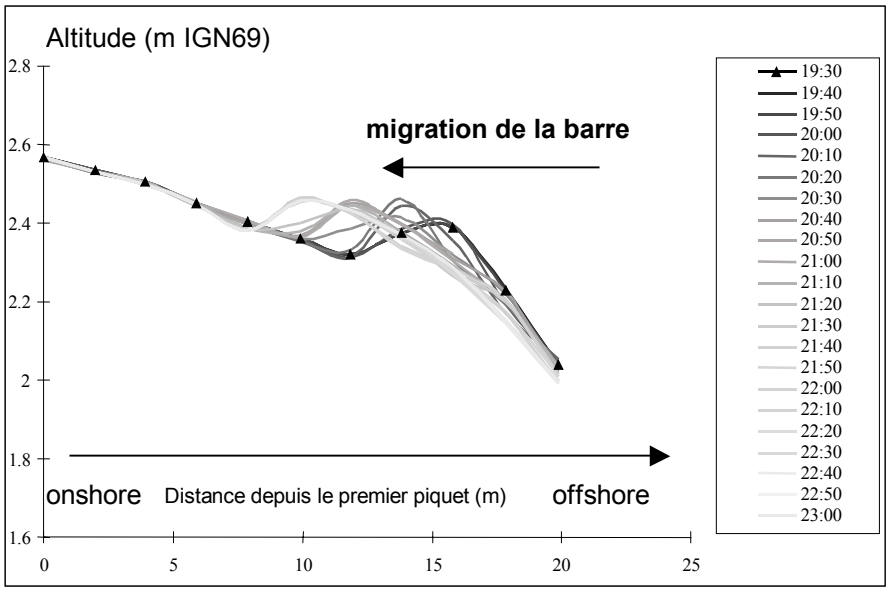


Figure III. 8 - Évolution de la barre de swash au cours du cycle tidal du 26 mai 1999 (avec la permission de C. Degryse-Kulkarni).

I.4.2.2 Hypothèses de formation de la barre de swash

Le processus de formation communément décrit indique que la construction de la barre de *swash* s'effectue au-dessus du niveau d'affleurement de la nappe phréatique. L'accumulation sableuse est alors favorisée par le sédiment sous-saturé en place qui accroît l'infiltration de l'eau du jet de rive (Duncan, 1964). Sur Omaha beach, l'accumulation sableuse à l'origine de la barre de *swash* se construit au dessus du niveau d'affleurement de la nappe phréatique, proche de la cote de la pleine mer de morte-eau, ce qui correspond de fait au modèle précédemment cité. Par ailleurs, Degryse-Kulkarni (à paraître) note que les fortes fluctuations de la nappe participent à l'amplification et à la migration de la barre, en déplaçant les zones d'accrétion vers le haut de plage en phase de revif.

Une légère augmentation de l'énergie dans le domaine infragravitaire est observée au moment de la formation de la barre (22-24 mai). Cependant, il apparaît délicat de relier les deux phénomènes. En effet, la distribution de l'énergie infragravitaire sur l'estran est dépendante de l'énergie des vagues incidentes au large (Masselink & Hegge, 1995) et de la marée qui module leur dissipation sur le fond (Wright *et al.*, 1982 ; Levoy *et al.*, 2001). En revanche, Degryse-Kulkarni (à paraître) précise que, plus que l'amplitude des vagues infragravitaires, ce sont leur période qui influencent la morphologie de la haute plage. Dans des conditions de faible agitation, une augmentation de la période des vagues infragravitaires aurait tendance à augmenter la pente de la haute plage favorisant ainsi l'effet du *swash* et le développement morphologique associé.

I.4.2.3 Conclusions sur la morphodynamique de la barre de swash

La formation de la barre de *swash* sur la haut de la plage et son évolution sont reliées à l'interaction de plusieurs facteurs qui intègrent l'action des vagues gravitaires et infragravitaires, la dynamique de la nappe phréatique, le marnage et la perméabilité des sédiments. La contribution de

chaque facteur reste toutefois délicate à mettre en évidence. Dans un but d'extrapolation de ces résultats à moyen terme, il convient de retenir que l'apparition de cette barre sur le haut estran d'Omaha beach est contemporaine de conditions d'agitation faible et que son évolution est étroitement liée au niveau de marée haute et donc au cycles tidaux lunaire et semi-lunaire.

I.4.3 Morphodynamique des barres de moyenne plage

Ce paragraphe traite de la morphodynamique des barres 3 et 4, situées en milieu de plage. Les caractéristiques de leur migration vers le haut de plage et la détermination des volumes sédimentaires mobilisés par leur dynamique y sont détaillées. Cette approche s'effectue à différentes échelles de temps. L'évolution résiduelle à l'échelle de la campagne est étudiée comme première approche, puis à l'échelle du cycle tidal semi-lunaire dans un second temps.

I.4.3.1 Évolution morphodynamique à l'échelle de la campagne

I.4.3.1.1 Paramètres morphométriques utilisés

Une analyse morphométrique des profils de plage préalablement présentés (Figure III. 6) est réalisée afin de décrire la géométrie d'un profil sur la base de paramètres pertinents et représentatifs de la morphologie des barres (Figure III. 9).

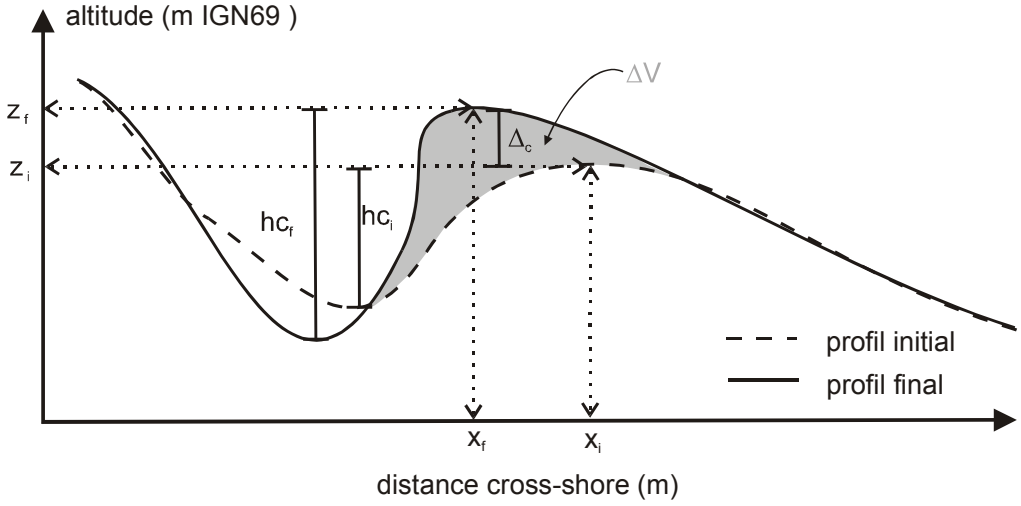


Figure III. 9 - Définitions des paramètres morphologiques des barres retenus.

Ces paramètres sont les suivants :

- x_i : position initiale de la crête de la barre le 18/05/99 ; x_f : position finale le 02/06/99
- 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
- Δz_c : différence d'altitude de la crête de la barre
- ΔV : volume d'accrétion du talus de la barre

I.4.3.1.2 Résultats

Les paramètres calculés sont synthétisés dans le tableau III.4 pour chaque profil. Quelques remarques sur les caractéristiques des barres peuvent être faites à partir de ces valeurs.

La vitesse de migration des barres est calculée à partir du déplacement des crêtes. Elle est variable dans l'espace, en fonction du profil et de la barre étudiée. La barre 3 se déplace vers le haut de plage à la vitesse moyenne de 0,33 m.marée^{-1} (moyenne des vitesses calculées pour tous les profils). Pour la barre 4, la vitesse moyenne de déplacement est de 0,28 m.marée^{-1}.

La migration vers le haut de plage s'accompagne d'une augmentation de la hauteur de la barre (h_c), mesurée entre la crête et le fond de la bâche associée (Figure III. 9). Cette augmentation est le résultat à la fois de l'accrétion de la crête (Δz_c dans le tableau) par apport sédimentaire, mais aussi par le creusement sur place de la bâche. En effet, seulement 40 à 65 % (Δz_c / (hc_f - hc_i) × 100) de l'augmentation de h_c, en fonction des profils et des barres, sont expliqués par l'accrétion de la crête. Ceci laisse supposer que les processus hydrodynamiques dans la bâche, courants tidaux et courants de vidange, sont responsables de son érosion et participent de manière non négligeable à l'établissement de la morphologie de barre.

Barre 3	x_i *m*	x_f *m*	z_i *m IGN69*	z_f *m IGN69*	hc_i *m*	hc_f m	V_{on} *m.marée^{-1}*	Δz_c *m*	ΔV *m^3.m^{-1}*
P100	160	146	0,81	0,94	0,35	0,68	0,54	0,13	+2,57
P150	158	150	0,78	0,86	0,43	0,56	0,31	0,08	+1,66
P200	156	150	0,61	0,69	0,20	0,38	0,23	0,08	+1,24
P250	156	150	0,43	0,47	0,16	0,26	0,23	0,04	+1,58

Barre 4	x_i *m*	x_f *m*	z_i *m IGN69*	z_f *m IGN69*	hc_i *m*	hc_f *m*	V_{on} *m.marée^{-1}*	Δz_c *m*	ΔV *m^3.m^{-1}*
P100	86	82	1,60	1,72	0,35	0,54	0,15	0,12	+2,68
P150	88	82	1,63	1,75	0,40	0,62	0,23	0,12	+1,62
P200	80	68	1,77	1,88	0,38	0,55	0,46	0,11	+2,94
P250	70	62	1,87	1,95	0,15	0,32	0,31	0,08	+2,09

Tableau III. 4 - Caractéristiques d'évolution morphométrique des barres 3 et 4
V_{on} : vitesse de migration onshore

Les volumes d'accrétion des talus varient entre 1,2 et 2,6 m^3.m^{-1} et entre 1,6 et 2,9 m^3.m^{-1}, respectivement pour les barres 3 et 4. Cela correspond à des taux d'accrétion comparables entre les deux barres à l'échelle de la campagne (de 0,05 à 0,1 m^3.marée^{-1}m^{-1} pour la barre 3 et de 0,06 à 0,11 m^3.marée^{-1}m^{-1}, pour la barre 4).

I.4.3.2 Morphodynamique à l'échelle du cycle tidal semi-lunaire

Les profils réalisés quotidiennement permettent une analyse fine de l'évolution morphologique au cours de la campagne. En raison de la relative homogénéité des conditions d'agitation pendant les mesures (H_s, T_s), l'attention est portée sur l'évolution morphologique induite par les variations des niveaux d'eaux au cours du cycle tidal semi-lunaire.

Dans cette optique, trois périodes sont distinguées. La période de déchet du 18 mai au 24 mai (période I), pendant laquelle le niveau de pleine mer décroît de 3,55 à 2,09 m IGN69. La phase de revif consécutive s'étale du 24 mai au 31 mai, où le niveau de pleine mer atteint 3 m IGN69 (période II). Enfin la période III est définie comme une phase pendant laquelle les niveaux de pleine mer restent stationnaires vers 3 ± 0,1 m IGN69 du 31 mai au 2 juin.

I.4.3.2.1 Évolution morphologique

L'évolution morphologique du profil central P200 en fonction de ce découpage est présentée sur la figure III.10. Une évolution similaire est observée sur la zone située entre les profils 100 et 250, dégagée de l'influence des chenaux de drainage.

Durant la période I, les barres 3 et 4 migrent légèrement *onshore* et les bâches s'approfondissent, la haute plage ne subit pas d'évolution significative. La période II s'accompagne, d'une grande stabilité des barres 3 et 4. C'est durant cette période que la barre de *swash* (5) se forme et migre vers la dune. Enfin, lors de la période III, le talus de la barre 4 progresse légèrement vers la dune, la barre 3 reste stable. La barre de *swash* s'étale sur la haute plage.

En comparaison avec l'évolution résiduelle observée dans le paragraphe précédent, on remarque que les principales évolutions morphologiques s'effectuent lors de la période I. Durant les périodes II et III, les barres ne montrent que des réajustements mineurs (dont la formation de la barre de *swash* pendant la période II) par rapport à la période précédente.

I.4.3.2.2 Conditions hydrodynamiques

Les conditions d'agitation analysées sont enregistrées au niveau de la barre 3 par le S4DW H2, afin d'obtenir les caractéristiques de la houle le plus près possible de la zone étudiée, la partie supérieure de la plage. Les caractéristiques des vagues incidentes sont représentées sur la figure III.11 en parallèle de la variation du plan d'eau au cours des cycles de marée et de la cambrure de la houle (H_s/L).

Durant la période I, la hauteur de la houle décroît progressivement en relation avec l'incidence d'une houle résiduelle d'incidence négative (secteur NW) générée par la tempête précédant la campagne. Ceci entraîne une réduction de la cambrure de la houle à des valeurs proches de 0,02.

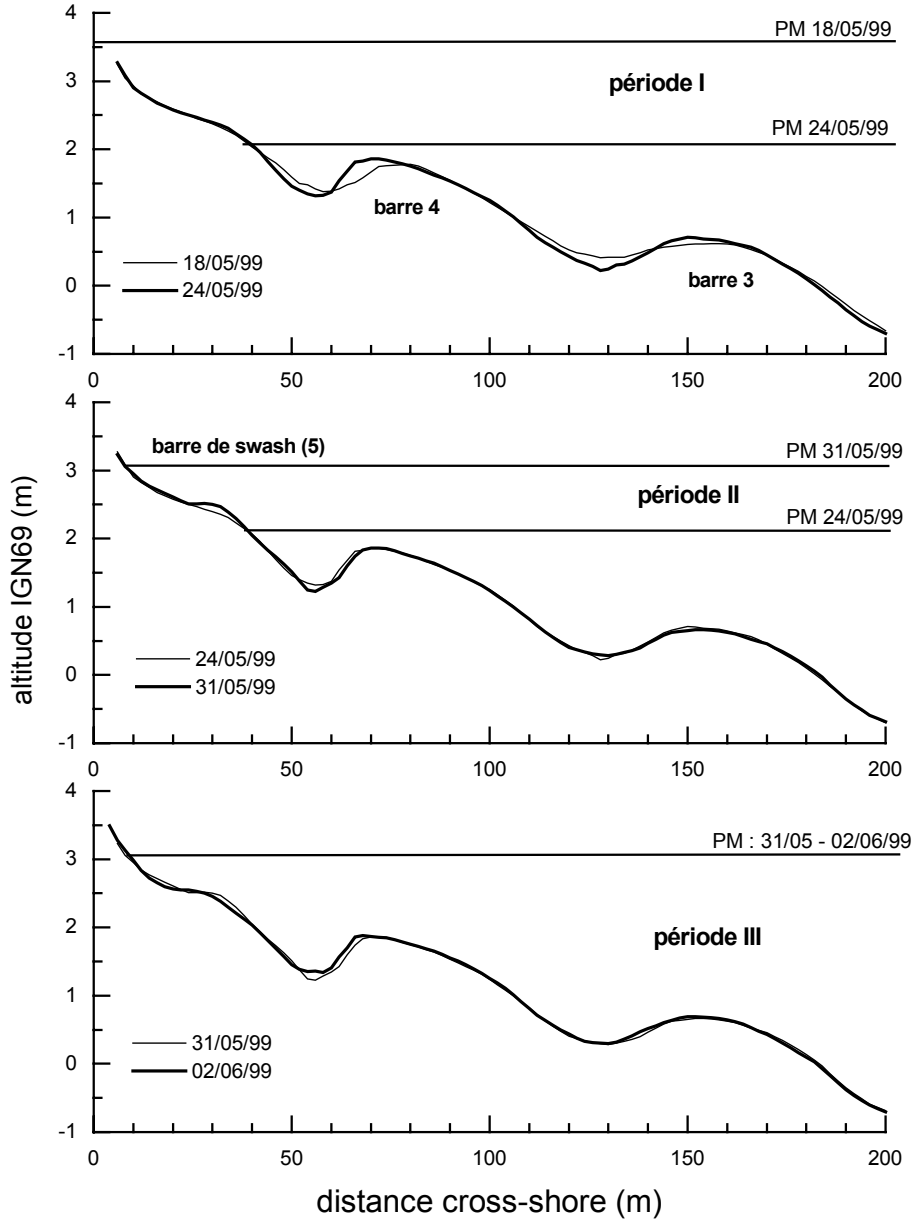


Figure III. 10 - Évolution morphologique du profil 200 en fonction du cycle semi-lunaire et positions des différents niveaux de pleine mer.

La période II est quand à elle marquée par des houles très faibles. A partir du 29 mai, une augmentation sensible des H_s dépassant 0,5 m pendant deux cycles tidaux, les 29 et 30 mai, est observée. La cambrure H_s/L évolue en parallèle jusqu'à atteindre 0,04.

La hauteur de la houle est modulée significativement par le cycle tidal semi-diurne, pendant la période III. La houle maximale est enregistrée à marée haute avec des valeurs des H_s entre 0,5 et 0,8 m. La cambrure associée atteint 0,04. L'incidence de la houle devient négative, en raison du changement de direction des vents qui proviennent alors de la mer.

I.4.3.2.3 Discussion

I.4.3.2.3.1 Relation morphologie - hydrodynamique

Au regard des résultats présentés, il se dégage une correspondance entre l'évolution morphologique des barres 3 et 4 situées sur la partie supérieure de l'estran et les conditions d'agitation enregistrées sur la barre 3.

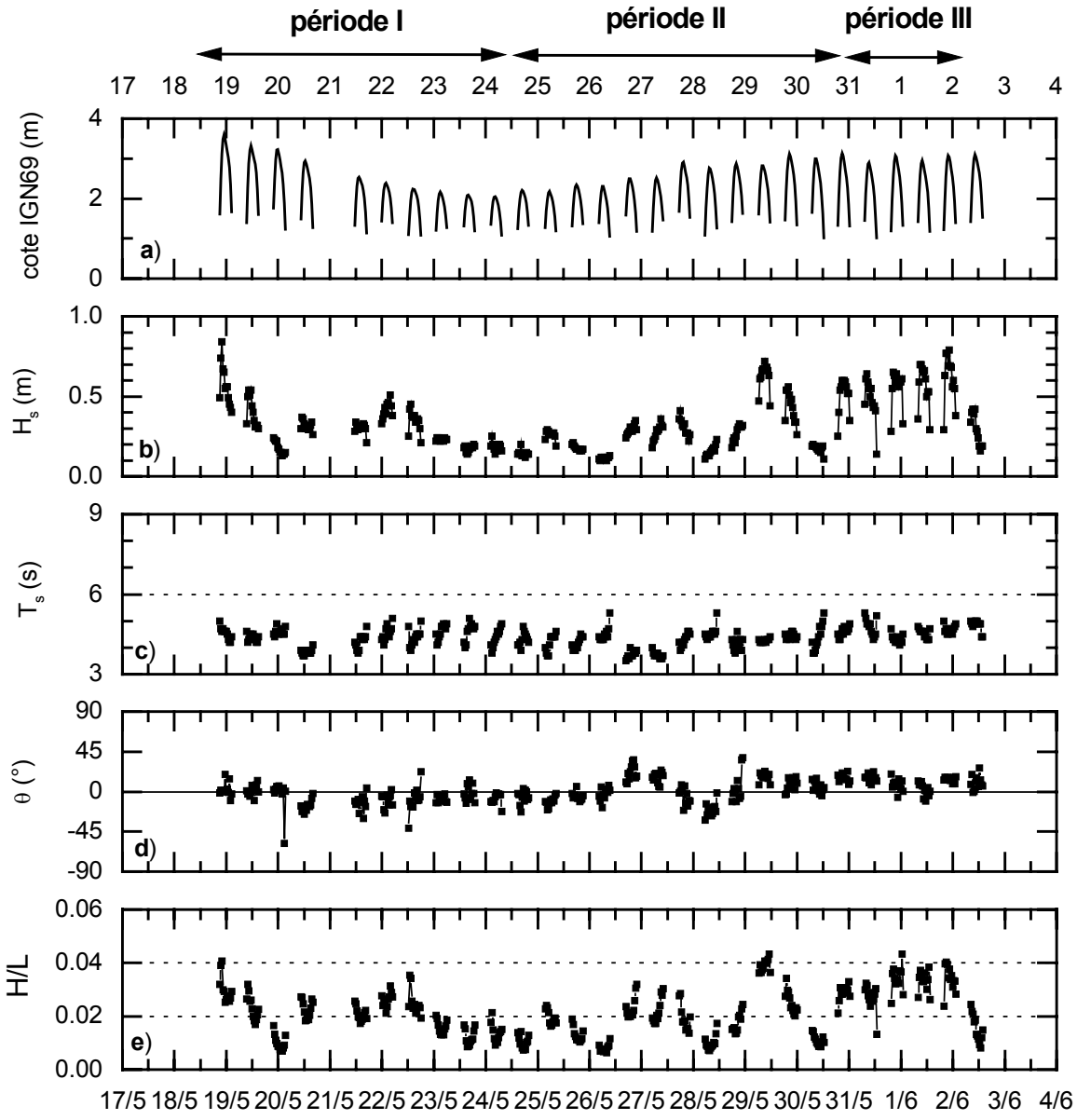


Figure III. 11 - Conditions d'agitation sur la barre 3 pendant la campagne.
a) variation du niveau du plan d'eau ; b) hauteur significative de la houle ; période significative de la houle ; d) angle d'incidence de la houle à la côte ; e) cambrure de la houle

Ainsi, la période I (18 mai – 25 mai) succède à une tempête de forte intensité en vives-eaux, dont l'intensité de son effet destructeur sur la morphologie intertidale est inconnue. Cet impact est appréciables au regard de la morphologie des barres le 18 mai. Celles-ci sont relativement planes et symétriques. Durant la période I, en relation avec l'amortissement des houles de tempêtes, l'évolution morphologique se traduit par une rapide accrétion du talus des barres, générant une augmentation de leur asymétrie notamment au niveau de la barre 4.

Pendant la période II, la stabilité morphologique des barres 3 et 4 est la conséquence de la faible agitation. La stationnarité, en mortes-eaux, du niveau de pleine mer entre le 23 et le 25 mai, est à l'origine d'une accumulation sableuse au niveau de la laisse de mer, sous l'effet de l'alternance du *swash* et du *backwash* à marée haute (Degryse-Kulkarni, à paraître). C'est le premier stade de formation de la barre de *swash* qui va migrer vers le haut plage pendant la phase de revif jusqu'au 31 mai.

En raison de l'augmentation de l'agitation pendant la période III, une légère reprise de l'accrétion de la barre 4 est observée, la barre 3 étant quant à elle immobile. La barre de *swash* s'étale sous l'effet du niveau de pleine mer qui dépasse sa crête et des houles légèrement plus érosives car plus cambrées ($H_s/L \leq 0{,}04$) pendant cette période.

I.4.3.2.3.2 Évolution morphodynamique

L'évolution observée est discontinue, en ce sens qu'elle n'est pas progressive mais procède par paliers. La période I est un temps de retour à une morphologie de barre marquée qui n'évolue que très peu par la suite. Le profil de plage atteint donc un « équilibre » dynamique en quelques jours (période I), puis oscille autour de cet équilibre en fonction des faibles variations des conditions hydrodynamiques (période II). La période III est quand à elle une période de « réactivation » morphologique liée à l'augmentation de l'énergie des houles et aux transports sédimentaires sur les barres.

Ces observations montrent que le temps d'ajustement morphodynamique des barres sableuses (*relaxation time*) est variable en fonction de leur position sur l'estran, de l'intensité de l'agitation et de la phase morphodynamique précédente (phase d'accrétion ou d'érosion). Il apparaît également que c'est le changement rapide de conditions d'agitation qui est à l'origine des changements morphologiques :

- Dans le cas des barres 3 et 4, la mise à l'équilibre s'effectue très rapidement (5 jours) après la fin de la tempête, puis l'énergie des houles incidentes est insuffisante pour entretenir leur évolution (période II). Enfin lors de la période III, l'énergie des houles, modulée éventuellement par le niveau de la marée, réactive la barre 4. Ce temps d'ajustement morphodynamique très court, de l'ordre de quelques jours, peut être comparé aux périodes post-tempêtes dans les environnements sableux microtidaux, où l'accrétion rapide d'une barre sableuse au niveau de la ligne de rivage est communément observée en réponse à l'introduction d'un excès sédimentaire sur l'avant côte par la tempête (Hayes & Boothroyd, 1969 ; Akouango, 1997).
- Dans le cas de la barre de *swash*, le temps d'ajustement morphologique est encore inférieur, celle-ci réagissant quasi-instantanément par une construction en quelques heures lors de la période II, et par une destruction lors de l'augmentation de l'énergie des houles pendant la période III.

I.4.3.2.3.3 Relation évolution morphodynamique – cycle semi-lunaire

L'évolution de la barre de *swash* au cours de la campagne montre que sa dynamique, en conditions de faible agitation, est clairement influencée par la fluctuation des niveaux de pleine mer à l'échelle du cycle tidal semi-lunaire (formation en morte-eau, migration *onshore* en phase de revif).

En revanche, il apparaît délicat de mettre en évidence une telle relation dans le cas des barres 3 et 4. En effet, les observations montrent que la dynamique de ces barres semble plus reliée aux variations de l'intensité de l'agitation qu'à un niveau d'action des houles contrôlé par le cycle tidal semi-lunaire.

Considérons cependant l'évolution morphodynamique d'un profil (ici le profil central du 18 mai) à l'échelle d'un cycle semi-lunaire théorique (VE et ME moyenne). La probabilité de dépassement de l'altitude Z_b par le niveau d'eau (η), en fonction du marnage, est représentée sur la figure III.12. Elle est calculée par l'équation suivante (Wright *et al.*, 1982) :

$$p\,(\eta > Z_b) = \cos^2\left(\frac{\pi}{2}\frac{Z_b - \eta_{\min}}{\eta_{\max} - \eta_{\min}}\right) \qquad \textit{Eq. III. 3}$$

avec

η_{max} *et* η_{min} : altitude maximale et minimale de la marée pour des marées de vives-eaux, mortes-eaux et marée moyenne.

Z_b : altitude d'un point spécifique du profil de plage.

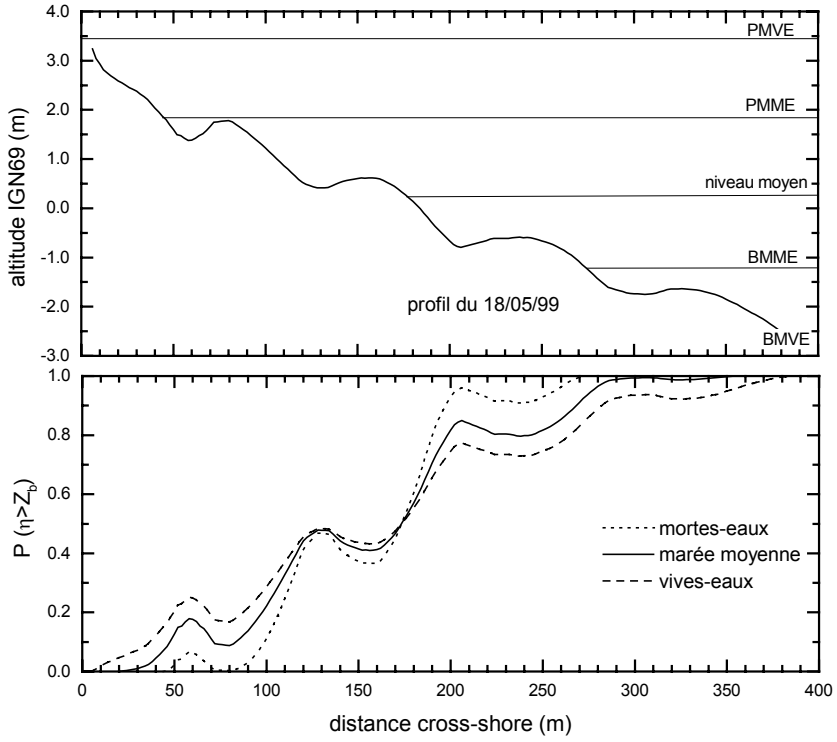


Figure III. 12 - Profil topographique du 18 mai, niveaux d'eau théoriques, et probabilité de submersion.

La répartition de la probabilité de submersion en fonction de la distance *cross-shore* montre que le temps d'immersion des deux barres 3 et 4 est logiquement différent en fonction du marnage. L'effet du cycle semi-lunaire est négligeable sur l'évolution de la barre 3 car cette barre située à proximité du niveau moyen de la mer, présente des probabilités d'inondation comparables quelque soit le marnage. En revanche, concernant la barre 4, il existe une dominance de la fréquence d'inondation en vive-eau, qui marque la dépendance de l'évolution morphodynamique de la barre à ces conditions.

Il convient cependant de moduler ces observations en précisant que le temps d'action des divers processus hydrodynamiques (shoaling, brisants, déferlement et *swash*) est fonction du cycle semi-lunaire, et surtout de l'intensité de l'agitation au large (Masselink, 1993). Ainsi, sur le milieu de plage, il est beaucoup plus important en morte-eau, car la translation du plan d'eau au cours du cycle tidal est plus lente par rapport à des conditions de vive eau. De plus, la distribution des zones d'influence relative des processus hydrodynamiques dépend de la hauteur de la houle au large et de la localisation de la zone des brisants sur le profil.

Sur Omaha beach et à l'échelle de nos mesures, il existe cependant une augmentation des temps d'ajustement morphodynamique des corps sableux vers le large, en relation avec la distribution de la fréquence d'inondation du profil. La barre de *swash*, réagissant quasi-instantanément aux variations hydrodynamiques est totalement dépendante du cycle semi-lunaire. Elle se forme en morte-eau et migre *onshore* lors du revif. La barre 4 est en partie dépendante de la variation des niveaux de pleine mer mais également de l'intensité de l'agitation. L'évolution morphodynamique de la barre 3 est totalement indépendante du cycle semi-lunaire et réagit principalement aux variations d'agitation.

On retrouve donc sur l'estran d'Omaha beach, et par extension sur les estrans macrotidaux, la ségrégation spatio-temporelle mise en évidence à l'échelle du prisme sédimentaire côtier par Wright *et al.*, (1985) [cf. Ch. I]. Elle est toutefois subordonnée au forçage énergétique principal qui est l'intensité de l'agitation, moteur des transports sableux intertidaux.

I.5 Transport sédimentaire à l'échelle du cycle tidal

I.5.1 Calcul du taux de transport sédimentaire sur les barres

Une expérience de traçage fluorescent a été réalisée au cours de la campagne Omaha 99. Son objectif est de quantifier les transports sédimentaires à l'origine de la dynamique des barres.

I.5.1.1 Conditions expérimentales

Cette expérience s'est déroulée le 27 mai 1999, dans des conditions de faible agitation (H_s < 0,5 m ; T_s = 4 s). L'incidence des houles est quasi-nulle, et les vents de mer ont des vitesses de l'ordre de 3 m.s^{-1}. Le jour de l'expérience, le marnage est de 4,8 m (marée moyenne de coeff. 70).

Deux points d'injection ont été sélectionnés sur le revers marin des barres 3 et 4, les plus hautes sur l'estran (Figure III. 13). Deux couleurs différentes de traceur ont été utilisées afin de

différencier les deux points d'injection. 25 kg de sables verts ont été déposés au point A et 10 kg de sables rouges ont été injectés au point B, le 27 mai à marée basse.

La détection a été réalisée à la marée basse suivante au matin du 28 mai. La masse de chaque traceur, le temps d'immersion et l'épaisseur de remaniement Z_0 mesurée au point d'injection sont rassemblés dans le tableau III.5.

Les mesures de l'épaisseur de remaniement Z_0 sont du même ordre de grandeur que les observations de King (1951) faites sur des plages macrotidales dans des conditions d'agitation similaires

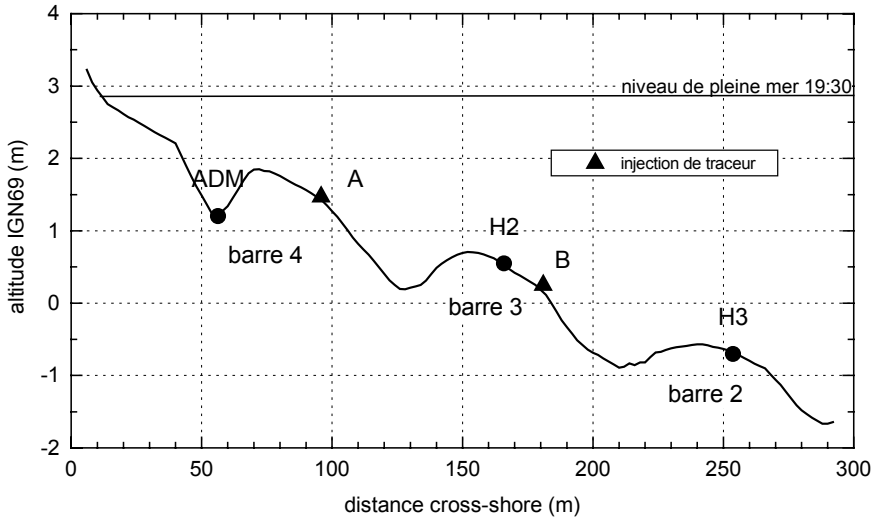


Figure III. 13 - Localisation des points d'injection sur l'estran.

Point d'injection	masse injectée	Z_0	temps d'immersion
	kg	*m*	*min*
A	25	0,03	315
B	10	0,02	415

Tableau III. 5 - Caractéristiques du traceur injecté pour chaque point.

I.5.1.2 Résultats

Pour chaque point d'injection, le nuage de dispersion du traceur à l'issue de la détection est représenté sur la figure III.14. Le taux de transport sédimentaire est calculé en fonction du déplacement du centre de gravité du nuage (Tableau III. 6). Les résultats montrent un comportement similaire du transport sédimentaire sur les deux barres. Dans les deux cas, le taux de transport est très

faible et la composante *cross-shore* du transport, vers le haut de plage, domine celle du transport *longshore*. Le centre de gravité du nuage de traceur se déplace vers le haut de plage à une vitesse de l'ordre de 1 cm.min^{-1} pour les deux barres. En raison de la différence du temps d'immersion entre les deux points, les deux valeurs du transport moyenné sur une marée sont très proches, 0,091 m.marée^{-1}.m^{-1} pour A et 0,087 pour B.

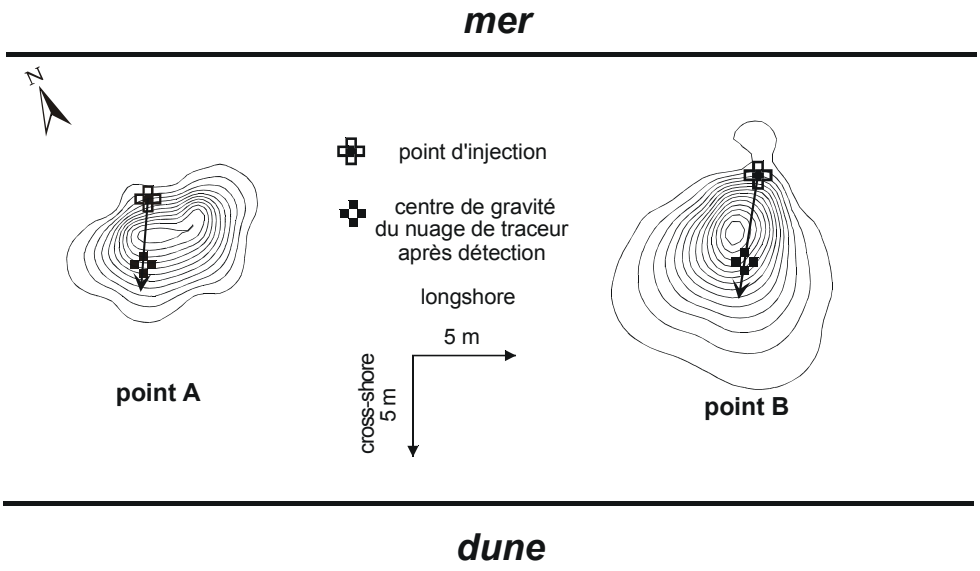


Figure III. 14 - Nuage de dispersion du traceur aux points A et B.

	D	X	Y	dT	U	I	Q		Q_x	Q_y	Tr
	m	*m*	*m*	*min*	*m.min^{-1}*	*kg.min^{-1}.m^{-1}*	*m^3.min^{-1}.m^{-1}*	*m^3.marée^{-1}.m^{-1}*	*m^3.marée^{-1}.m^{-1}*	*m^3.marée^{-1}.m^{-1}*	*%*
OM99A	3,0	3,0	-0,2	315	0,0097	0,460	2,895E-04	0,091	0,055	-0,004	81
OM99B	5,8	5,7	-0,9	415	0,0139	0,332	2,089E-04	0,087	0,051	-0,008	82

Tableau III. 6 - Dispersion du traceur et transport sédimentaire calculé.

I.5.2 Données hydrodynamiques

I.5.2.1 Conditions hydrodynamiques sur les barres

Les conditions hydrodynamiques sur la zone intertidale sont étudiées à l'aide des enregistrements des courantomètres-houlographes S4 H2 et H3 (Figure III. 15), positionnés respectivement sur les barres 3 et 2 .

Au cours du cycle tidal, la hauteur de la houle atteint un maximum de 0,4 m peu avant la pleine mer, et décroît jusqu'à environ 0,2 m pendant la marée descendante.

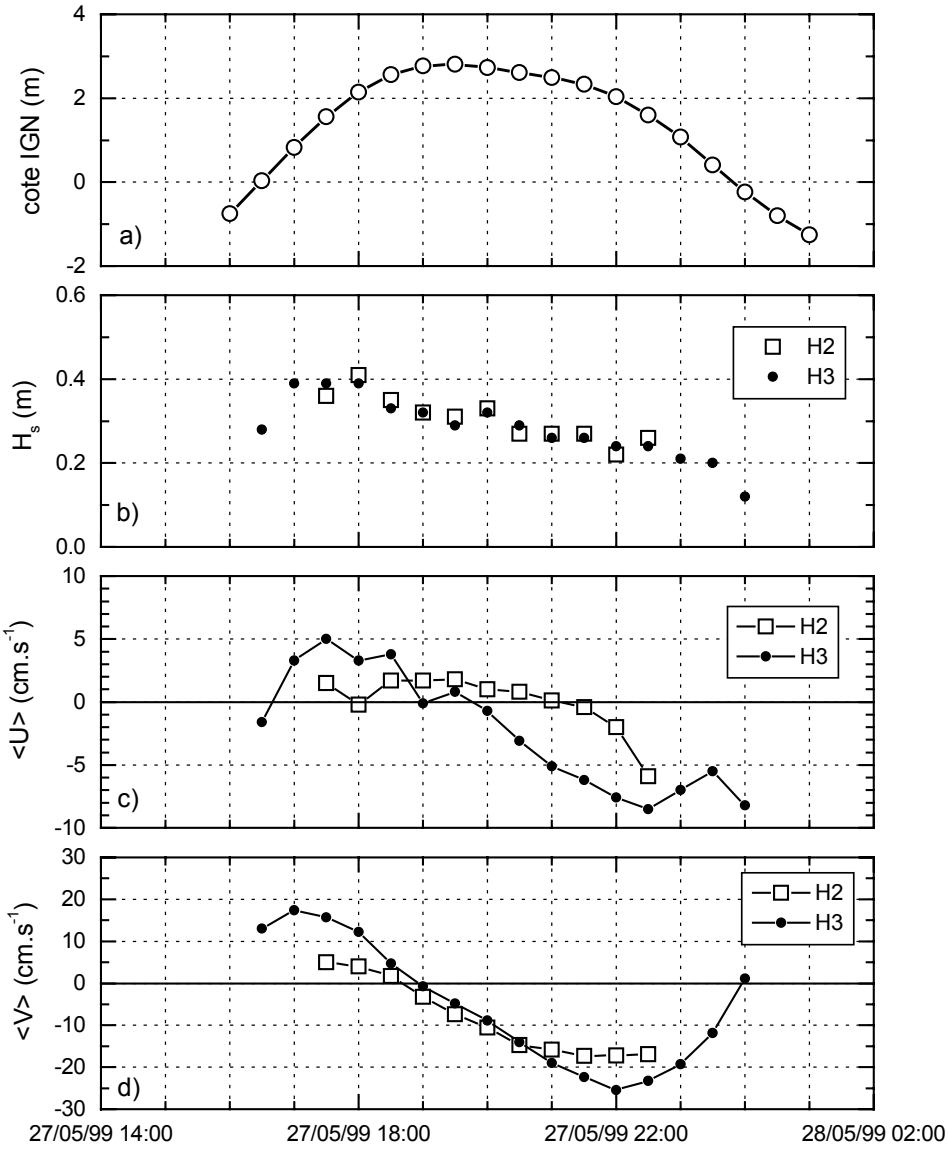


Figure III. 15 - Mesures hydrodynamiques réalisées sur la moyenne plage, barre 2 (H3) et barre 3 (H2) – heure de la pleine mer 19: 31 TU.
a) niveau de la mer (m IGN69) mesuré sur H4 ; b) hauteur significative de la houle H_s mesurées en H2 et H3 ; c) vitesse du courant moyen cross-shore (positif onshore) ; d) vitesse du courant moyen longshore positif vers l'Est

Les courants moyens montrent une large domination du courant *longshore* <V> qui au niveau de la barre 3 (point B) atteint la valeur maximale de 15 cm.s^{-1} à mi-marée descendante. Ce courant de marée est d'autant plus fort que la position de mesure est distante du trait de côte. Sur la barre 2, juste au large, il atteint 25 cm.s^{-1}. Cette caractéristique est une constante des plages macrotidales (Wright *et al.*, 1982 ; Masselink & Short, 1993 ; Horn, 1996). Le courant $\langle U \rangle$ est la composante *cross-shore* des courants. Au niveau du point B, $\langle U \rangle$ est majoritairement dirigé vers le haut de plage mais il est cependant de très faible intensité et dans l'incertitude liée à la précision des capteurs.

Ces résultats montrent que les courants moyens mesurés ne participent pas à l'advection du centre de gravité du traceur vers le haut de plage. Il faut également souligner que les mesures présentées sont réalisées quand le S4 est en pleine eau et que la hauteur d'eau nécessaire au-dessus du capteur de pression afin de disposer de données valides est de 0,80 m au minimum (Pierowicz & Boswood, 1995). Les écoulements hydrodynamiques moyens dans la zone de *swash* et de déferlement ne sont donc pas pris en considération.

Dans les conditions de mesures, un examen des vitesses des courants orbitaux est réalisé afin d'étudier leur efficacité potentielle en terme de transport sédimentaire *onshore*.

I.5.2.2 Analyse des courants orbitaux au point H2 sur la barre 3

Cette analyse est réalisée par traitement numérique des mesures brutes de vitesses enregistrées à 2 Hz. La méthodologie suivie pour cette analyse est détaillée par Kroon (1994) et Ruessink (1998a). Les principales étapes sont ici brièvement rappelées.

I.5.2.2.1 Traitement numérique

La composante *cross-shore* des courants orbitaux est calculée sur les séries temporelles à 2 Hz pendant les bursts de 9 minutes. Les séries brutes sont corrigées de la tendance d'évolution sur la durée du burst par un ajustement polynomial d'ordre 2. Un filtre fréquentiel est ensuite appliqué pour séparer les fluctuations relevant des vagues incidentes (0,05 et 0,33 Hz) et des ondes infragravitaires (0,005 et 0,05 Hz). Puis, une analyse statistique du type « vague par vague » est réalisée sur les signaux afin de déterminer les vitesses maximales *onshore* et *offshore* pour chaque phase de vague (crête ou creux). Enfin, les valeurs moyennes du tiers supérieur des vitesses *onshore* U_{on} et *offshore* U_{off} sont calculées pour les deux bandes de fréquences.

L'indice d'asymétrie A des vitesses orbitales est calculé suivant l'équation suivante :

$$A = \frac{U_{on}}{U_{on}+U_{off}} \qquad \textit{Eq. III. 4}$$

Cet indice permet de quantifier la dissymétrie des vitesses des courants orbitaux, particulièrement importante pour déterminer les taux de transport par charriage au niveau des fonds. L'asymétrie des vagues est utilisée notamment dans certains modèles de transports sédimentaires *cross-shore* (Roelvink, 1993b ; Wolf, 1997 ; Van Rijn *et al.*, 1999).

I.5.2.2.2 Résultats

Les résultats sont reportés sur la figure III.16, en parallèle de l'évolution altimétrique locale du plan d'eau h et de la hauteur de la houle H_s. Le calcul de la hauteur relative de la houle montre que dans les conditions d'enregistrement, H_s/h est inférieur à 0,4. Ceci implique selon Kroon (1994) que les conditions d'agitation mesurées correspondent au passage de houles non déferlantes au niveau du point de mesure (*shoaling wave zone*).

Dans de telles conditions, le coefficient d'asymétrie A reste proche de 0,5 pendant le cycle de mesure. Ce résultat indique un équilibre entre les mouvements *onshore* et *offshore* au niveau des fonds et illustre la faible influence des courants orbitaux, hors déferlement, sur les transports sédimentaires sur la barre 3 où a été immergé le traceur.

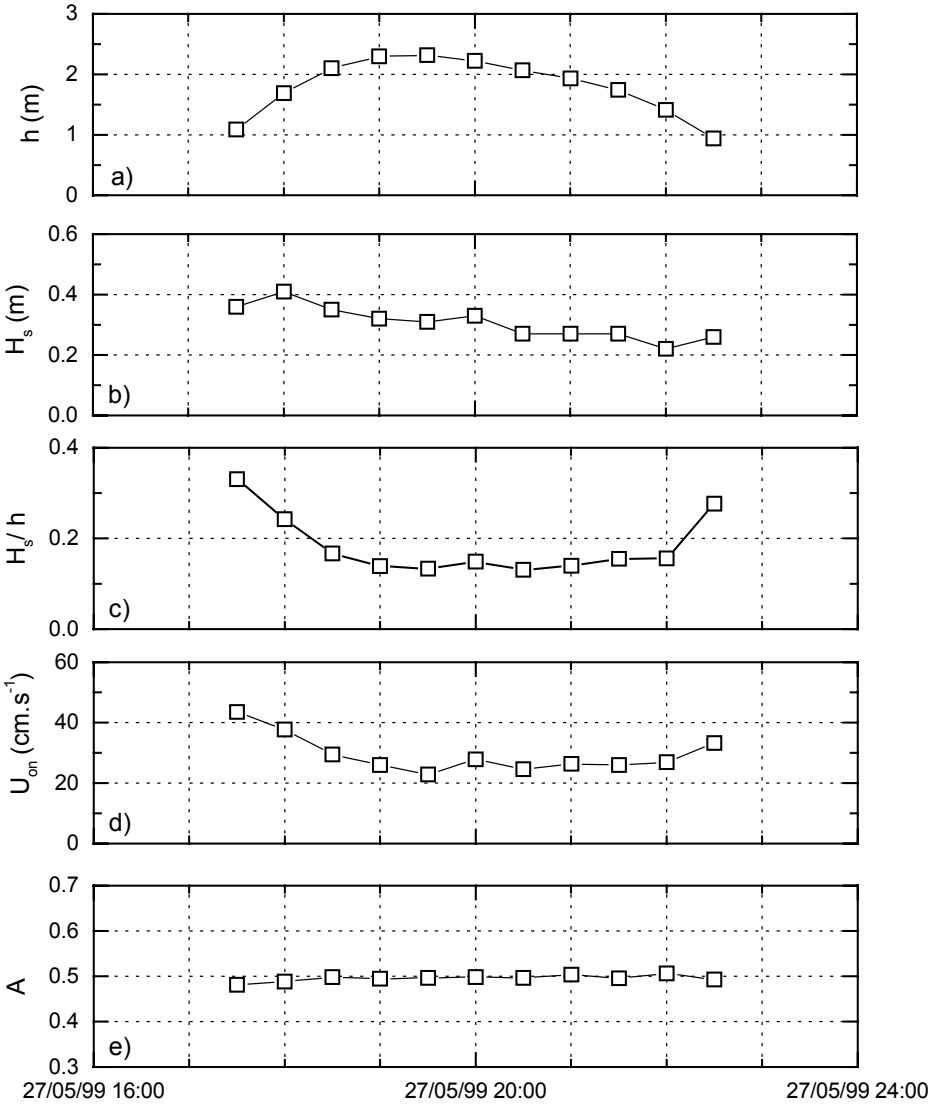


Figure III. 16 - Paramètres hydrodynamiques mesurés sur le flanc marin de la barre 3 – point H2 - heure de la pleine mer : 19:31 TU.
a) hauteur d'eau locale h ; b) hauteur significative de la houle H_s ; c) hauteur relative de la houle H_s/h ; d) vitesses des courants orbitaux onshore U_{on} ; e) rapport d'asymétrie des courants orbitaux

I.5.3 Discussion

A l'échelle de temps du cycle tidal et dans des conditions de faible agitation, l'expérience de traceur fluorescent montre clairement un transport sédimentaire *onshore* au niveau des flancs marins des barres intertidales de mi-estran. Cette approche intégrée donne de bonnes indications concernant la direction du transport mais la quantification effectuée doit être envisagée avec précaution en raison notamment des hypothèses posées pour le calcul et des erreurs inhérentes au comptage visuel du traceur.

Le taux de transport calculé sur les flancs des barres 3 et 4 en conditions de faible agitation est de l'ordre de 0,09 $m^3.marée^{-1}.m^{-1}$. La similitude des taux moyennés sur la marée s'explique par la différence de temps d'immersion entre les deux points d'injection alors que le transport instantané est supérieur sur la première barre. Ce temps est de l'ordre de 40% de la durée de la marée pour l'injection sur la barre 4 et de 55% celle sur la barre 3, situées plus bas sur le profil.

I.5.3.1 Comparaison des taux de transport sédimentaire avec les données bibliographiques

Des quantifications du transport sédimentaire sur les plages macrotidales à barres ont été déjà réalisées par traçage fluorescent, en France à Merlimont (Levoy *et al.*, 1998), et en Belgique sur la plage de Niewpoort (Voulgaris *et al.*, 1998). Les taux de transport obtenus pendant ces expériences sont comparables avec ceux calculés à Omaha beach (0,09 $m^3.marée^{-1}.m^{-1}$).

Levoy *et al.* (1998) calculent des taux de transport variant entre 0,028 et 0,22 $m^3.marée^{-1}.m^{-1}$, pour des conditions d'énergie assez contrastées et des points d'injection situés sur la basse plage de Merlimont. Dans le cas de faibles agitations (H_s < 1 m), les taux de transport calculés varient de 0,028 à 0,113 $m^3.marée^{-1}.m^{-1}$, entre la bordure d'une bâche et le revers d'une barre. La direction du transport est différente entre ces deux points. Dans la bâche, il y a un équilibre entre les composantes *cross-shore* et *longshore* de l'advection du traceur, en relation avec la dynamique sédimentaire *longshore* générée par les courants tidaux canalisés par la morphologie. Sur le revers de la barre, la direction du transport solide est clairement *onshore*. Lors du passage d'une tempête (H_s = 2 m sur la basse plage), les transports sédimentaires mesurés sur la crête de la barre sont largement supérieurs à ceux calculés par beau temps (0,22 $m^3.marée^{-1}.m^{-1}$) dans un contexte morphologique cependant différent. La direction du transport présente quant à elle une composante *longshore* particulièrement développée (1,7 × composante *cross-shore*), qui contribue à la mobilité de la barre parallèlement au trait de côte, observée à l'échelle des deux semaines de mesures.

Sur la plage de Niewpoort, Voulgaris *et al.* (1998) calculent des taux de transport sédimentaire variant de 0,027 à 0,13 $m^3.marée^{-1}.m^{-1}$, pour des conditions d'agitation similaires et des localisations des injections comparables sur un profil qui présente deux barres sur sa partie moyenne et une barre de *swash* sur sa partie haute. L'analyse des directions de transport montre qu'en fonction de la localisation de l'injection (bâche ou flanc des barres), le transport par les vagues est généralement *onshore* et la composante *longshore*, due à la dispersion des sédiments par les courants de marée, est plus variable.

I.5.3.2 Relation hydrodynamique – transport sédimentaire

Dans cette expérience, la migration *onshore* du traceur sur la barre 3 (point B) ne correspond pas aux mesures hydrodynamiques effectuées à proximité, à environ 50 cm des fonds. Des conditions de shoaling ($H_s/h < 0,4$) sont enregistrées pendant la totalité du cycle tidal. Dans ces hauteurs d'eau, les vitesses orbitales des vagues sont incompétentes pour transporter du sable vers le haut de plage par charriage. De plus, les faibles courants *longshore* dominent les courants moyens *cross-shore* limitant ainsi un transport vers le haut de plage des sédiments remis en suspension par les vagues.

L'ensemble des remarques ci-dessus conduit à envisager que les transports sableux *onshore* observés sur le flanc de la barre 3 sont le résultat du balayage de l'estran par les processus hydrosédimentaires dans les faibles tranches d'eau qui intègrent les processus de *swash*, mais aussi ceux de déferlement. En effet, en raison de la faible hauteur des houles, il y a une transition quasi-directe entre la zone des brisants et la zone de *swash*. Il est cependant impossible de déterminer, à la lumière des résultats présentés, la contribution relative des processus de *swash* et déferlement, à marée montante et descendante, sur le transport total observé, qui résulte de la totalité des processus se produisant au point d'injection au cours de la marée.

Concernant la barre 4, il n'y a pas de mesure hydrodynamique disponible au niveau du point A. Afin d'apprécier qualitativement la différence d'agitation entre les points A et B, une analyse de la propagation de la houle du large vers la côte a été réalisée à l'aide des données hydrodynamiques. Grâce à la disposition des capteurs sur l'estran, il est possible d'établir la variation de la hauteur des vagues entre le courantomètre S4H2 et l'ADM, situés de part et d'autre du point A.

Un filtrat des données recueillies sur H4, H3, H2 et ADM a été réalisé afin de ne retenir que les séquences d'acquisition synchronisées dans des conditions d'agitation similaires à celles de l'expérience de traçage ($H_s \approx 0,2 – 0,4$ m) et proches de la pleine mer. Pour chaque séquence, la propagation de la houle en fonction de la hauteur d'eau est représentée sur la Figure III. 17a. La houle subit une décroissance de sa hauteur de l'ordre maximal de 30% entre H4 et l'ADM. Entre H2 et l'ADM, il se produit une décroissance générale de la houle. Un ajustement linéaire de la hauteur de la houle (H_s) par rapport à la hauteur d'eau h (Figure III. 17b) montre une décroissance quasiment linéaire entre les deux appareils à marée haute. La validité de la relation statistique est faible ($r = 0,71$). Cependant, elle est suffisante pour apprécier qualitativement la hauteur de la houle au point A, à marée haute, le jour du traçage. A pleine mer, le point A est recouvert a priori d'une hauteur d'eau h d'environ 1,3 m, ce qui d'après la relation précédente, correspondrait à une houle de $H_s = 0,25$ m.

Dans ces conditions, la hauteur relative de la houle H_s/h, à marée haute au point A, est aux alentours de 0,20. Cela signifie qu'à marée haute, le point A est également soumis aux processus de shoaling ($H_s/h < 0,4$). Par analogie avec le point B, les transports solides au point A sont alors principalement attribués aux processus de *swash* et de déferlement dans les faibles hauteurs d'eau lors du balayage de l'estran par la marée montante et descendante.

Au point A, le taux de transport instantané est supérieur à celui du point B, alors que les taux intégrés sur la marée sont similaires, en raison des différences de temps d'immersion entre A et B, respectivement 41% et 55% de la durée de la marée. Ceci traduit une intensification des processus de

swash et de déferlement du bas vers le haut de plage qui est à mettre en relation avec différents facteurs morphologiques (pente, granulométrie, forme plutôt concave du profil), mais aussi avec l'intensification de la hauteur de la houle à marée haute, communément observée sur les plages macrotidales (Wright *et al.*, 1982 ; Masselink & Hegge, 1995 ; Levoy *et al.*, 2001).

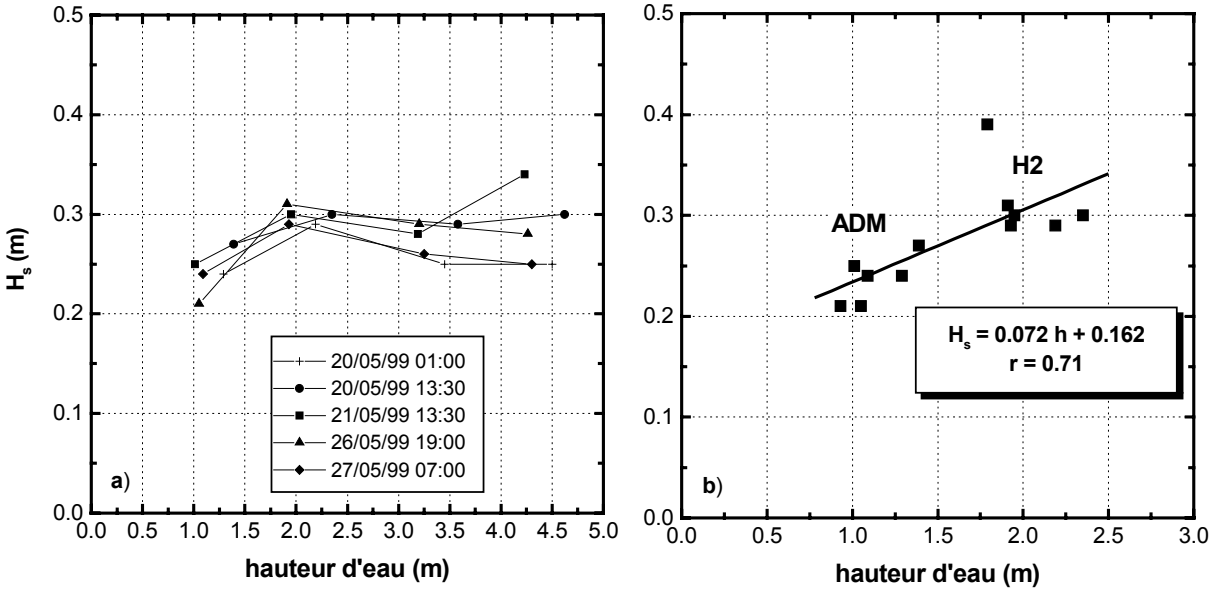


Figure III. 17 - Propagation de la houle sur la zone intertidale.
a) propagation de la houle (H_s) sur la zone intertidale ; b) relation entre la hauteur d'eau h et H_s entre l'ADM et H2

Les précédentes expérimentations de Levoy *et al.* (1998) et Voulgaris *et al.* (1998) ont également montré un décalage entre les enregistrements hydrodynamiques et le transport sédimentaire résiduel. Ces auteurs ont également accordé un rôle prépondérant aux processus de *swash* sur les transports solides intertidaux. Voulgaris *et al.* (1998) notent la non concordance des résultats de modélisation numérique du transport sédimentaire avec la mesure par traçage dans la mesure où ces simulations sont basées sur des mesures hydrodynamiques qui n'intègrent les processus de *swash* et de déferlement.

Les processus hydrodynamiques dans les très faibles tranches d'eau apparaissent comme les principaux moteurs des transports sableux *onshore* à l'échelle d'une barre et leur quantification apparaît indispensable pour comprendre l'accrétion des barres. La mesure précise des écoulements hydrodynamiques et du transport sédimentaire dans les faibles hauteurs d'eau est ainsi nécessaire sur l'ensemble de l'estran à la manière des études portant exclusivement sur la zone de *swash* (Hughes *et al.*, 1997 ; Butt & Russell, 1999, 2000). De plus, la mesure à haute fréquence de l'évolution morphologique à l'aide de piquets (Sallenger & Richmond, 1984 ; Kroon, 1994 ; Degryse-Kulkarni, à paraître) associée doit permettre de quantifier les effets du *swash* sur le flanc marin des barres lors de leur construction et de leur accrétion.

I.5.3.3 Relation transport sédimentaire – évolution topographique

A l'échelle de la campagne, une légère migration de la crête des barres vers le haut de plage est observée. Les barres acquièrent en parallèle un profil dissymétrique en raison, de l'accrétion de leur crête, de l'érosion de la bâche associée, et du développement morphologique de leur talus. Le taux d'accrétion du talus varie entre 0,05 et 0,1 m^3.marée.m^{-1} selon la barre et le profil considéré.

A l'échelle de la barre et du cycle tidal, une expérimentation de traceur fluorescent a montré un transport sédimentaire *onshore* au niveau du revers des barres. Le taux de transport calculé est de l'ordre de 0,09 m^3.marée.m^{-1} pour des conditions d'agitation très faible (H_s < 0,4 m). Compte tenu de la climatologie de la houle pendant la campagne, cette valeur est probablement proche d'un taux de transport minimum.

Ces deux approches (mesures topographiques et traceur fluorescent), à des échelles de temps différentes, donnent des résultats similaires aussi bien pour la direction des mouvements sédimentaires que pour la quantification des volumes transportés et déposés. Il semble donc que la totalité des sédiments érodés sur le revers de la barre se dépose au niveau du talus.

I.6 Évolution morphologique en conditions d'accrétion : conclusions

L'ensemble des résultats acquis lors de la campagne Omaha 99 apporte des éléments de compréhension de la morphodynamique des barres sableuses d'une plage macrotidale dans des conditions de faible agitation (H_s < 1 m). La démarche adoptée tente de relier l'évolution morphodynamique de la plage à l'échelle de la campagne à une quantification des transports sédimentaires à l'origine des changements topographiques. Les résultats ont permis de préciser les points suivants :

- **Concernant la dynamique des barres :**

La mobilité des barres observée est conforme aux précédentes études concernant la migration des barres intertidales d'une plage macrotidale lors d'une période de faible agitation (Levoy *et al.*, 1998 ; Voulgaris *et al.*, 1998 ; Kroon & Masselink, 2002). Les barres migrent vers le haut de plage à une faible vitesse (< 1 m.marée^{-1}) avec accrétion des talus et érosion des revers marins.

Cette étude montre une relation entre la vitesse de migration des barres et leur position sur le profil, les plus mobiles étant situées sur la partie supérieure de la plage. Cette disparité traduit des temps d'ajustement morphodynamique décroissants du bas vers le haut de plage. De plus, les variations morphologiques observées résultent principalement de réajustements légers qui impliquent une migration des crêtes et une relative stabilité du corps des barres. Cette évolution est discontinue sur une période de 15 jours. Le suivi topographique quotidien met en évidence l'existence d'une mise à l'équilibre très rapide des barres dans les premiers jours de la campagne en réponse à une perturbation de la plage lors de la tempête quelques jours avant. Une fois l'équilibre atteint, le profil de plage « oscille » autour pendant le reste des mesures, une légère réactivation étant cependant observée en fin de campagne pour la barre supérieure.

De plus, l'évolution morphologique est homogène latéralement sur la partie de la plage étudiée, de 200 m de large, où les barres sont bien construites. Ce système n'est déstabilisé que par les chenaux qui perturbent par endroits les transports sédimentaires *onshore*. Cette dynamique de chenal peut être considérée comme un facteur limitant de l'accrétion des barres localement en conditions de faible énergie.

L'intégration des échelles spatio-temporelles de l'étude permet de mettre en évidence un schéma de circulation sédimentaire générant la dynamique morphologique observée à l'échelle d'une barre.

Pendant que le revers de la barre est sous l'action de la zone de *swash* et de déferlement, les sables sont transportés par charriage vers la crête de la barre. Il y a alors une redistribution des masses sédimentaires érodées du revers vers la crête.

Une fois la crête inondée, ils basculent sur le talus et contribuent à son accrétion. Une partie de ces sédiments peut être reprise par les courants tidaux canalisés dans les bâches. Ces écoulements longitudinaux, parfois violents en fin de cycle tidal, modèlent le talus de la barre et peuvent être considérés comme des facteurs de stabilisation de la morphologie (Sipka & Anthony, 1999).

Les processus actifs pendant les passages de la zone de déferlement et de celle des brisants, consécutifs à l'augmentation de la hauteur d'eau, restent à l'heure actuelle indéterminés. Dans ces zones, les interactions houle-courant dominées par les courants tidaux *longshore* excluent un transport résiduel *onshore*.

Dans la zone de *shoaling,* quand la hauteur relative de la houle H_s/h est inférieure à 0,3, les courants orbitaux sont incapables de transporter les sédiments vers le haut de plage, en raison de leur caractère symétrique. Par manque de mesures, il reste des incertitudes sur leur capacité quand H_s/h est proche de 0,4 peu avant le déferlement.

L'ensemble de ces remarques montre qu'en conditions de faible énergie, l'évolution morphologique semble principalement due aux processus de *swash* et de déferlement dont l'action est directement fonction de la pente initiale et de l'intensité de d'agitation. Les processus purement hydrodynamiques (*undertow*, asymétrie des courants orbitaux et courants tidaux) ont un effet a posteriori moindres sur l'évolution des barres.

- **Concernant les processus de formation des barres :**

A l'issue de la campagne, les incertitudes concernant les processus de formation des barres sur les estrans macrotidaux ne sont pas levées. En effet, les barres étudiées étaient construites dès le début de la campagne et elles ne subissent que des réajustements morphologiques par les processus de *swash* et de déferlement. La formation de la barre de *swash* est contemporaine de marées de morte-eau, d'agitation faible et d'une augmentation de l'énergie infragravitaire. Cependant, les interactions complexes de l'ensemble de ces processus en plus des caractéristiques sédimentologiques (granulométrie, perméabilité) ne permettent pas de déterminer leur contribution respective. Une transposition du modèle de formation de cette barre de haute plage aux morphologies du type *ridges and runnels* de la partie moyenne et inférieure de l'estran, s'avère impossible en raison de leurs positions sur le profil exposées à un enchaînement de processus hydrodynamiques : *swash*, déferlement, brisants, vagues non déferlantes, et courants tidaux.

II ÉVOLUTION MORPHODYNAMIQUE EN CONDITIONS D'AGITATION MODÉRÉE : CAMPAGNE OMAHA 2K (26/09 – 12/10/ 2000)

II.1 Méthodologie

II.1.1 Mesures topographiques

Quatre levés topographiques ont été réalisés pendant la campagne Omaha 2K (Tableau III. 7), sur la même zone surveillée pendant Omaha 99. Ils couvrent une longueur de 400 m de linéaire côtier et une largeur d'estran variant de 200 à 400 m en fonction des coefficients de marée. Le levé OM2K-4 du 11 octobre est incomplet en raison d'un problème technique du DGPS. Les Modèles Numériques de Terrain sont représentés en annexe 3.

n° de levé	date	coefficient de marée	notes
OM2K-1	26/09/00	94	
OM2K-2	04/10/00	58	
OM2K-3	08/10/00	40	
OM2K-4	11/10/00	77	Levé incomplet
OM2K-5	12/10/00	87	

Tableau III. 7 – Dates des levés topographiques réalisés au cours de Omaha 2K et coefficients de marée correspondants.

II.1.2 Mesures hydrodynamiques

Contrairement à Omaha 99, la disposition des capteurs a été changée au cours de la campagne. Les mesures se sont concentrées sur la partie moyenne et supérieure de la plage, à l'aide de S4DW (H2 et H4) et de l'ADM. La position des appareils sur l'estran a évolué au cours de la campagne en fonction des objectifs (Figure III. 18). Ainsi l'ADM a été installé pour mesurer les conditions hydrodynamiques en aval de la zone de swash. Afin de disposer des caractéristiques de la houle à l'entrée du système, un S4DW supplémentaire (H1) a été installé sur le domaine subtidal à la cote – 3,75 m IGN69 quelques jours avant le début des mesures. Le tableau III.8 rassemble l'ensemble des caractéristiques des capteurs déployés lors de Omaha 2K, ainsi que leur programmation.

instrument	cadence de mesures durée / périodicité	fréquence d'acquisition	vitesse	pression
H1, H2, H4	9' / 20'	2 Hz	+	+
ADM	Continu	2 Hz	+	+

Tableau III. 8 - Caractéristiques des instruments de mesures hydrodynamiques – campagne Omaha 2K.

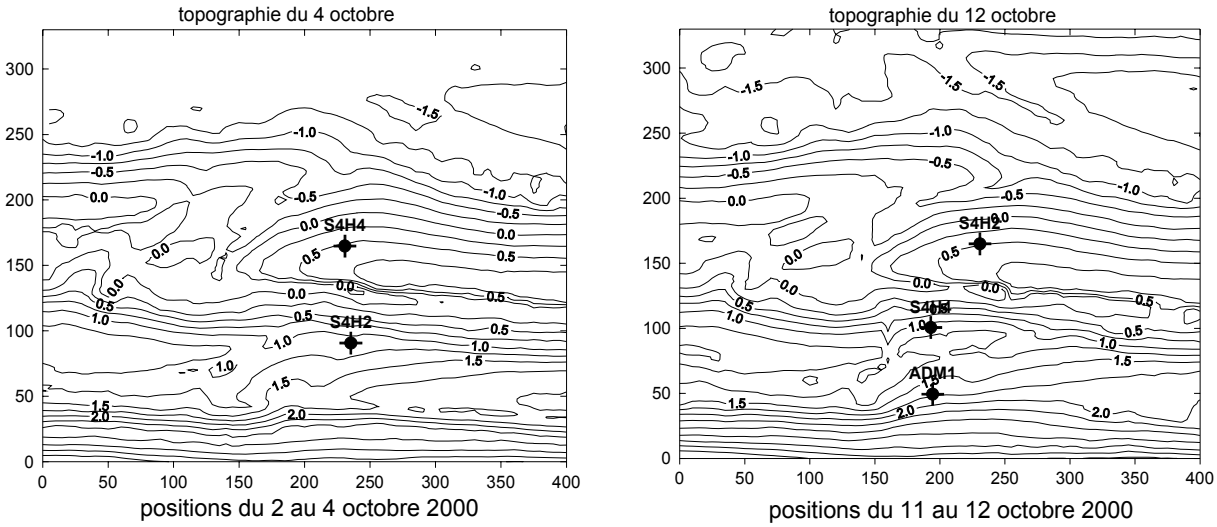


Figure III. 18 - Schémas d'implantation des capteurs - campagne Omaha 2K.

II.2 Conditions dynamiques générales

L'évolution des conditions dynamiques générales au cours de la campagne est reportée sur la figure III.19. Entre le 26 septembre et le 12 octobre 2000, les mesures réalisées intègrent un cycle tidal semi-lunaire complet, incorporant une phase de petite morte-eau du 6 au 9 octobre et une phase de vive-eau fin octobre. Les conditions d'agitation sont modérées avec des H_s inférieures à 1 m, des périodes associées T_s généralement supérieures à 6 s mais pouvant atteindre 9 s. L'angle d'incidence des houles à la côte est négatif, ce qui signifie que les vagues proviennent du cadran NW. Quatre évènements de plus forte énergie ($H_s \geq 1$ m) et de durée limitée (1 à 2 jours) se produisent en conséquence de renforcements épisodiques des vents de secteur W.

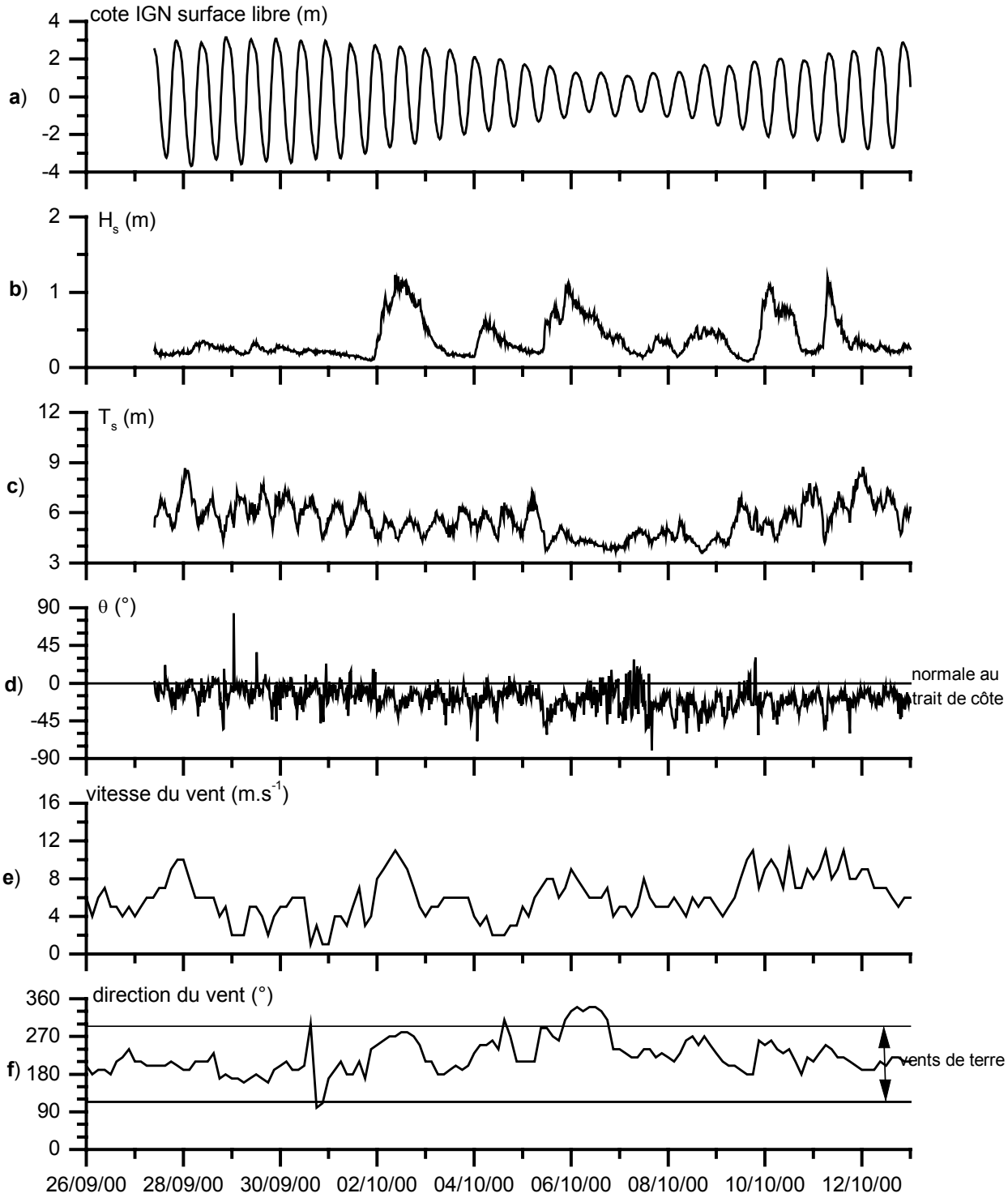


Figure III. 19 - Conditions d'agitation sur la basse plage et caractéristiques des vents pendant la campagne Omaha 2K (26/09/99-12/10/00).
a) courbe de marées (m IGN69) ; b) hauteur significative de la houle H_s ; c) période significative de la houle T_s ; d) angle d'incidence de la houle à la côte θ ; e) vitesse du vent ; f) direction du vent

II.3 Évolution morphologique

II.3.1 Morphologie générale

Le 26 septembre 2000, l'estran d'Omaha beach est marqué par une morphologie relativement hétérogène longitudinalement (Figure III.20). Deux parties peuvent être identifiées. Sur la partie est (distance *longshore* 200 - 400 m) trois systèmes barre-bâche sont clairement identifiables. Ils sont numérotés 1-2-3 depuis le bas de plage. Les barres présentent une légère obliquité par rapport au trait de côte. Sur la partie ouest (distance *longshore* 0 - 200 m), les barres 2 et 3 sont fortement perturbées par un réseau de chenaux de drainage. Dans cette zone, une large bâche occupe la partie basse de la plage, entre 250 et 330 m du pied de dune. Une barre de *swash* est présente sur la haute plage. Son extension latérale occupe la totalité de la zone surveillée mais elle est particulièrement développée sur la partie ouest.

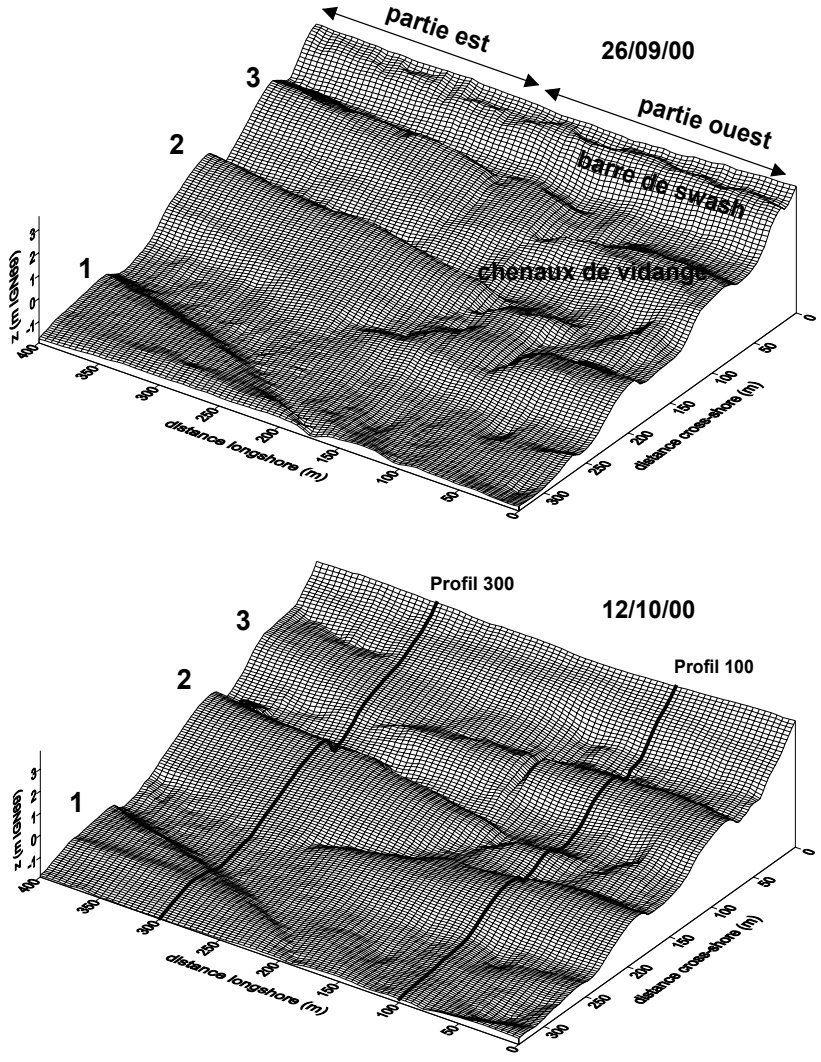


Figure III. 20 - MNT initial et final – campagne Omaha 2K.

A l'issue de la campagne (MNT du 12 octobre 2000), la topographie de la plage est particulièrement complexe et très différente par rapport aux deux parties précédemment décrites. Sur

la partie est, les barres 1 et 2 restent stables, alors que la barre 3 et la barre de *swash* sont érodées. Sur la partie ouest, deux barres se sont individualisées parallèlement à une ré-organisation du réseaux de chenaux de drainage. La barre de *swash* est quant à elle érodée sur la totalité de la zone surveillée.

Les évolutions topographiques résiduelles sont reportées sur la figure III.21 qui distingue les zones en accrétion des zones en érosion. Cette répartition conserve l'hétérogénéité entre la partie est où les évolutions sont relativement homogènes latéralement, et la partie ouest aux changements topographiques beaucoup moins organisés.

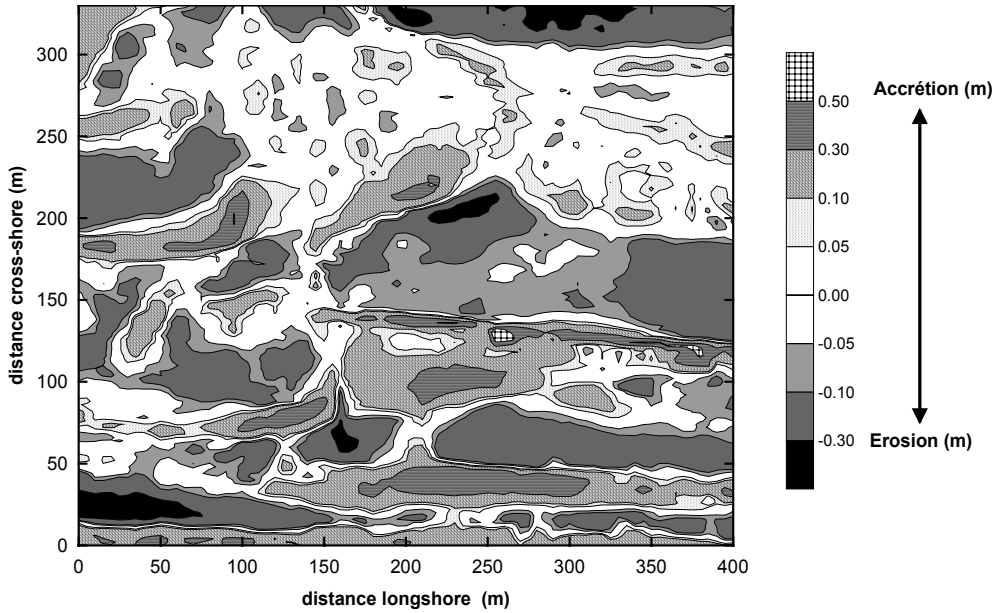


Figure III. 21 - Carte des différentiels d'altitude : Omaha 2K. Les parties blanches représentent les zones où l'évolution topographique n'est pas considérée significative par rapport à l'incertitude de mesure topographique (± 0,02 m).

II.3.2 Relation morphologie – évolution topographique

La figure III.22 montre la localisation des évolutions résiduelles par rapport à la topographie initiale.

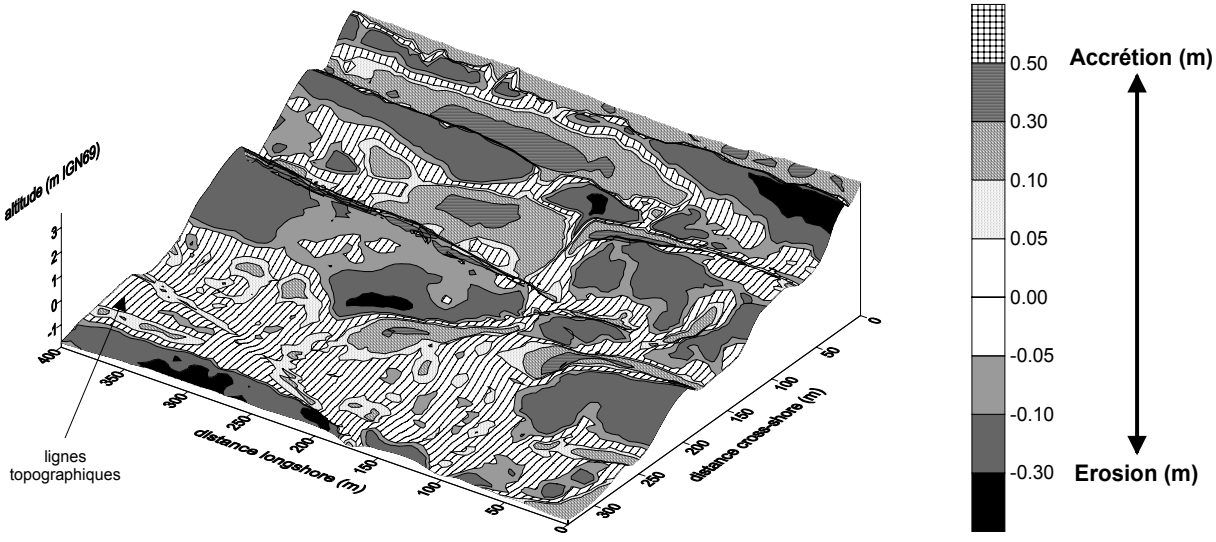


Figure III. 22 - Superposition de la répartition des évolutions résiduelles sur la topographie initiale.

Les zones en érosion sont principalement réparties au niveau des revers des barres présentes le 26 septembre, ainsi que sur la basse plage. Les zones en accrétion sont essentiellement situées au niveau des bâches 2 et 3, du chenal de la barre de *swash* et des chenaux de vidange sur la partie ouest.

II.3.3 Relation évolution morphologique – budget sédimentaire

L'évolution du budget sédimentaire intertidal est étudiée par le calcul des cubatures des différents MNT réalisés pendant Omaha 2K. Le calcul du budget sédimentaire est réalisé sur les levés du 26 septembre et du 12 octobre, sur une surface de 400 × 330 m. L'incertitude est estimée à ± 2700 m^3 (cf. annexe 1). Au cours de cette période, la plage subit un déficit de 238 m^3, soit près de 10 fois moins que la valeur de l'incertitude.

Une analyse similaire est réalisée sur l'ensemble des levés topographiques réalisés pendant Omaha 2K. Cependant, la surface de comparaison est limitée par l'extension minimale des levés, soit 200 m de largeur d'estran en phase de morte-eau (levés du 4 et du 8 octobre). Il en résulte une précision des calculs volumétriques de ± 1600 m^3. Le tableau III.9 ci-dessous présente les résultats. L'évolution du budget sédimentaire par période est toujours largement inférieure à l'incertitude sur le calcul des volumes. Pour cette surface de comparaison, le budget sédimentaire de la plage augmente de 550 m^3, entre le premier et le dernier levé.

N° de levé	Date	Volume	évolution
OM2K-1	26/09/00	322370	
OM2K-2	04/10/00	322134	-236
OM2K-3	08/10/00	322654	520
OM2K-5	12/10/00	322920	266

Tableau III. 9 - Budget sédimentaire intertidal calculé pendant Omaha 2K. Altitude de comparaison = -3 m IGN69 – Aire de comparaison = 400 × 200 m

L'ensemble de ces données montre que, d'une manière analogue à Omaha 99, l'évolution morphologique pendant Omaha 2K s'effectue à volume quasi-constant par redistribution du stock sableux intertidal.

II.3.4 Évolution morphologique en fonction des variations de l'agitation

Au cours des mesures, la hauteur significative des vagues atteint et/ou dépasse 1 m à quatre reprises en raison du renforcement des vents de secteur Ouest. Ce paragraphe s'attache à déterminer les évolutions morphologiques résultantes de ces épisodes d'agitation modérée.

II.3.4.1 Définition des séquences hydrodynamiques

La campagne Omaha 99 a montré que l'évolution morphologique était relativement limitée, en raison des conditions de faible énergie. Au regard de l'agitation enregistrée pendant Omaha 2K, il est fortement probable que les évolutions altimétriques principales se produisent pendant les périodes d'intensification des houles.

Par conséquent, la chronologie des levés topographiques pendant Omaha 2k permet d'étudier la morphodynamique événementielle de la plage lors de chacun des épisodes de plus fortes agitations. Leurs conséquences morphologiques sont alors étudiées au travers de trois périodes correspondants aux intervalles de temps entre les quatre MNT complets disponibles (Tableau III.7). Leurs caractéristiques hydrodynamiques sont synthétisées dans le tableau III.10 :

- La période I est définie du 26 septembre au 4 octobre 2000. Elle succède à une longue phase de faible agitation, qui a favorisé la construction et le maintien de la barre de *swash* sur la haute plage. Jusqu'au 2 octobre, les vagues incidentes sont de faible amplitude (H_s < 0,5 m), les périodes de l'ordre de 6 à 7 s. Un premier renforcement de l'énergie des houles incidentes se produit le 2 octobre et se prolonge pendant deux cycles tidaux.

- La période II s'étend du 4 au 8 octobre. Elle intègre un second événement (H_s > 1m) le 6 octobre. Elle se situe lors de la phase de morte-eau.

- La période III du 8 au 12 octobre est marquée par deux évènements de haute énergie très limités dans le temps, les 10 et 11 octobre. La marée est alors dans une phase revif vers une petite vive-eau.

période	dates	nombre d'événements H_s > 1 m	niveau de pleine mer *m IGN69*	$H_{s,max}$ *m*
I	26/09 – 04/10/2000	1	3,0	1,2
II	04 – 08/10/2000	1	1,6	1,1
III	08 – 12/ 10/2000	2	2,3 / 2,6	1,05 / 1,1

Tableau III. 10 - Caractéristiques de l'agitation lors des trois périodes étudiées pendant Omaha 2K.

II.3.4.2 Évolution morphologique

En raison de la complexité des changements topographiques tridimensionnels observés à l'échelle de la campagne, l'évolution morphodynamique est abordée à l'aide des profils topographiques P100 et P300 situés respectivement sur la partie ouest et sur la partie est de la zone de levé.

Les figures III.23 et III.24 illustrent les changements topographiques sur les deux profils lors des périodes précédemment définies :

- Sur la partie est (profil 300, Figure III. 23), la haute plage et la barre 3 sont légèrement érodées lors de la période I, l'évolution du reste du profil n'étant pas significative. De même, le profil est stable pendant la période II. Enfin, les événements de la période III entraînent l'aplanissement de la partie supérieure de la plage par érosion de la barre située à 60 m du trait de côte et comblement de la bâche associée.

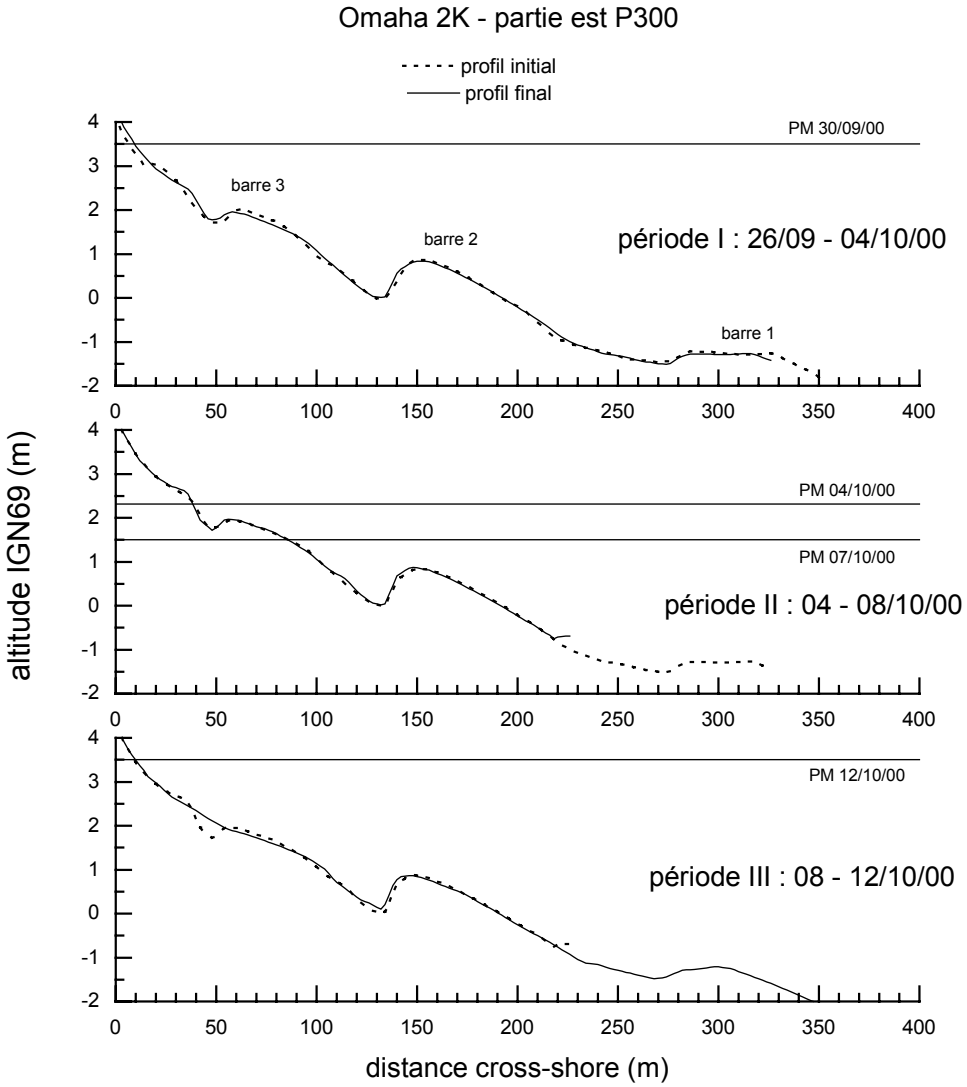


Figure III. 23 – Évolution morphologique du profil 300 pendant Omaha 2K.

- Sur la partie ouest, le profil 100 (Figure III. 24) montre une érosion de la barre de *swash* pendant la période I sur la haute plage. Le reste du profil est stable à l'exception d'une barre (notée 2') qui s'identifie à 220 m du pied de dune. Durant la période II, la crête de cette dernière migre d'une dizaine de mètres en direction du haut estran. La haute plage reste stable, elle est hors de portée de tout agent hydrodynamique en raison de la cote des niveaux de pleine mer de morte-eau. Le talus des barres 2 et 3 progresse légèrement vers la dune, mais l'altitude de leur crête reste constante. Lors de la période III, une légère érosion de la haute plage est observée en relation avec les coefficients de marée croissants, la partie moyenne du profil restant stable, à l'exception de la barre 2' dont le talus se déplace de quelques mètres vers le haut de plage.

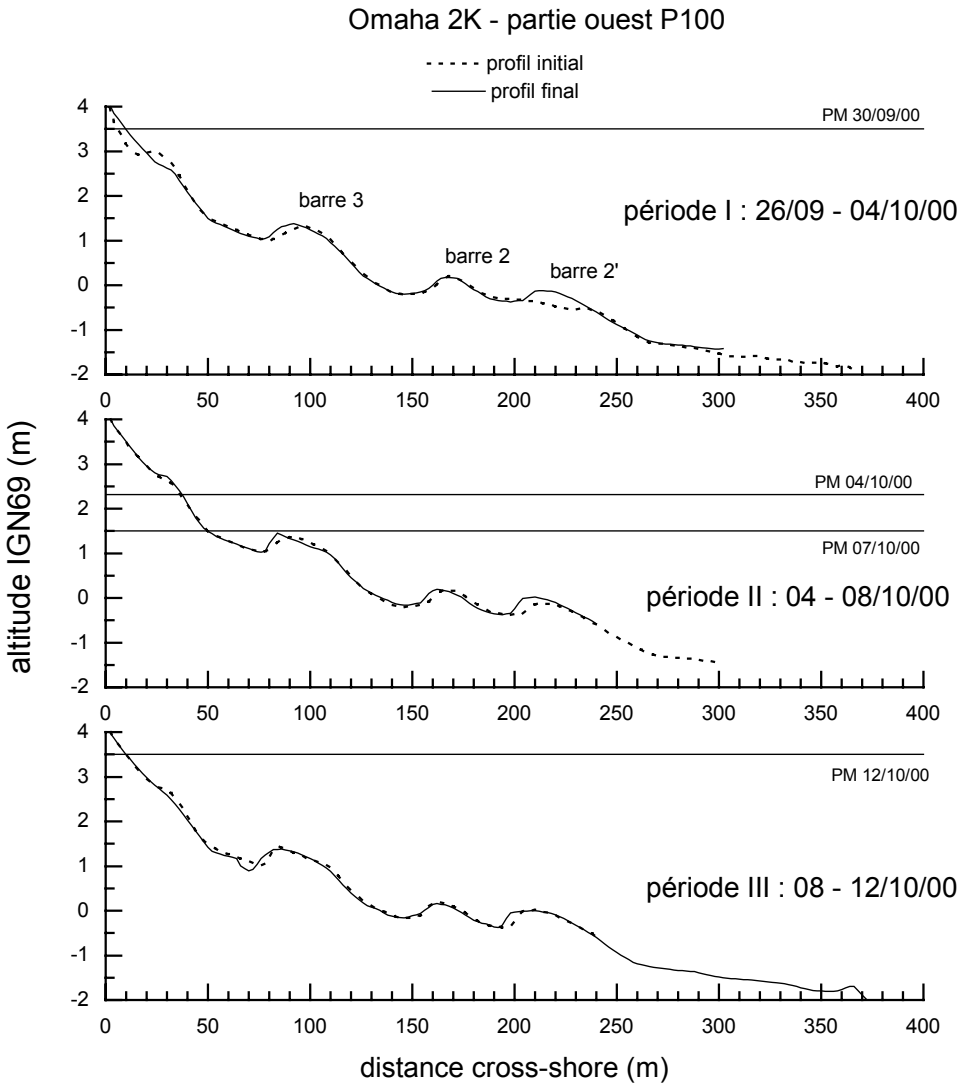


Figure III. 24 – Évolution morphologique du profil 100 pendant Omaha 2K.

II.3.5 Synthèse sur l'évolution morphologique de la plage

Les évolutions morphologiques constatées par l'analyse des profils ci-dessus montrent la différence de comportement morphodynamique entre les deux parties de la plage. Cette analyse confirme les observations préliminaires faites à partir des MNT tridimensionnels.

II.3.5.1 Évolution morphodynamique

Dans la zone où les barres sont déjà formées le 26 septembre (partie est), la barre supérieure (3) est érodée à la suite des assauts successifs des vagues de tempête. Elle est tout d'abord déstabilisée lors de la période I, puis l'érosion est effective pendant la période III. La barre 2, à environ 150 m du pied de dune, est quant à elle beaucoup plus stable. A l'issue de la campagne, son talus s'est légèrement déplacé vers le haut de plage (Figure III. 25). Le revers de la barre 1, en bas de plage, est

fortement érodé, sans qu'il ne se produise une réelle accrétion de celle-ci, les sables érodés étant probablement redistribués longitudinalement et/ou vers le large

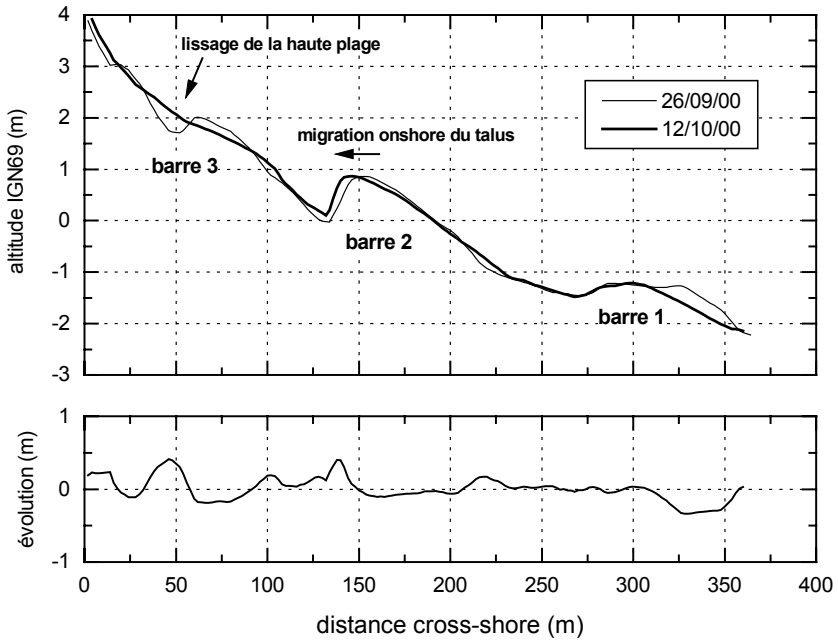


Figure III. 25 - Évolution topographique et résiduelle du profil 300.

Dans la zone ouest perturbée par les chenaux de vidange, l'évolution topographique résiduelle du profil 100 montre le lissage de la haute plage et la migration *onshore* des talus des barres initialement présentes (Figure III. 26).

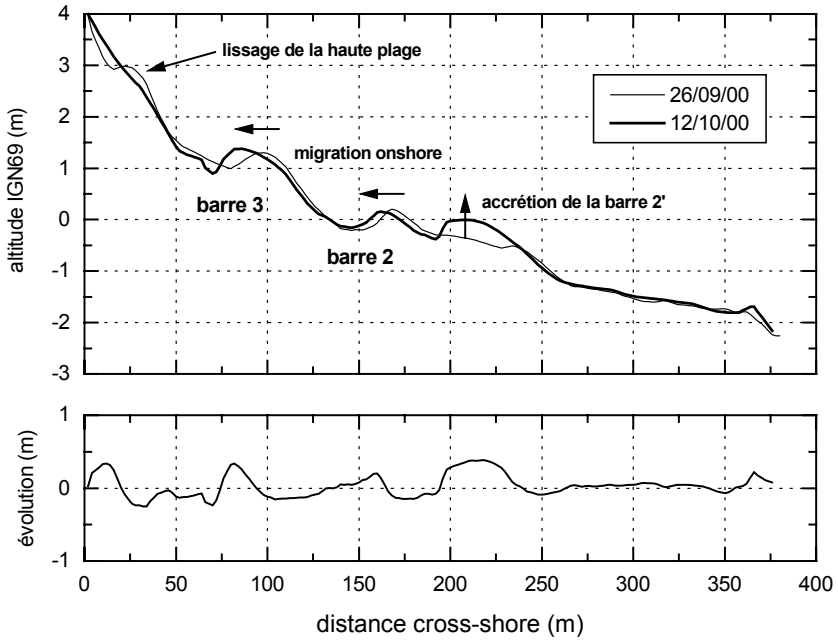


Figure III. 26 - Évolution topographique et résiduelle du profil 100.

Une barre (notée 2') se construit à environ 200 du trait de côte. L'examen des MNT montre que cette accrétion est en relation avec la migration des chenaux de drainage vers l'Est, et correspond à une déplacement longitudinal de la barre, probablement relié à des variations *longshore* des transports sédimentaires.

L'impact répété d'événements d'agitation modérée a donc deux effets différents sur une morphologie du profil de plage hétérogène. Sur une zone où les barres sont présentes avant les événements, elles sont érodées, alors que parallèlement elles se construisent sur une zone initialement déstructurée par des chenaux de vidange. Cette évolution particulièrement complexe met en évidence l'hétérogénéité longitudinale du comportement morphodynamique des barres sableuses pour des conditions d'énergie semblable et met, par conséquent, en avant le rôle primordial joué par la topographie initiale sur les transports sédimentaires et par conséquent sur les évolutions morphodynamiques .

II.3.5.2 Impact des coups de vents ponctuels

L'évolution du profil 300, illustre l'effet des tempêtes d'intensité moyenne ($H_s \approx 1$ m) sur un profil où les barres sont bien développées. Elles sont essentiellement actives sur la haute plage où la barre de *swash* est rapidement détruite. Cependant, la destruction de la barre 3 lors de la période III, montre que l'impact des vagues de tempêtes sur la morphologie est cumulatif. C'est l'enchaînement des évènements qui aboutit à la destruction complète de la barre.

Une fois l'effet des tempêtes sur la morphologie intertidale identifié, les paragraphes suivants visent à préciser les transports sédimentaires sur l'estran en relation avec les agents dynamiques qui les conditionnent.

II.4 Processus hydrosédimentaires en agitation modérée

II.4.1 Quantification du transport sédimentaire sur l'estran par traçage fluorescent

II.4.1.1 Conditions expérimentales

L'immersion du traceur s'est déroulée le 2 octobre au matin, la détection s'est effectuée dans la nuit suivante. Des conditions de forte agitation caractérisent la basse plage ($H_s \geq 1$m ; $T_s \approx 6$ s) pendant la totalité du cycle tidal. L'angle d'incidence des vagues est négatif et les vents de secteur W atteignent des vitesses de l'ordre de 10 $m.s^{-1}$. Le marnage est d'environ 4 m pour un coefficient de marée de 76.

L'immersion en deux points de traceurs de couleurs différentes a été réalisée sur le revers des barres 2 et 3 au niveau du profil P230, 30 mètres à l'Est du profil central (Figure III. 27). Un S4DW a été mis en place a proximité de chaque point d'injection. Trente kilogrammes de traceur fluorescent vert ont été immergés au point A et autant de traceur rouge au point B. La détection la nuit suivante a montré que le traceur vert a été complètement dispersé lors du cycle de marée. Il n'a pas été possible

de retrouver un seul grain vert fluorescent sur l'estran. Les résultats présentés concernent donc la dispersion du traceur rouge au point B.

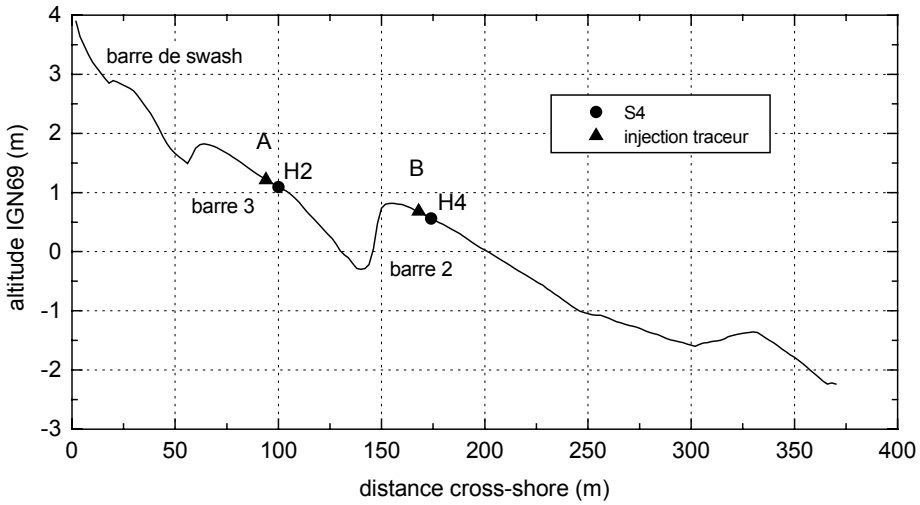


Figure III. 27 - Localisation des points d'immersion de traceur sur l'estran – profil du 26/09/00.

II.4.1.2 Résultats

Le nuage de dispersion du traceur est représenté sur la figure III.28 et les caractéristiques du transport sont synthétisées dans le tableau III.11.

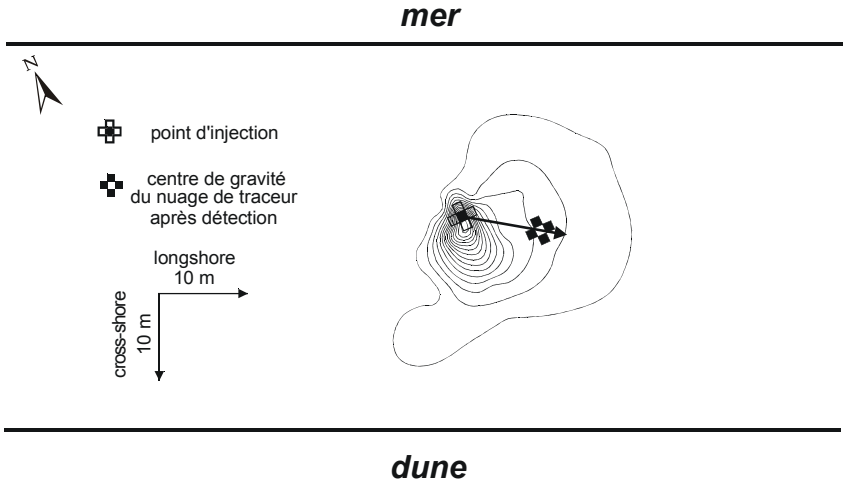


Figure III. 28 - Nuage de dispersion du traceur au point B – campagne Omaha 2K.

Le très faible taux de récupération du traceur signifie que la majeure partie s'est déplacée hors de la zone de détection. Dans ces conditions, les informations issues de cette expérience sont plus

qualitatives que quantitatives. En tout état de cause, elle met en évidence une large dominance du transport sédimentaire parallèlement au trait de côte par rapport aux transferts dans le sens du profil.

	D	X	Y	dT	Z_0	U_t	I	Q		Q_x	Q_y	Tr
	m	*m*	*m*	*min*	*m*	*m.min^{-1}*	*kg.min^{-1}.m^{-1}*	*m^3.min^{-1}.m^{-1}*	*m^3.marée^{-1}.m^{-1}*	*m^3.marée^{-1}.m^{-1}*	*m^3.marée^{-1}.m^{-1}*	*%*
OM2KB	10,6	1,9	10,5	350	0,04	0,0304	1,933	1,216E-03	0,426	0,046	0,251	6,09

Tableau III. 11 - Déplacement du nuage de traceur et calcul du transport sédimentaire – Omaha 2K.

II.4.2 Conditions hydrodynamiques

La figure III.29 présente les caractéristiques des agents hydrodynamiques, vagues et courants, mesurés pendant le cycle tidal d'immersion du traceur à proximité du point B (S4 H4).

Pendant cette période, la hauteur significative de la houle varie de 0,5 à 1 m, valeur observée à marée haute. L'angle d'incidence des houles θ est négatif (houles de secteur NNW), celles-ci devenant frontales à la fin du cycle tidal.

Les courants moyens, mesurés à une hauteur de 45 cm par rapport aux fonds, sont de forte amplitude. Le courant *cross-shore* $\langle U \rangle$ est orienté vers le large pendant toute la période de mesures et dépasse 30 cm.s^{-1} dans les profondeurs d'eau les plus faibles. Le courant *longshore* $\langle V \rangle$ est toujours positif, ce qui signifie qu'il est unidirectionnel, dirigé dans le sens du flot (direction ESE). Il ne se produit donc pas de renverse du courant de marée. Dans ces conditions de forte agitation, le courant de jusant, théoriquement dirigé vers le NW et défini par des valeurs de $\langle V \rangle$ inférieures à 0, est alors annulé par les courants contraires générés par l'incidence oblique des vagues à la côte ($\theta < 0$; secteur NNW). A marée haute, les courants moyens sont relativement faibles ($\langle U \rangle$ < 10 cm.s^{-1}, $\langle V \rangle$ < 20 cm.s^{1}), leur magnitude augmentant dans les faibles profondeurs d'eau.

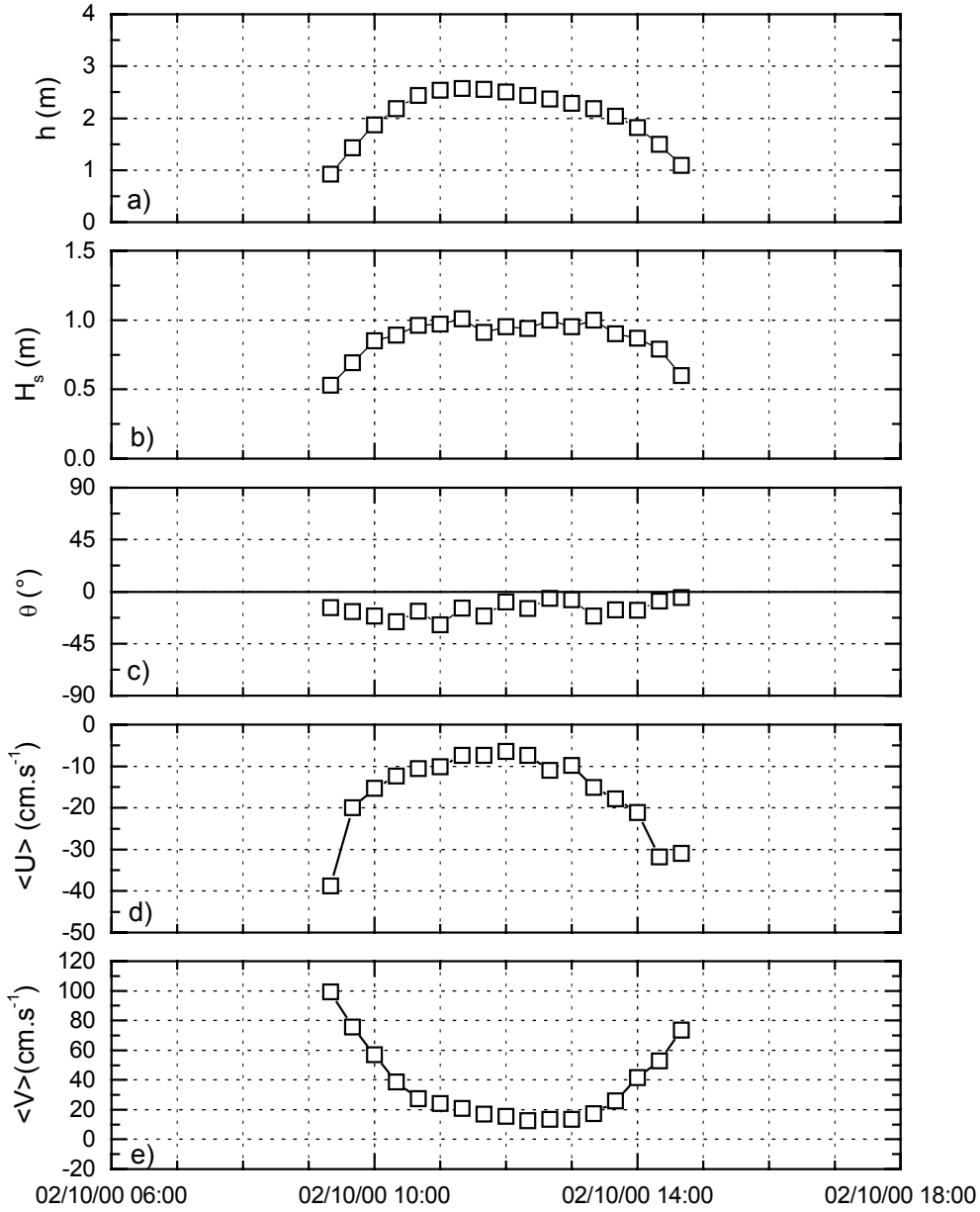


Figure III. 29 - Conditions hydrodynamiques au point B – marée haute 11:20 TU – mesures à 45 cm du lit sédimentaire.
a) hauteur d'eau (m); b) hauteur significative de la houle H_s; c) θ angle d'incidence de la houle à la côte ; d) vitesse du courant moyen cross-shore (positif onshore) ; e) vitesse du courant moyen longshore positif vers l'Ouest

En ce qui concerne les courants orbitaux, ils sont analysés d'une manière similaire à celle réalisée au cours de Omaha 99. Les résultats sont représentés dans la figure III.30. Lors de ce cycle tidal, la hauteur relative de la houle H_s/h est proche de 0,4 à marée haute et atteint 0,6, en début et en fin de marée. Cela signifie que les conditions enregistrées correspondent totalement aux processus hydrodynamiques de la zone des brisants et de la zone de déferlement.

A marée haute, le point B se situe donc à proximité de la ligne des brisants. Dans de telles conditions et à cette localisation sur le profil, les vitesses orbitales des houles sont particulièrement importantes, U_{on} pouvant atteindre 1 m.s^{-1} en fin de marée. Le rapport d'asymétrie des courants orbitaux A devient supérieur à 0,5. Ceci traduit des vitesses *onshore* supérieures aux vitesses *offshore* et donc rend probable un transport résiduel vers le haut de plage par charriage au niveau des fonds.

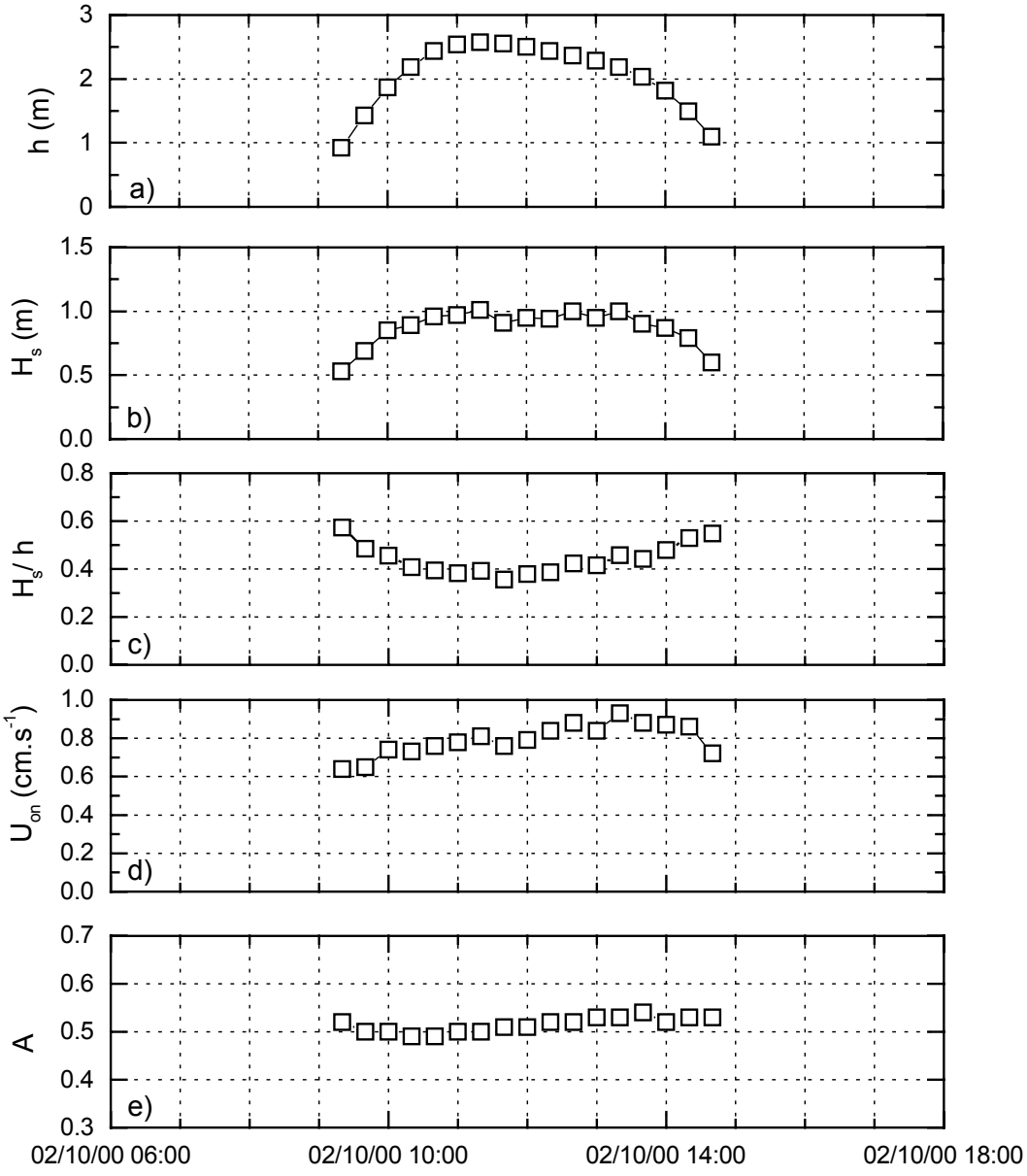


Figure III. 30 - Paramètres hydrodynamiques au point B – capteur H4 - pleine mer : 11:20 TU. a) hauteur d'eau locale h ; b) hauteur significative de la houle H_s ; c) hauteur relative de la houle H_s/h ; d) vitesses des courants orbitaux onshore U_{on}, mesurés à 45 cm des fonds ; e) rapport d'asymétrie des courants orbitaux

II.4.3 Discussion

II.4.3.1 Validité du taux de transport calculé

Le faible taux de récupération de l'expérience de traçage limite la validité de la quantification du transport sédimentaire. Cependant, par comparaison avec celle réalisée lors de faibles agitations au cours de la campagne Omaha 99, le taux de transport calculé est quatre à cinq fois plus important, soit environ 0,4 $m^3.marée^{-1}.m^{-1}$ par rapport à 0,09 $m^3.marée^{-1}.m^{-1}$, pour une position sur le profil et des temps d'immersion similaires. De plus, bien que la quantification du transport soit soumise à certaines précautions, la direction est quant à elle indicatrice de la part prépondérante du transport *longshore* dans les épisodes de plus forte agitation avec incidence oblique des houles.

Cette expérience peut être comparée à celle de Levoy *et al.* (1998), sur la plage de Merlimont. Ces auteurs ont mesuré un taux de transport de l'ordre de 0,2 $m^3.marée^{-1}.m^{-1}$ lors d'une tempête (H_s = 2 m sur la basse plage) en morte-eau. Ils montrent que le transport est trois fois plus important qu'en beau temps. Cependant, le traceur est immergé dans une bâche de moyenne plage, où règne une dynamique *longshore* particulièrement importante, les vitesses du courant atteignant environ 0,8 $m.s^{-1}$. La dispersion longitudinale du nuage reflète dans ce cas la dynamique spécifique régnant dans les bâches.

II.4.3.2 Transport sédimentaire et contexte morphologique

Les deux injections de traceur ont été réalisées sur le flanc des barres et à proximité des crêtes. La position altimétrique plus haute et les plus fortes pentes de ces contextes morphologiques par rapport aux bâches, tendent à favoriser le déferlement des vagues et à augmenter les taux de transport longitudinaux quand l'incidence des houles à la côte est oblique. Ceux-ci sont en effet proportionnels à la pente de la plage dans la majorité des formules de calcul du débit solide *longshore* (Levoy, 1994 ; Michel, 1997 ; Bayrham *et al.*, 2001).

De plus, la proximité de la bâche peut expliquer le faible taux de récupération du traçage. Elle constitue une frontière hydrodynamique qui limite un transfert sédimentaire d'une barre à une autre. Les courants particulièrement violents qui y règnent en fin de vidange de l'estran, transportent hors de la zone de détection le sable fluorescent qui aurait pu y être entraîné par les processus de *swash* et/ou de déferlement. Ceci explique pour une grande partie la disparition totale du traceur vert injecté au point A.

II.4.3.3 Relation transferts sédimentaires - hydrodynamique

Les mesures hydrodynamiques réalisées à proximité du point d'immersion du traceur montrent que les conditions enregistrées concernent les processus de la zone des brisants et de la zone de déferlement ($H_s/h \geq 0{,}4$).

Dans ces conditions, les courants moyens sont dominés par un fort courant de retour (*undertow*) dirigé vers le large (Figure III. 31) et un courant *longshore* largement influencé par

l'incidence oblique de la houle. Le courant tidal de flot est renforcé alors que le courant de jusant est annulé (Figure III. 29e).

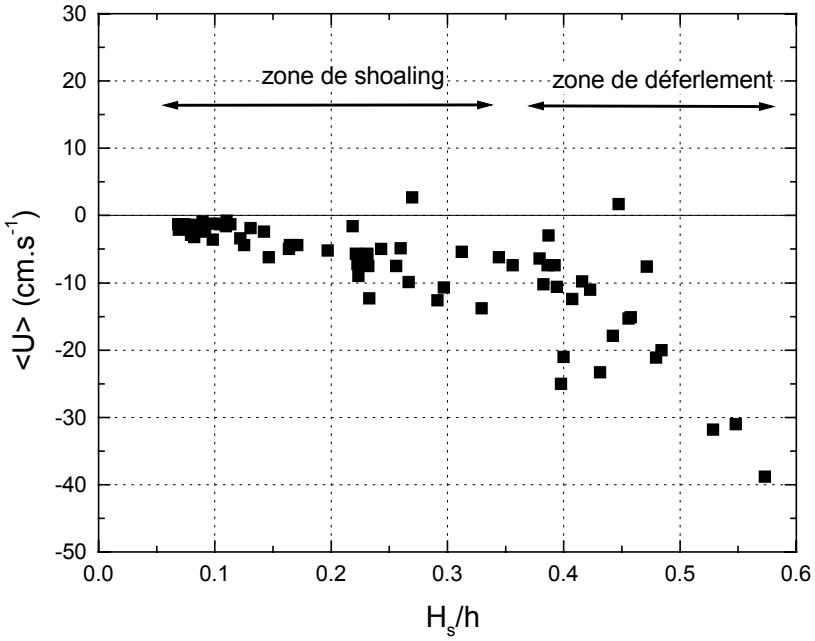


Figure III. 31 - Relation entre la composante cross-shore des courants moyens ⟨U⟩ et la hauteur relative de la houle H_s/h – mesures au point H4 du 2 au 4 octobre 2000 .

Concernant l'effet des houles, l'amplitude des vitesses orbitales gravitaires et infragravitaires est également étudiée en fonction de la hauteur relative de la houle H_s/h (Figure III. 32). L'amplitude des courants orbitaux s'intensifie linéairement avec l'accroissement de H_s/h. Dans le domaine infragravitaire, l'augmentation des vitesses orbitales s'accélère à partir de $H_s/h > 0{,}3$, en relation avec la libération de ces ondes lors de la transition entre la zone de shoaling et celle de déferlement (List, 1991 ; Ruessink, 1998a,b).

Dans cette dernière, l'asymétrie des courants orbitaux des vagues incidentes est statistiquement supérieure à 0,5 alors que celle des ondes longues est généralement inférieure à 0,5 (Figure III. 32b). Ceci traduit que les vagues incidentes ont tendance à participer au transfert *onshore* des sédiments alors que les vagues infragravitaires, à l'inverse, les transportent vers le large. Ces résultats sont conformes aux travaux de Davidson *et al.*, et Russell (1993) sur les plages macrotidales. 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 des vagues infragravitaires.

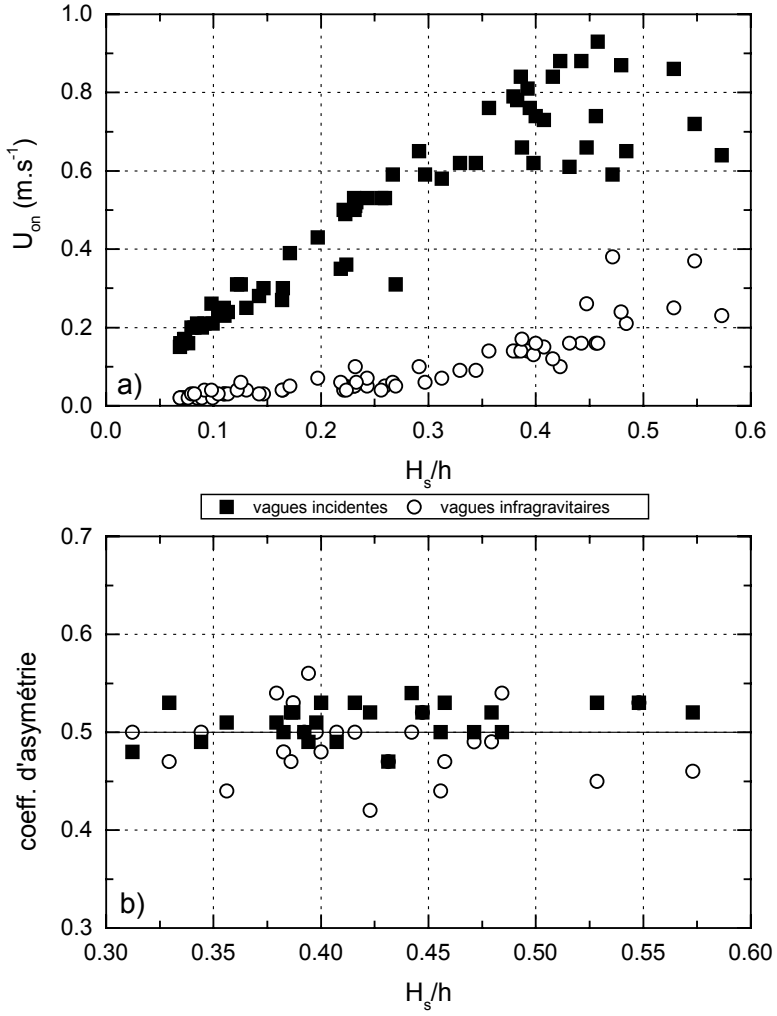


Figure III. 32 - Vitesses orbitales onshore des vagues incidentes et infragravitaires en fonction de H_s/h (a) et coefficient d'asymétrie des vitesses quand $H_s/h > 0,4$ (b) - mesures du 2 au 4 octobre 2000 – point H4.

L'ensemble des informations issues de l'analyse des mesures hydrodynamiques montre la complexité des transferts sédimentaires en tempête. En tout état de cause, la direction principale de transport indiquée par les mesures hydrodynamiques est dominée par une composante *longshore* (courant tidal + courant *longshore* due à l'incidence oblique des houles) vers l'Est, la composante *cross-shore* dirigée vers le large (*undertow* + asymétrie des ondes longues) étant subordonnée.

Or, la détection du traceur montre que les transports sédimentaires à proximité de la crête de la barre (point B) sont majoritairement orientés vers l'Est, parallèlement au trait de côte, avec cependant une composante *cross-shore* dirigée vers le haut de plage (Tableau III. 11).

Si la composante *longshore* est en accord avec l'intensité des courants moyens $\langle V \rangle$ dirigés vers l'Est pendant la totalité des mesures, et l'incidence oblique des houles ($\theta < 0$), la dispersion de la tache de traceur transversalement au trait de côte est plus difficile à expliquer à partir des mesures hydrodynamiques. La composante *cross-shore* des transports résultent d'une part, de la combinaison des forts courants orbitaux asymétriques et de l'*undertow* particulièrement efficace dans ces

conditions, et d'autre part, des processus de *swash* et de déferlement. Ceux-ci n'étant pas mesurés avec l'appareillage utilisé, il n'est pas possible de déterminer leur importance relative. D'une manière analogue à celle observée en faible agitation au cours de la campagne Omaha 99, ils n'en sont pas moins primordiaux pour expliquer les transports observés par traçage, qui intègrent l'ensemble des agents dynamiques au cours du cycle tidal.

II.5 Évolution morphologique en conditions d'agitation modérée : conclusions

La campagne Omaha 2K s'est déroulée dans un contexte dynamique marqué par des épisodes d'énergie modérée pendant lesquels la hauteur de la houle (H_s) atteint 1 mètre sur la basse plage. Les houles sont obliques pendant la totalité de la campagne, provenant d'un cadran NW. Les évolutions morphologiques intertidales induites par une telle agitation s'effectuent à volume constant, sans perte ou gain sédimentaire significatif.

Le comportement morphodynamique des barres sableuses est particulièrement complexe :

- En début de campagne, la plage présente une partie ouest particulièrement déstructurée par un réseau de chenaux de drainage, et une partie est avec des systèmes de barre-bâche bien développés.
- A l'issue de la campagne, des barres se sont formées sur la partie ouest ; elles présentent une légère obliquité dans le sens de l'incidence des vagues. Sur la partie est, les barres sont légèrement érodées et des accrétions se produisent dans les bâches.

Ceci souligne l'importance de la morphologie initiale sur l'évolution topographique résiduelle et le rôle déterminant de la position des chenaux de vidange sur les changements morphologiques tridimensionnels à l'échelle de temps considérée. Lors des coups de vents d'Ouest, un déplacement longitudinal des sédiments vers l'Est est mis en évidence par traçage fluorescent. Il est principalement contrôlé par les forts courants *longshore* générés par l'incidence oblique des houles et le courant de flot.

Les caractéristiques de la tempête en période I, du 26 septembre au 4 octobre, sont similaires à celles des épisodes énergétiques suivants lors des périodes II et III (Tableau III. 10 et Figure III. 19). A l'échelle de la campagne, les transports sédimentaires intertidaux sont donc supposés dominés par une composante *longshore* dirigée vers l'Est. Bien qu'il paraisse délicat de relier un transport, mesuré localement, avec l'évolution morphologique particulièrement hétérogène de la zone intertidale, la formation de deux barres légèrement obliques à la côte sur la partie ouest, sous l'effet de l'incidence oblique des vagues, est cependant observée.

Les mesures hydrodynamiques réalisées en forte agitation mettent en avant l'importance croissante des processus hydrodynamiques dans la zone de déferlement, avec un fort courant de retour, de fortes vitesses orbitales et une augmentation de l'amplitude des ondes infragravitaires. Dans de telles agitations, les transports sédimentaires sont contrôlés par les processus de houles (brisants, déferlement et *swash*), le rôle des courants de marée étant secondaire.

III SYNTHÈSE DE L'ÉVOLUTION MORPHODYNAMIQUE A COURT-TERME

III.1 Évolutions morphodynamiques

Les deux campagnes de terrain intensives réalisées sur Omaha beach illustrent l'évolution morphodynamique des barres intertidales d'une plage macrotidale pendant deux situations particulières :

- Lors de la campagne Omaha 99, les barres sont déjà bien formées et les réajustements topographiques observés viennent en réponse à l'impact d'une tempête de forte intensité les jours précédant la campagne. La remise à l'équilibre de la morphologie des barres s'effectue très rapidement après le coup de vent à la faveur d'une phase de déchet et d'une très faible agitation (H_s < 0,5 m). Les transports sédimentaires sont essentiellement attribués au balayage de l'estran par la zone de *swash*. A l'échelle de la barre, les redistributions sédimentaires du revers vers le talus génèrent une migration de la crête vers le haut de plage. La vitesse de migration *onshore* de la crête est différente selon la position des barres sur l'estran, celles situées sur la partie supérieure étant les plus rapides et les plus mobiles.

- Pendant Omaha 2K, la zone suivie se trouve au niveau d'un réseau de chenaux de drainage qui sépare longitudinalement deux parties de la plage très différentes. Les conditions d'agitations modérées ($H_s \approx 1$ m) qui règnent pendant les deux semaines de suivis ont des conséquences variées sur ces deux parties. Les morphologies sur la partie est sont érodées à la suite de l'effet cumulé des coups de vent, alors que des barres obliques s'individualisent sur la partie ouest en relation avec l'incidence oblique des houles à la côte pendant la totalité de la campagne. Une telle dynamique longitudinale, mise en évidence par une expérience de traçage fluorescent, est également conditionnée par la mobilité des chenaux de drainage qui contrôlent en partie l'évolution morphodynamique en perturbant la morphologie initiale des barres. Dans ces conditions, les directions de transport sédimentaire identifiées par traçage résultent des effets superposés des processus de la zone des brisants, de celle de déferlement, et des processus de *swash*, ces derniers participant à la composante *onshore* du transport sédimentaire dans ces conditions.

III.2 Apports de l'évolution événementielle

L'étude à l'échelle évènementielle réalisée sur Omaha beach est abordée à travers des campagnes de terrain qui ne sont que des exemples précis d'interaction morphologie-conditions hydrodynamiques (agitation et marée). Elle permet cependant de tirer quelques conclusions générales sur la morphodynamique des barres intertidales valables à cette échelle de temps.

- Les évolutions morphologiques observées résultent principalement d'une redistribution topographique d'un stock sédimentaire à volume stable. En effet, les volumes sédimentaires mobiles calculés sont inférieurs à l'incertitude pesant sur l'estimation des cubatures lors de chaque campagne. Les conditions observées ne permettent pas de déterminer avec certitude l'existence de transferts sédimentaires entre le domaine subtidal, la plage et le cordon dunaire.

- Le temps d'ajustement morphodynamique (*relaxation time*) des barres intertidales est fonction de leur position sur l'estran, de l'intensité de l'agitation, du niveau de marée ainsi que de la chronologie des évènements hydrodynamiques. Les barres de la partie supérieure de la plage, y compris la barre de *swash*, sont les plus réactives. Elles migrent le plus rapidement vers le haut de plage en périodes de faible agitation, et sont détruites facilement par la succession des coups de vent pendant Omaha 2K. La barre de basse plage reste quant à elle stable dans ces conditions. Une telle disparité est à mettre en relation avec les caractéristiques hydrodynamiques particulières des plages tidales. En effet, le profil de forme générale concave, entraîne une dissipation énergétique importante sur les bas estrans qui implique que l'énergie des houles incidentes est plus intense sur la partie supérieure de l'estran (Wright *et al.*, 1982 ; Masselink, 1993 ; Levoy *et al.*, 2001).

- La disposition des chenaux de vidange des bâches est à l'origine d'une hétérogénéité longitudinale du comportement morphodynamique des barres. Dans des conditions de faibles agitations (Omaha 99), leur déplacement vers le haut de plage est inhibé au niveau des chenaux. Sur ces zones de faible pente, les processus de *swash* sont dissipés plus rapidement que sur les flancs des barres de plus forte pente. Les transports sableux sont donc amoindris sur ces zones basses par rapport aux barres. De la même manière, les chenaux de drainage conditionnent la morphologie initiale et les changements topographiques en conditions d'agitation modérée (Omaha 2K).

- Les résultats mettent en évidence le caractère non-linéaire des processus morphodynamiques qui contrôlent l'évolution morphologique d'Omaha beach. Ainsi, la destruction des barres observée pendant Omaha 2K résultent de l'impact cumulé de plusieurs coups de vents, les premiers fragilisant la morphologie, la destruction partielle intervenant lors du dernier événement, d'une amplitude pourtant équivalente. De plus, cette non-linéarité est également illustrée par le retour rapide à une position d'équilibre morphodynamique pendant les premiers jours d'Omaha 99, la topographie restant stable les jours suivants pour des conditions d'agitation similaires. Enfin, il semble exister des seuils énergétiques d'évolution morphodynamique. Les observations des deux campagnes montrent que la hauteur des vagues (H_s) sur la basse plage peut être utilisée pour approcher empiriquement ces seuils. Ainsi, les faibles agitations pendant Omaha 99 ($H_s < 1$ m) génèrent une lente migration des barres supérieures vers le haut de plage. L'érosion légère observée pendant Omaha 2K est la conséquence d'évènements d'énergie modérée ($H_s \geq 1$ m sur la basse plage). Les mesures hydrodynamiques in situ montrent également que lorsque $H_s > 0{,}5$ m, il se produit une intensification du courant de retour et une interaction entre les courants tidaux et le courant d'obliquité, pouvant aboutir à la compensation totale du courant de jusant, normalement diamétralement opposé au flot (Omaha 2K).

- Sur la zone intertidale, les transports sédimentaires sont essentiellement conditionnés par les processus hydrodynamiques dans les faibles tranches d'eau. En faible agitation, les processus de *swash* et de déferlement participent intégralement au transport sableux vers le haut plage, impliquant la migration des barres. Lors des coups de vents, les transports sédimentaires sont particulièrement complexes et liés aux caractéristiques de l'agitation (intensité et incidence de la houle). En agitation modérée, malgré de forts courants *longshore* et un courant de retour significatif dans la zone de déferlement, il est impossible d'exclure le rôle du *swash* dans le transport de sédiment vers le haut de plage observé par traçage fluorescent. L'ensemble de ces processus est cependant subordonné aux écoulements *longshore* générés par l'incidence oblique des vagues.

III.3 Validation de l'approche à moyen terme

L'ensemble des résultats obtenus à l'échelle du court-terme montre deux points particulièrement importants en vue d'une étude de l'évolution morphodynamique des barres intertidales à moyen terme :

1) La migration des barres vers le haut de plage se produit quand H_s < 1 m, sous l'effet prépondérant des processus de *swash* et de déferlement qui dominent les transports sableux ;

2) Les épisodes d'agitation modérée ($H_s \approx 1$ m) génèrent des transports sédimentaires variables en fonction de l'intensité et du secteur de provenance des vagues, ce qui a pour effet une évolution morphologique complexe, incluant une dynamique de chenaux de vidange.

L'évolution morphodynamique en conditions de faible agitation (H_s < 1 m) peut être intégrée à moyen terme dans la mesure où les changements morphologiques résultent de réajustements topographiques mineurs. En revanche, les phases d'agitation modérée ($H_s \approx 1$ m) et par extension de forte agitation (H_s > 1 m), ne peuvent être étudiées que de manière évènementielle, en raison de la complexité et de l'intensité des processus morphodynamiques qui interagissent lors de ces épisodes.

De plus, la présence des chenaux de vidange, qui implique une évolution morphologique longitudinale hétérogène, est un facteur à intégrer à moyen terme pour étudier leur devenir, leur dynamique et leur influence sur la topographie à cette échelle de temps.

Enfin, les campagnes de terrain n'ont pas permis de mettre en évidence les modalités de construction des barres et les processus à leur origine. Leur détermination nécessite une présence sur le terrain lors de leur formation, ce qui nécessite une heureuse coïncidence entre les campagnes de terrain programmées et les conditions météorologiques. L'analyse morphodynamique à moyen terme, à travers un suivi topographique mensuel doit donc permettre d'identifier les périodes favorables à leur construction et d'examiner en détail la localisation de leur formation et de leur migration à cette échelle de temps.

CHAPITRE IV

ÉVOLUTION MORPHODYNAMIQUE A MOYEN TERME

« Le hasard des événements viendra troubler sans cesse la marche lente, mais régulière de la nature, la retarder souvent, l'accélérer quelquefois. »

Condorcet

Chapitre IV

Évolution morphodynamique à moyen terme

Depuis les travaux de King & Williams (1949), il est bien connu de manière qualitative que les barres et bâches (*ridges and runnels*) sont des morphologies en accrétion lors de périodes de faible agitation, alors que les tempêtes ont tendance à les éroder, voire à les détruire complètement. Ce comportement morphodynamique a été décrit plus récemment à plusieurs reprises sur les plages macrotidales à barres (King, 1972 ; Mulrennan, 1992). Il subsiste cependant certaines interrogations concernant l'évolution morphodynamique à moyen terme de ces systèmes :

- Les différentes théories de formation (cf. Ch.I) sont incomplètes notamment concernant le(s) processus hydrosédimentaire(s) qui détermine(nt) l'apparition des barres, du fait d'un manque de validation avec des données de terrain.
- Le seuil énergétique qui différencie les conditions de beau temps des conditions de tempête est une caractéristique spécifique au site d'étude, qui doit être précisée sur Omaha beach.
- Il en est de même du temps d'ajustement morphodynamique (*relaxation time*), durée d'action des processus hydrodynamiques nécessaire à la formation des barres.
- La détermination des zones préférentielles de localisation des barres, des cadres hydro-météorologiques responsables de leur destruction, de leur re-formation, puis de leur migration sont autant de caractéristiques à définir pour étudier leur morphodynamique.
- Dans l'environnement macrotidal d'Omaha beach, l'effet de la marée sur la dynamique des barres est également à étudier, en particulier lors des tempêtes dont l'impact est modulé par les cycles tidaux.
- Enfin le devenir morphologique des barres sur une échelle de temps mensuelle à pluri-mensuelle et leurs relations avec le volume sableux intertidal restent à préciser.

Sur la plage macrotidale d'Omaha beach, l'examen de l'évolution morphodynamique des barres à court-terme (cf. Ch. III) a apporté certains éléments de réponse à l'échelle de l'événement hydrodynamique, dans des contextes météorologiques très précis.

Afin de répondre aux interrogations précédentes, une démarche empirique basée sur un suivi morphologique régulier est mise en œuvre. La réalisation de levés topographiques à un pas de temps mensuel pendant deux ans permet d'appréhender la variabilité des formes intertidales à une échelle de temps définie comme moyen terme. La dynamique des systèmes de barres et de bâches est ainsi étudiée en essayant de la corréler avec les variations d'agitation enregistrées à l'interface de la zone intertidale et du domaine subtidal.

La première partie de ce chapitre présente succinctement les données acquises afin de réaliser cette analyse. La seconde partie, intégrée sous la forme d'un article[1], détaille l'évolution morphodynamique de manière qualitative en insistant sur l'identification des séquences de construction et de destruction des barres intertidales et sur leur relation avec le budget sédimentaire d'Omaha beach. La variabilité morphologique et la dynamique des barres sont étudiées à l'aide d'une analyse morphométrique, bidimensionnelle et tridimensionnelle, dans une troisième partie. Dans une quatrième partie, les effets épisodiques des tempêtes sur l'évolution morphodynamique à moyen terme sont analysés.

I INVENTAIRE DES DONNÉES TOPOGRAPHIQUES ET HYDRODYNAMIQUES

I.1 Topographie de la zone intertidale

Vingt-cinq levés topographiques ont été réalisés entre février 1999 et février 2001 selon un pas de temps mensuel, avec parfois quelques levés intermédiaires. La méthodologie employée est détaillée dans l'annexe 1 et les Modèles Numériques de Terrain tridimensionnels (MNT) disponibles sont représentés dans l'annexe 3.

I.2 Données hydrodynamiques et météorologiques

Un courantomètre-houlographe S4DW a été mis en place sur la basse plage afin de mesurer en continu les variations des caractéristiques de l'agitation à l'entrée de la zone d'étude. La localisation des mesures et le protocole expérimental sont détaillés dans l'annexe 2. Cet enregistrement a débuté en mars 1999. Les données utilisées dans ce travail s'étalent de mars 1999 à février 2001 afin de les comparer aux évolutions morphologiques intertidales. Parallèlement, les conditions météorologiques, pression, direction et vitesse du vent, et état de la mer sont collectées au sémaphore de Port-en-Bessin toutes les trois heures (format tri-horaire, METEOFRANCE).

L'ensemble des données recueillies pendant deux ans est représenté sur la figure IV.1. Les deux années sont caractérisées par une prédominance de faible agitation (H_s < 1 m) avec des périodes associées T_s généralement inférieures à 6 s. L'incidence des houles θ varie de -45° à +45°, avec une forte proportion de valeurs négatives (houles de secteur NNW). La hauteur de la houle (H_s) atteint par deux fois 3 m en tempête. Ces conditions sont généralement associées à des incidences nulles et positives (houles de secteur NNE). Les caractéristiques des vents sont très variables. Les vents de terre (secteur SW) sont les plus fréquents et leur vitesse peut atteindre 15 $m.s^{-1}$.

[1] Stépanian, A., & Levoy, F., soumis. Séquences d'évolution morphodynamique des barres intertidales d'une plage macrotidale : l'exemple d'Omaha beach (Normandie, France). soumis à *Oceanologica Acta.*

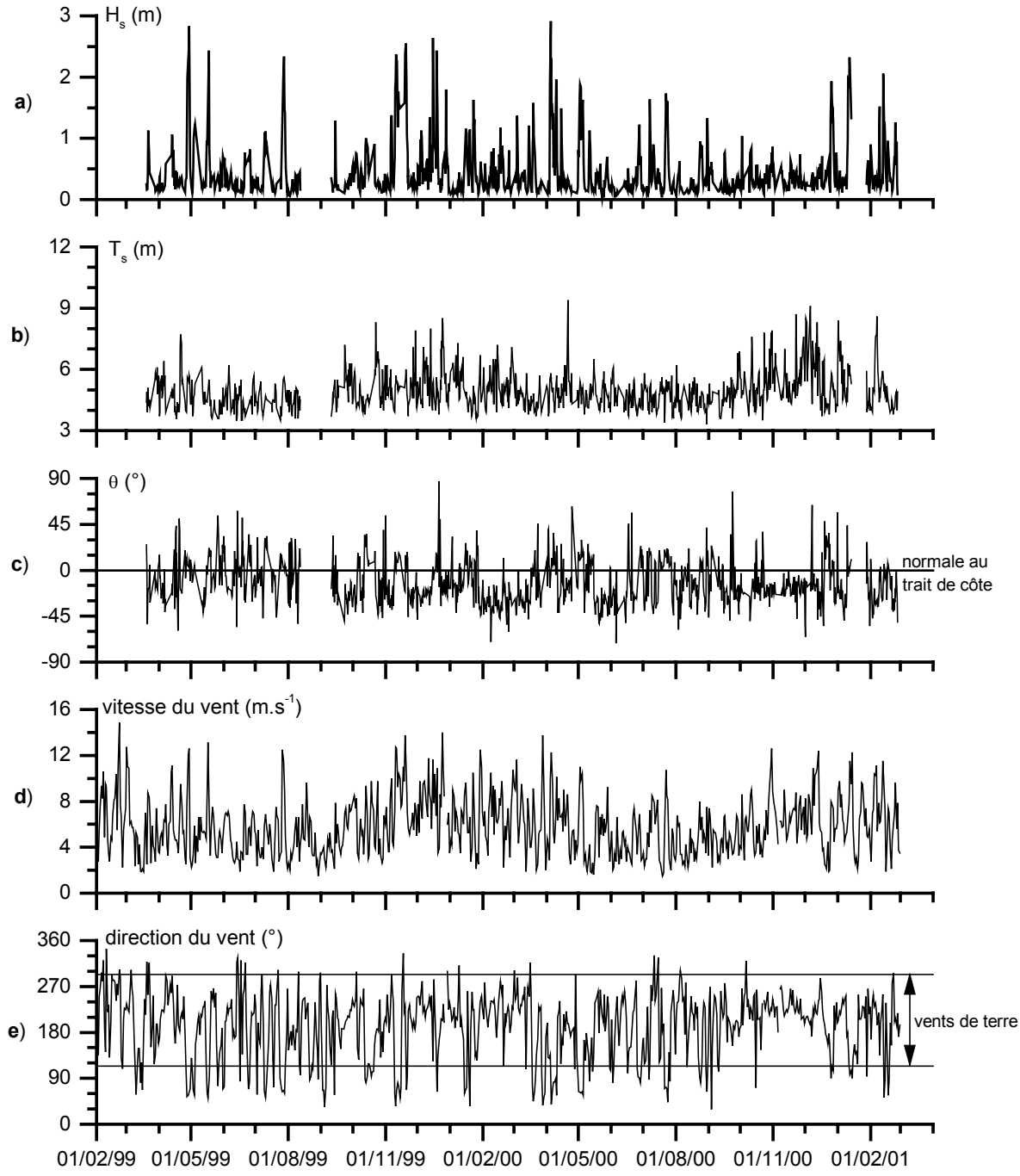


Figure IV. 1 - Conditions d'agitation sur la basse plage et caractéristiques des vents associés sur la totalité de la période de suivi.
a) hauteur significative de la houle H_s ; b) période significative de la houle T_s ; c) angle d'incidence de la houle par rapport au trait de côte θ ; d) vitesse du vent ; e) direction du vent

II IDENTIFICATION DES SÉQUENCES D'ÉVOLUTION MORPHODYNAMIQUE DES BARRES INTERTIDALES À MOYEN TERME

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

Stépanian, A., & Levoy, F, soumis. **Séquences d'évolution morphodynamique des barres intertidales d'une plage macrotidale : l'exemple d'Omaha beach (Normandie, France)**. Accepté pour publication sous corrections mineures dans *Oceanologica Acta*.

La note présentée ici est la version corrigée soumise à l'acceptation finale. Les données topographiques et hydrodynamiques sont analysées de manière qualitative afin de cerner les principaux facteurs régissant l'évolution morphodynamique des barres intertidales au cours des deux années de suivi.

Séquences d'évolution morphodynamique des barres intertidales d'une plage macrotidale : l'exemple d'Omaha beach (Normandie, France)

Morphodynamical evolution sequences of intertidal bars on a macrotidal beach : case study of Omaha beach (Normandy, France)

Alexis STÉPANIAN & Franck LEVOY
Unité M2C, Morphodynamique Continentale et Côtière, UMR CNRS 6143
24, rue des tilleuls, 14000 CAEN FRANCE
Tel : 332-31-56-57-22
Fax : 332-31-56-57-57
correspondance : stepanian@geos.unicaen.fr

Abstract – The present paper deals with the morphodynamics of intertidal bars on Omaha beach, a macrotidal beach located along the Normandy coastline. During two years (defined here as medium-term time-scale), a monthly topographic monitoring has been conducted on this beach. An analysis of the morphological evolution of the ridge and runnel systems is performed and correlated to the forcing conditions (waves and tide) recorded on the lower foreshore. Our results allow to distinguish some morphodynamical evolution sequences with one stage of accretion and one stage of destruction of the bars. In order to discriminate these two stages, an energetic criterion is used. Accretion stages correspond to long periods of fair weather conditions (significant wave height, $H_s < 1$ m), when bars build up and migrate *onshore* with a rate under 0.4 m per day. On the opposite, destruction stages result of wave height increases during storms ($H_s > 1$ m). The destructive processes are modulated by tide level and pre-existing morphology. Our results show also a medium-term morphodynamic variability along the beach profile. Indeed, the upper beach bars are much more mobile than the lower beach ones. The drainage channel dynamic is also highlighted as a destabilizing factor which weakens the bar resistance to storm activity. Moreover, the construction and the evolution of intertidal bars correspond to short-term reorganisations of an intertidal sand volume which seems to be quite stable over a medium-term period.
morphodynamics / macrotidal beach / ridges and runnels / Normandy / France

Résumé – Cet article traite de la morphodynamique des barres intertidales présentes sur la plage macrotidale Omaha beach située sur la côte du Calvados en Normandie. Durant deux années, ces systèmes, localement dénommés plages à barres et bâches, ont fait l'objet d'un suivi topographique, à un pas de temps mensuel défini comme moyen-terme. L'analyse combinée de l'évolution morphologique et des enregistrements des conditions de forçage, vagues et marée sur la basse plage, montre l'existence de séquences d'évolution morphodynamique comprenant chacune une phase d'accrétion et une phase de destruction des barres sableuses. Afin de les distinguer, un critère énergétique, basé sur l'intensité de l'agitation, est utilisé. Les phases d'accrétion correspondent à de longues périodes de faible agitation (hauteur significative de la houle, $H_s < 1$ m) pendant lesquelles les barres intertidales se construisent et migrent vers le haut de plage à une vitesse atteignant 0,4 m par jour. A l'inverse, les phases de destruction résultent d'augmentations rapides du niveau d'énergie des houles ($H_s > 1$ m) lors de tempêtes, dont l'action érosive est modulée par le niveau tidal et la morphologie antécédente. A moyen terme, l'ensemble des résultats montre des disparités de comportement morphodynamique de l'estran, les barres étant plus mobiles sur la partie supérieure du profil que sur la partie inférieure. Une dynamique de chenaux de drainage est mise en évidence. C'est un facteur de déstabilisation des barres qui fragilise leur résistance à l'action des tempêtes. De plus, la présence des barres et leur évolution morphologique est la traduction topographique de réorganisations d'un stock sableux intertidal stable à moyen terme.
morphodynamique / plage macrotidale / barres et bâches / Normandie/ France

1. INTRODUCTION

Récemment, les études concernant les plages micro- et mésotidales ont largement amélioré la connaissance du comportement morphodynamique à moyen terme des barres sableuses (Lee *et al.*, 1998 ; Shand et Bailey, 1999 ; Shand *et al.*, 1999 ; Ruessink et Terwindt, 2000 ; Ruessink *et al.*, 2000). En revanche, l'étude morphodynamique des barres des estrans macrotidaux reste marginale en raison de la complexité des interactions hydrodynamiques dans ces environnements mixtes où l'action

de la houle est combinée à un fort impact de la marée. Pourtant, les plages macrotidales à barres sont particulièrement fréquentes sur les façades maritimes du NW de l'Europe. Elles sont présentes sur la côte belge (Voulgaris *et al.*, 1998), la côte est de l'Irlande (Mulrennan, 1992), les côtes anglaises (King et Williams, 1949) et françaises. Ce type de plage est, en effet, une caractéristique majeure du littoral sableux français entre Dunkerque et la Baie de Somme (Corbau *et al.*, 1994 ; Levoy *et al.*, 1998 ; Masselink et Anthony, 2001), ainsi que localement sur les côtes du Calvados (Stépanian *et al.*, 2001).

L'estran de ces plages est marqué transversalement par une alternance de crêtes et de sillons dont le nombre varie de deux à cinq entre les niveaux de pleines mers et de basses mers de vives-eaux. L'amplitude crête à creux de ces barres dépasse rarement 1 m et leur extension latérale est de l'ordre de quelques centaines de mètres. Elles sont délimitées par des chenaux de drainage, perpendiculaires ou obliques au trait de côte, par où s'évacue l'eau à la marée descendante. Cette morphologie intertidale, localement dénommée « barres et bâches », correspond aux *ridges and runnels* définies par King et Williams (1949). Ces barres se développent sur des plages de sables fins à moyens, à pente faible, soumises à un marnage important et à une agitation résultante de l'action du vent sur un fetch limité. Il découle de cet ensemble de facteurs que les *ridges and runnels* ou barres et bâches sont spécifiques de plages macrotidales en bordure de mers semi-fermées : Manche, Mer d'Irlande et Mer du Nord, pour l'Europe.

Bien que les premières études portant sur ces corps sableux datent des années 40 en prévision du débarquement allié sur les côtes de Normandie, les processus physiques à l'origine de la formation de ces systèmes de barres restent à l'heure actuelle indéterminés (Short, 1999). Les principales hypothèses avancées dans la littérature font référence à l'action des processus de *swash*, qui tendent à augmenter localement la pente du profil de plage et à créer une barre comme sur les plages micro- et mésotidales (King, 1972 ; Kroon, 1994). Une hypothèse de formation par convergence sédimentaire engendrée par l'interaction entre des ondes infragravitaires et les groupes de vagues incidentes, est également évoquée par Simmonds *et al.* (1995, 1996).
Les mesures de l'évolution topographique de l'estran à une échelle de temps mensuelle montrent que les barres bien développées sont généralement des formes résultantes de périodes de faible agitation (King, 1972 ; Mulrenann, 1992). Les mesures hydrodynamiques et de transport sédimentaire dans de telles conditions soulignent une migration des barres vers le haut de plage (vitesse ≤ 1 m.j^{-1}) sous l'effet des processus de *swash* qui balayent l'estran bi-quotidiennement (Levoy *et al.*, 1998 ; Voulgaris *et al.*, 1998 ; Stépanian *et al.*, 2001). Cependant, ces mesures ponctuelles restent insuffisantes pour conclure que l'action du *swash* est le moteur principal de la genèse et de la migration de ces morphologies. L'hypothèse d'une formation sous l'action d'ondes infragravitaires, étayée à l'aide de modélisations numériques, n'a pas été, pour le moment, validée par des mesures in situ.
L'action des tempêtes sur ces formes est également source de nombreuses interrogations. Toutefois, les études portant sur l'évolution de plages macrotidales à barres, à une échelle de temps mensuelle, montrent que les évènements de haute énergie ont tendance à lisser la morphologie de barres (King, 1972). La destruction complète de certaines barres sur le profil est parfois observée, mais il en subsiste toujours, notamment sur le bas estran. Mulrennan (1992) qualifie ces systèmes de barres « semi-permanentes ».

Cette note présente l'évolution morphologique de la plage macrotidale à barres d'Omaha beach (Calvados) à une échelle de temps mensuelle à annuelle, définie comme moyen terme. L'objectif est d'identifier les diverses morphologies de barres intertidales et de préciser leur localisation préférentielle sur l'estran. L'analyse combinée de l'évolution morphologique et des conditions hydrodynamiques permet d'appréhender les modes d'évolution morphodynamique des barres sableuses à l'échelle de temps choisie. L'investigation porte également sur l'identification de seuils énergétiques de l'agitation, discriminant des périodes de construction et de destruction des barres.

2. SITE D'ETUDE ET METHODOLOGIE

Omaha beach est une plage de la côte du Calvados (France). Elle constitue une anse sableuse d'une longueur de 6 km située entre deux portions rocheuses du littoral (*figure 1)*. La plage sensu stricto est séparée, par un étroit cordon dunaire, d'un marais maritime accolé à la falaise fossile. Elle est située dans un environnement macrotidal où le marnage atteint 6,2 m en vive-eau moyenne. L'agitation, étroitement corrélée avec les caractéristiques des vents locaux, correspond de manière dominante à une « mer de vent ». La hauteur significative moyenne de la houle, mesurée au niveau des basses mers de vives-eaux, est de 0,44 m pour une hauteur maximale de 3 m lors des tempêtes. Les périodes de pic de la houle associées à ces agitations, sont généralement de 4 à 5 s et atteignent 10 s en phase de haute énergie. Les houles en provenance du quadrant NW sont observées pendant 70% du temps. Elles sont prédominantes sur les houles de NE (30%). Sur la période de mesures, les vents de terre sont plus fréquents que ceux en provenance du large.

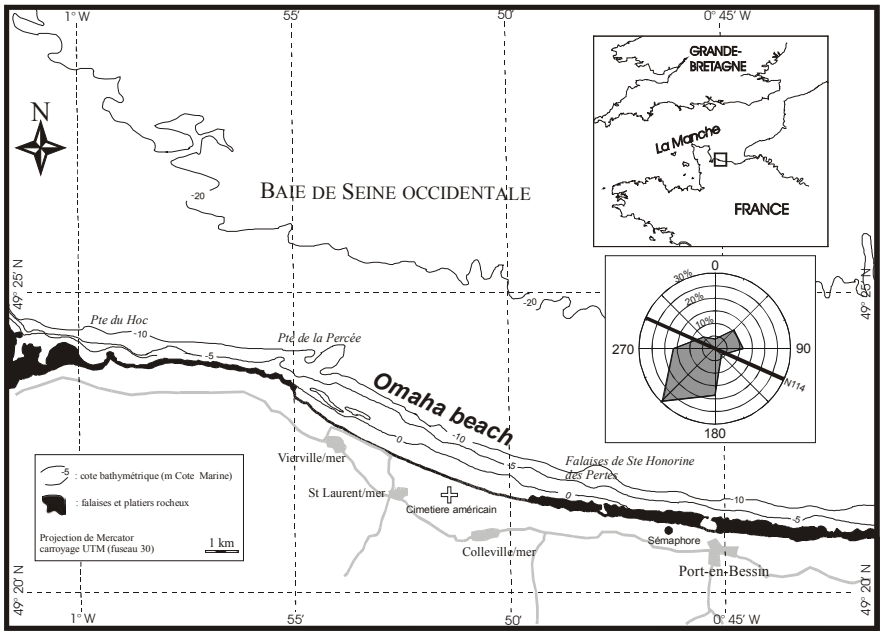


figure 1 – Localisation de la plage d'Omaha beach sur la côte du Calvados. La rose des vents représente la distribution de la fréquence des directions de vents, au sémaphore de Port-en-Bessin pour la période février 1999 – février 2001 (données METEOFRANCE).
figure 1 – Location of Omaha beach on the Calvados coast. The wind rose represents the wind direction frequency at Port-en-Bessin, from February 1999 to February 2001 (data property : METEOFRANCE)

Au cours du suivi, deux barres subtidales ont pu être identifiées sur le proche avant côte (tanβ = 0,014). La pente générale de la zone intertidale (tanβ) est de l'ordre de 0,015. Le profil transversal présente des systèmes de barres dont le nombre varie entre deux et cinq entre février 1999 et février 2001 (*figure 2*). Ces barres sont des corps sableux tabulaires d'une extension latérale (*longshore*) de 200 à 400 m, qui présentent parfois une légère obliquité, de quelques degrés, par rapport au trait de côte. Elles sont limitées longitudinalement par des chenaux de drainage sensiblement orthogonaux (*figure 2*). Les sédiments superficiels sont des sables fins à moyens, homogènes et bien triés de médiane granulométrique moyenne d_{50} = 0,260 mm. Le revers marin des barres présente généralement des lits plans, alors que les fonds des bâches sont couverts de figures sédimentaires variables en fonction des conditions hydrodynamiques (rides 2D, 3D, rides interférence et mégarides). Cette répartition générée par la dynamique des écoulements sur la morphologie de barres, est conforme aux observations de King (1972) sur des plages similaires.

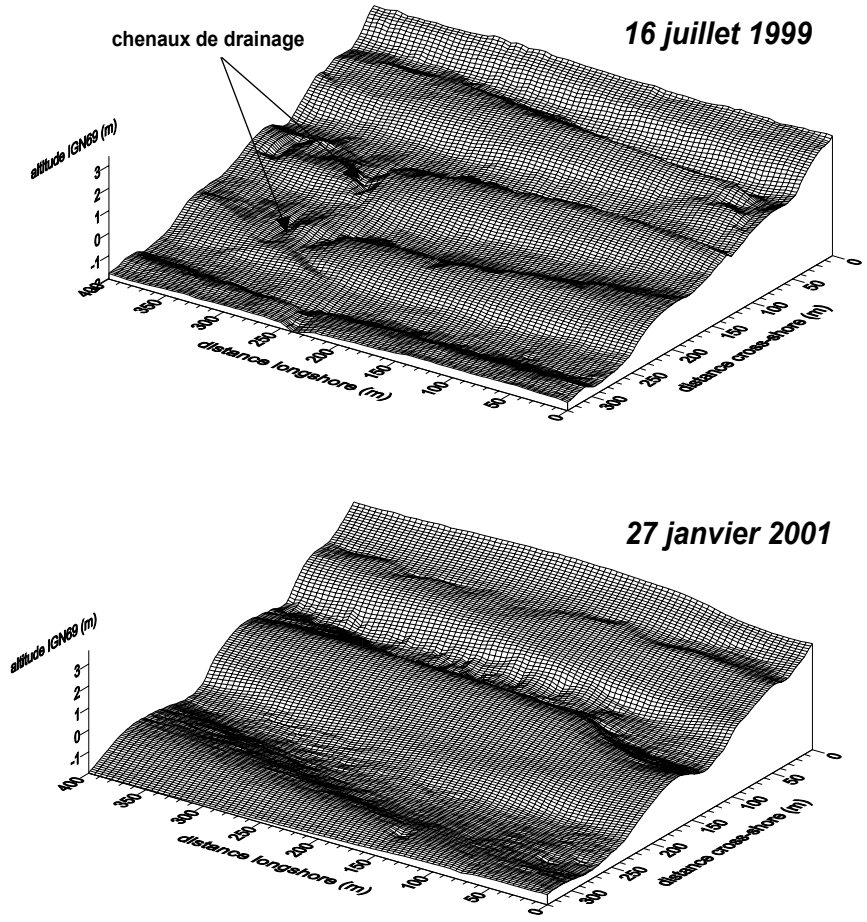


figure 2 – Exemples de Modèles Numériques de Terrain d'Omaha beach. Ces deux situations montrent la variabilité du nombe de barres en fonction du temps et la dimension spatiale des chenaux de vidange.
figure 2 – Samples of Digital Elevation Model of Omaha beach – The two cases show the time variability of the bar quantity and different spatial dimensions of drainage channels.

La *figure 3* présente un exemple de profil de plage type, ainsi que la zonation marégraphique utilisée pour l'étude des plages à marée. Ce découpage est basé sur une prédominance des processus hydrodynamiques : *swash* et déferlement sur la haute plage, déferlement sur la moyenne plage et, vagues non déferlantes et courants de marée sur la basse plage (Wright *et al.*, 1982 ; Masselink, 1993 ; Levoy *et al.*, 2001). Il permet d'un point de vue pratique, de préciser la localisation des évolutions morphologiques sur le profil. L'altitude en cote marine (C.M.) des niveaux moyens de marée est calculée à Port–en–Bessin (10 km à l'E d'Omaha beach) en fonction du niveau moyen de la mer Z_0 (4,4 m C.M.), de l'amplitude de l'onde lunaire M2 (2,32 m) et de l'onde solaire S2 (0,78 m) (Hardisty, 1990). Ces altitudes sont ramenées, par la suite, au référentiel IGN69 (0 m C.M. = -4,05 m IGN69) pour permettre leur comparaison avec la topographie de la plage d'Omaha beach.

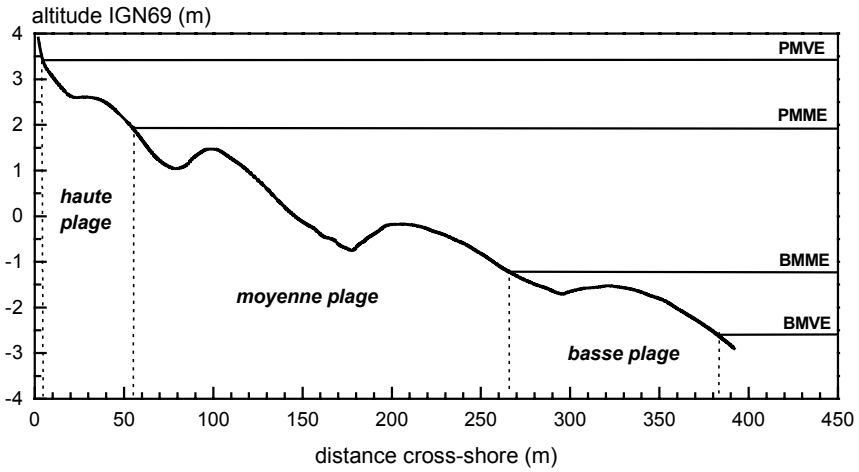


figure 3 – Exemple de profil de plage d'Omaha beach et zonation en fonction des niveaux moyens de marée. PMVE = niveau moyen des pleines mers de vives-eaux ; PMME = niveau moyen des pleines mers de mortes-eaux ; BMME = niveau moyen des basses mers de mortes-eaux ; BMVE = niveau moyen des basses mers de vives-eaux.
figure 3 – An Omaha beach profile with successive tidal zones. PMVE = mean level of spring high tides ; PMME = mean level of neap high tides ; BMME = mean level of neap low tides ; BMVE = mean level of spring low tides.

Le suivi morphologique de la plage concerne une zone d'environ 400 m de longueur (*longshore*) sur 400 m de largeur (*cross-shore*), couvrant l'estran du pied de dune jusqu'au niveau des basses mers de vives-eaux. Cette zone d'étude est située en dehors de tout aménagement en haute plage. Les levés topographiques sont réalisés à l'aide d'un DGPS centimétrique (Trimble 4400 rs) tracté sur la plage selon une maille régulière constituée de profils transversaux espacés de 10 m. Une interpolation linéaire est effectuée pour réaliser un Modèle numérique de Terrain (MNT) de maille rectangulaire de 5 m (*longshore*) × 2 m (*cross-shore*). D'avril 1999 à décembre 2000, 22 MNT comparables, dont deux exemples sont représentés dans la figure 2, ont été réalisés suivant un pas de temps d'environ un mois avec quelques levés intermédiaires. La précision altimétrique (± 0,02 m) est estimée à partir du levé régulier de points topographiques de référence situés sur des bornes fixes implantées sur la haute plage.

Les mesures des conditions d'agitation sont obtenues à l'aide d'un courantomètre houlographe (S4DW Interocean) situé aux niveaux des basses mers des grandes vives-eaux. Pour des raisons d'autonomie de la mémoire de l'appareil, les mesures sont réalisées selon des séquences de 9 minutes toutes les 4 heures. Les caractéristiques de la houle sont alors déduites d'une analyse spectrale du signal à haute fréquence des fluctuations de vitesses et de pressions. Elle est réalisée sur un échantillon de 1024 valeurs cadencées à 2 Hz sur une bande de fréquence allant de 0,05 à 0,33 Hz. Ces coupures correspondent à la bande de fréquence des oscillations considérées comme relevant des vagues incidentes (3-20 s). La limite supérieure élimine les oscillations à haute fréquence dues au bruit électronique. La valeur inférieure fixée à 0,05 Hz employée communément dans les mers semi-fermées, à la limite basse du domaine des ondes infragravitaires (20 – 200 s) (Kroon, 1994). Les caractéristiques de l'agitation concernent la hauteur significative H_s (m), la période significative T_s (s), l'angle d'incidence de la houle au trait de côte θ (°) et la hauteur d'eau h (m). La longueur d'onde de la houle est déterminée à partir des paramètres T_s, et h suivant la méthode de Hunt (1979). Les séries chronologiques des conditions d'agitation sur la basse plage pendant les deux années de mesures sont illustrées sur la *figure 4*. Le flux moyen d'énergie P (en Joules par seconde, $J.s^{-1}$), transmis par crête de vagues et par unité de longueur dans le sens de propagation de la houle, est calculé pour chaque valeur discrète de la manière suivante (Hardisty, 1990) :

$$P=\frac{1}{8}\rho_w g H_s^{\,2}\left(\frac{L}{T}\right)\left[0{,}5\left(1+\frac{4\frac{\pi}{L}h}{\sinh(4\frac{\pi}{L}h)}\right)\right] \qquad (1)$$

avec ρ_w, la masse volumique de l'eau de mer (1027 kg.m^{-3}), g, l'accélération de la pesanteur (9,81 m.s^{-1}), H_s, la hauteur significative de la houle (m), L, la longueur d'onde de la houle (m), T (s), la période de la houle, et h, la hauteur d'eau (m).

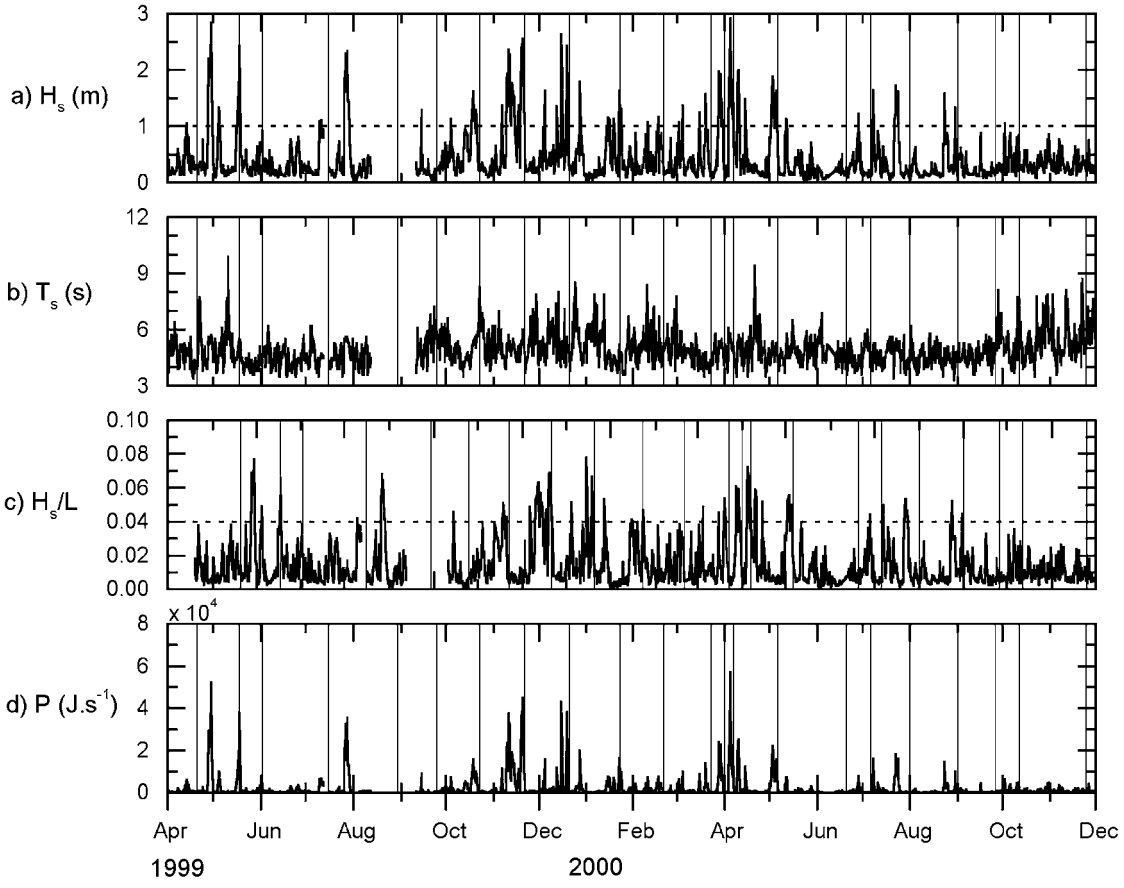


figure 4 – Séries chronologiques des H_s (a), T_s (b), de la cambrure de la houle H_s/L (c), et du flux d'énergie P (d). Les barres verticales signalent les dates des levés topographiques.
figure 4 – Times series of H_s (a), T_s (b), wave steepness H_s/L (c), and wave power P (d). Vertical lines indicate topographic survey dates.

3. EVOLUTION MORPHOLOGIQUE DE LA PLAGE INTERTIDALE

Elle est approchée en suivant l'évolution du profil de plage (2D) situé au centre de la zone d'étude. Après visualisation de l'ensemble des Modèles Numériques de Terrain tridimensionnels, ce profil central est considéré comme représentatif de l'évolution générale de la plage à l'échelle de temps mensuelle, bien que des changements morphologiques parallèlement au trait de côte (3D) peuvent en affecter localement la topographie.

3.1 Variabilité morphologique du profil de plage

Les principales données statistiques concernant l'évolution du profil central, sont représentées sur la *figure 5*. Elles sont déterminées à partir de l'ensemble des levés superposés (*figure 5a*). L'altitude, en cote IGN69, est exprimée en fonction de la distance *cross-shore*. L'origine x = 0 situe la position du pied de dune. Vue la variabilité temporelle de la topographie intertidale, la largeur moyenne de chaque

portion du profil (haute, moyenne et basse plage) est déterminée par commodité à partir de l'intersection du profil moyen calculé et des niveaux moyens de marées de vives-eaux et mortes-eaux. Ainsi, sur le profil d'Omaha, la haute plage est située entre 10 et 50 m du pied de dune, la moyenne plage entre 50 et 270 m et la basse plage entre 270 et 360 m. La moyenne plage est divisée également en moyenne plage supérieure (50 à 135 m) et inférieure (135 à 270 m) situées de part et d'autre du niveau moyen de la mer (0,35 m IGN69).

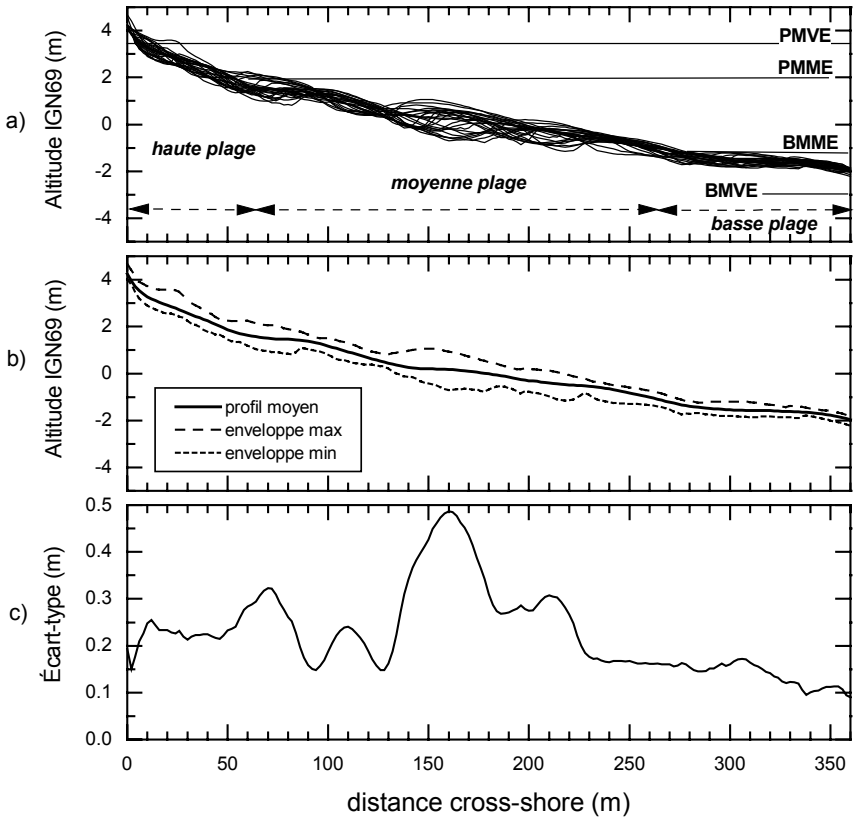


figure 5 – Variabilité morphologique du profil central durant la période d'étude.
a) superposition de tous les profils; b) profil moyen et enveloppe des profils ; c) écart-type des altitudes
figure 5 – Morphological variability of the main profile throughout the study period
a) plot of all profiles over the study period ; b) mean profile and profile bundle ; c) standart deviation of elevation

L'enveloppe des profils (*figure 5b*) met en évidence l'amplitude maximale des évolutions topographiques au cours de la période de suivi. Les plus importantes se situent sur la moyenne plage, où elles atteignent 1,60 m. Elles décroissent vers le large et deviennent minimales sur la basse plage. Sur la haute plage, l'amplitude d'évolution topographique est significative (environ 1 m) mais reste inférieure à celle observée sur la moyenne plage. Le profil moyen qui intègre la grande variabilité temporelle des évolutions altimétriques, montre cependant des morphologies de barres atténuées sur la moyenne et basse plage (*figure 5b)*. La distribution de l'écart type des altitudes en fonction de la distance *cross-shore* (*figure 5c*) permet d'estimer le degré de mobilité des diverses zones de l'estran. La moyenne plage présente la plus grande variabilité, alors que celle-ci est inférieure sur la haute plage et décroît sur la basse plage, où l'écart type atteint 0,10 m à l'extrémité du profil.
Ces résultats montrent que la moyenne plage est la zone la plus réactive, en subissant les plus grandes évolutions topographiques par construction et destruction des systèmes de barres. Sur la basse plage, où les évolutions sont de beaucoup plus faible amplitude, une barre se maintient sur la totalité de la période de suivi.

3.2 Evolution temporelle du profil central

L'analyse de l'évolution topographique du profil central rend compte de la mobilité des barres ainsi que de leur mode de construction et de destruction. La *figure 6* présente la totalité des profils centraux levés entre février 1999 et novembre 2000.

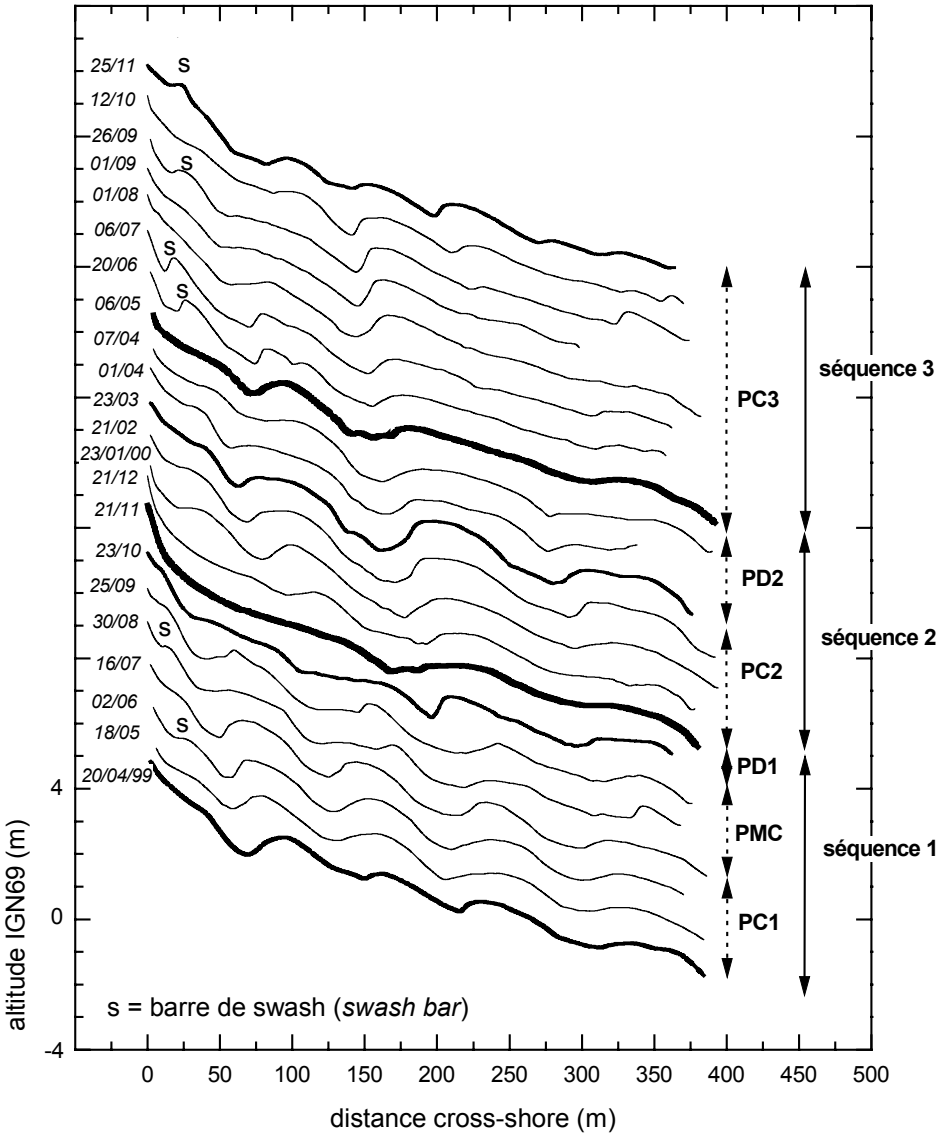


figure 6 – Evolution temporelle du profil central. Les limites des séquences sont notées en gras et les phases intermédiaires en traits fins.(PC = Phase de construction, PD = Phase de Destruction, PMC = Phase de Migration des Chenaux).
figure 6 – Temporal evolution of the main profile. Sequence boundaries are in bold lines and intermediate states in thin lines. (PC = Stage of Construction, PD = Stage of Destruction, PMC = Stage of Channels Migration)

A cette échelle de temps, l'examen des différents profils met en évidence une hétérogénéité morphologique des différentes barres d'estran en fonction de leur position sur le profil. En effet, la basse plage est presque toujours marquée par une morphologie de barre, parfois très atténuée (juin 2000). La moyenne plage peut présenter des barres en nombre variable (1 à 3). Celles-ci peuvent être absentes sur sa partie supérieure (novembre 1999), alors qu'une barre est généralement présente sur sa partie inférieure. Sur la haute plage, une barre de *swash*, de plus faible amplitude et souvent très

asymétrique, avec une pente orientée vers la dune plus forte que celle orientée vers la mer, peut parfois être observée (juin 1999, juin, juillet, septembre 2000). L'amplitude des barres est nettement supérieure sur la moyenne plage où elle peut atteindre 1 m (mars 2000, x = 175 m).

Trois séquences particulières, intégrant chacune une phase de construction (PC) et une phase de destruction (PD), peuvent être identifiées pendant la période de suivi.
La première séquence s'étend d'avril à novembre 1999. La phase de construction (PC1) d'avril à juillet 1999, se caractérise par le façonnement de quatre barres bien individualisées et leur migration vers le haut de plage. Entre juillet et octobre 1999, le profil conserve quatre barres mais leur forme est fortement perturbée. Cette évolution traduit une déstabilisation morphologique locale due à la mise en place d'un système de chenaux de vidange au droit du profil central. Cette phase d'évolution 3D, observée à partir des MNT, correspond à une phase de migration des chenaux (notée PMC). L'évolution terminale de la séquence 1 est marquée, entre octobre et novembre 1999, par un lissage complet des barres sur la haute plage et la moyenne plage supérieure alors que l'on constate une stabilité des barres de la moyenne plage inférieure et de la basse plage (phase de destruction PD1).
La seconde séquence s'étend de novembre 1999 à mai 2000. Jusqu'en mars 2000, une barre se reforme sur la partie lissée du profil, alors que les barres déjà existantes s'exhaussent et migrent légèrement vers la haute plage (phase de construction PC2). Les levés entre le 23 mars et le 6 mai 2000 montrent une érosion de la haute plage et un aplanissement des barres, sur le moyen et bas estran (PD2).
La troisième séquence s'étend de mai 2000 à novembre 2000 et ne comprend qu'une phase de construction (PC3). Les levés s'arrêtant en novembre 2000, la séquence complète n'a sans doute pas été échantillonnée. Néanmoins, elle aboutit en début d'hiver au développement de cinq barres sur le profil de plage. Cette construction s'effectue par une succession d'états transitoires, fonction de réajustements morphologiques mineurs. Ainsi, de mai à juillet 2000, la basse plage reste stable, la barre de moyenne plage devient très asymétrique et une barre de *swash* se forme sur la haute plage. En août 2000, les barres de haute plage et de moyenne plage supérieure sont lissées et le bas de plage ne présente pas d'évolution significative. De août 2000 à novembre 2000, les barres évoluent progressivement, une barre se forme sur la moyenne plage (x = 225 m) à partir du 26 septembre, ainsi que sur la haute plage, entre le 1er et le 26 septembre.

D'un point de vue morphodynamique, les vitesses de migration des barres, calculées à partir du déplacement des crêtes, sont très différentes en fonction de leur position sur l'estran. Cela est remarquable lorsque les barres sont construites, individualisées et migrent vers le haut de la plage. Lors des phases PC1 et PC2, la vitesse de migration de la barre de basse plage est de l'ordre de 0,1 m.j^{-1}. Sur la moyenne plage, elle atteint des vitesses de l'ordre de 0,1 à 0,4 m.j^{-1}, alors que la barre de *swash* peut migrer vers la dune à une vitesse de 0,5 m.j^{-1} (juin - juillet 2000). De plus, le degré d'asymétrie des barres augmente du bas de plage vers le haut de plage, notamment lors des phases de construction.

4. EVOLUTION MORPHODYNAMIQUE

4.1. Relations agitation - réponse morphologique

Afin de quantifier précisément l'agitation au cours du temps, le flux d'énergie total par période P_t (en Joules, J) est calculé par intégration sur le temps de P (J.s^{-1}) entre deux levés topographiques consécutifs :

$$P_t = \int_1^2 P\,dt \qquad (2)$$

Ainsi, chaque période entre deux états morphologiques est caractérisée par un flux d'énergie prenant en compte l'ensemble des évènements hydrodynamiques qui se sont succédés entre les deux levés consécutifs (*figure 7*). Pour chaque phase de construction et de destruction précédemment décrite et identifiée selon des critères d'évolution morphologique, le flux total d'énergie incidente déterminé correspond à la somme du flux d'énergie des périodes de temps P_t constituant la phase. Ce flux total

est ensuite divisé par le nombre de jours de chaque phase, pour obtenir un taux journalier d'énergie $\langle P \rangle$ (en Joules par jour, J.j^{-1}) capable de la caractériser d'un point de vue dynamique :

$$\langle P \rangle = \frac{\sum P_t}{N} \qquad (3)$$

avec P_t, énergie totale par période (en Joules), et N, nombre de jours constituant la phase.

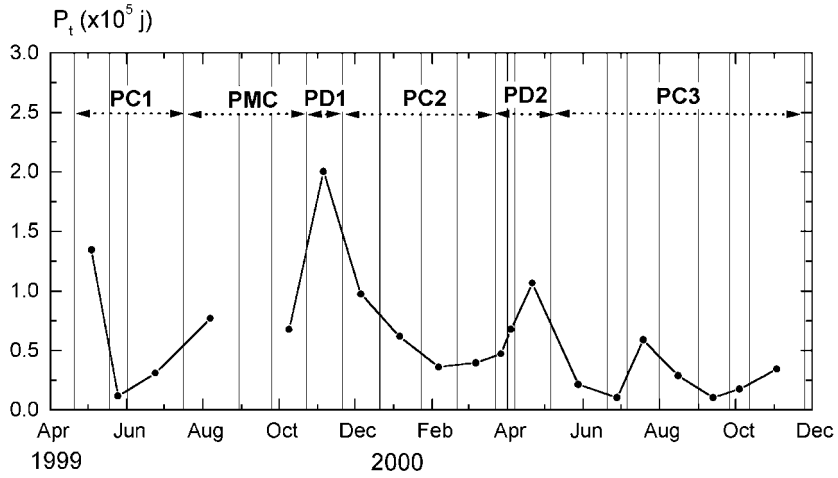


figure 7 - Flux d'énergie total par période P_t et comparaison avec les séquences morphodynamiques. Les barres verticales signalent les dates des levés topographiques.
figure 7 - Total wave power P_t integrated over each period and comparison with morphodynamics sequences. Vertical lines indicate topographic survey dates.

Les valeurs de $\langle P \rangle$ pour chaque phase sont regroupées dans le *tableau I*. Les valeurs minimales sont associées aux phases de construction morphologique, elles sont égales ou inférieures à 2000 J.j^{-1}. Lors des phases de destruction, $\langle P \rangle$ est supérieur à 5000 J.j^{-1}.

séquence	phase	début	fin	P (J)	nombre de jours	<P> (J.j^{-1})
1	PC1	20/04/99	16/07/99	177224	87	2037
	PMC	16/07/99	23/10/99	?	99	?
	PD1	23/10/99	21/11/99	200162	29	6902
2	PC2	21/11/99	23/03/00	234751	123	1909
	PD2	23/03/00	06/05/00	222086	44	5047
3	PC3	06/05/00	25/11/00	182186	203	897

tableau I – Mise en relation du taux journalier d'énergie $\langle P \rangle$ et du type de phase.
Les points d'interrogations signalent un manque de données en raison d'un dysfonctionnement technique du houlographe
table I – Relation between wave power daily rate $\langle P \rangle$ and type of phase
The question maks indicate gap in the data due to technical dyfunction of the wave rider

Deux principaux modes d'évolution sont donc mis en évidence en fonction des caractéristiques morphologiques et dynamiques :

- *Evolution lente et progressive en conditions de faible énergie*

Elle se traduit par une construction de 3 à 4 barres intertidales qui deviennent de plus en plus asymétriques. Elles se déplacent vers le haut de plage avec des vitesses de migration qui dépendent de

leur position sur l'estran : 0,1 m.j^{-1} en bas de plage, jusqu'à 0,4 m.j^{-1} en haut de plage. De telles conditions sont également favorables au développement d'une barre de *swash* sur la haute plage souvent très asymétrique et qui migre vers la dune à des vitesses de l'ordre de 0,5 m.j^{-1}. Ces conditions d'énergie résultent de périodes d'agitation faible avec des H_s < 1 m et des valeurs de cambrure des vagues H_s/L < 0,04 sur la basse plage (*figure 4*). La construction des barres est donc un processus progressif qui s'inscrit sur une période de temps relativement longue de plusieurs mois. Une morphologie convexe est initiée par une accumulation sableuse, puis la forme gagne en amplitude et migre simultanément vers le haut de plage.

- *Evolution rapide en conditions de forte énergie*

Ces évolutions marquent la réponse du profil de plage à une augmentation globale du niveau d'énergie des houles (H_s > 1 m et H_s/L > 0,04). L'impact des tempêtes sur la morphologie est très variable. Une tempête isolée comme celle de début mai 1999 n'affecte que très peu les barres intertidales. Par contre, le passage d'une succession de tempêtes peut détruire complètement les barres de moyenne et haute plage (PD1). Les barres situées plus bas peuvent être lissées mais restent identifiables, elles peuvent également subir des érosions partielles sous l'effet de tempêtes de fortes magnitudes (PD2). Une telle diversité des réponses morphologiques du profil de plage met en évidence la complexité des processus morphodynamiques qui interagissent lors des tempêtes.

4.2. Relations évolution morphodynamique - évolution du stock sédimentaire intertidal

Les barres sableuses sont généralement reconnues comme des zones de stockage dans l'analyse du budget sédimentaire des côtes sableuses. L'étude de l'évolution du stock sableux d'Omaha beach a pour but d'évaluer les relations entre les changements morphologiques (formation/destruction de barres) et l'évolution du volume sédimentaire de la plage intertidale. Pour chaque levé, les volumes sont calculés par cubature des Modèles Numériques de Terrain en trois dimensions. L'incertitude des calculs est évaluée à ± 2640 m^3 à partir de la précision de la mesure topographique (± 0,02 m) et de l'aire de la zone de comparaison de l'ensemble des levés (400×330=132000 m^2).

L'évolution du volume total de la plage par rapport au volume initial (17/02/99) est représentée sur la *figure 8*.

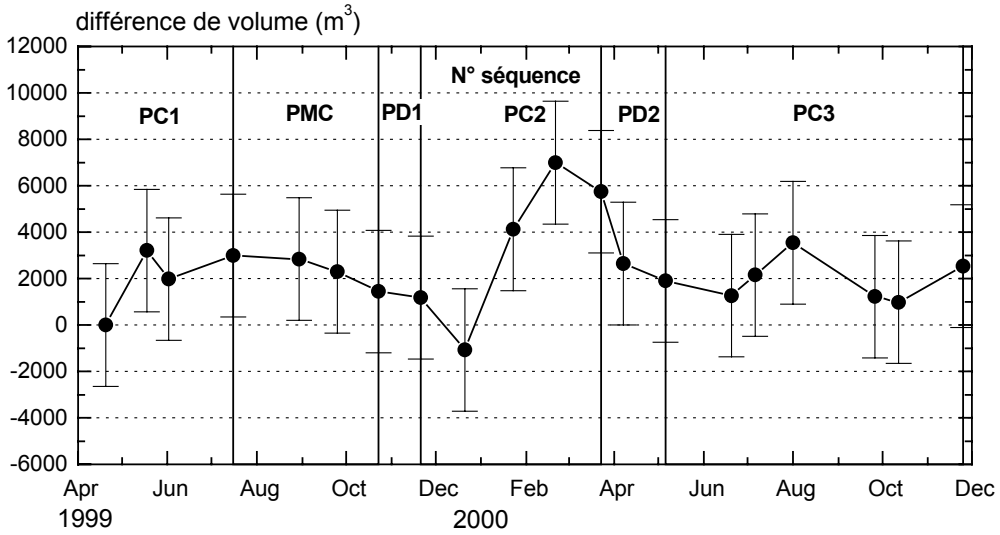


figure 8 – Evolution du volume sédimentaire total de la plage d'avril 1999 à novembre 2000.
figure 8 – Evolution of beach sand volume from April 1999 to November 2000

D'avril à décembre 1999, le volume reste relativement stable, au regard de la précision des mesures. Une brutale augmentation (+ 8000 m^3) se produit entre décembre 1999 et février 2000. Par la suite, le budget décroît entre février et mai 2000, puis reste stable jusqu'au mois de décembre 2000. A l'échelle des séquences morphodynamiques, cette évolution est modulée par des fluctuations, positives pendant les phases de construction, et négatives, lors des séquences de destruction. Toutefois, les fluctuations sont de l'ordre de grandeur de l'incertitude de mesure, la séquence PC2 (novembre 1999 – mars 2000) étant une exception.

Pour chaque phase, l'amplitude des évolutions du volume sédimentaire est mise en relation avec le taux journalier d'énergie $\langle P \rangle$ *(figure 9*). Les accrétions significatives de la plage sont reliées à des conditions d'énergie modérée ($\langle P \rangle \approx 2000$ J.j^{-1}). En deçà de ce taux d'énergie, l'accrétion est faible à nulle. Au-delà, les réponses volumétriques sont variables. Des tempêtes de forte intensité (PD2 : mars-mai 2000) entraînent une érosion significative de l'estran (-4000 m^3) alors que le volume est plutôt stable lors des périodes énergétiques maximales (PD1). Compte tenu de la précision des mesures (± 2700 m^3), ces observations montrent que l'impact de l'agitation du plan d'eau reste relativement limité sur le volume sableux stocké dans la zone intertidale. Ceci tend à montrer que les barres intertidales de la plage d'Omaha beach sont la traduction topographique de redistributions locales d'un stock sédimentaire intertidal stable sur la période de suivi. D'après nos mesures, les conditions optimales d'accrétion de barres sableuses sont celles correspondant à un taux d'énergie $\langle P \rangle$ d'environ 2000 J.j^{-1}.

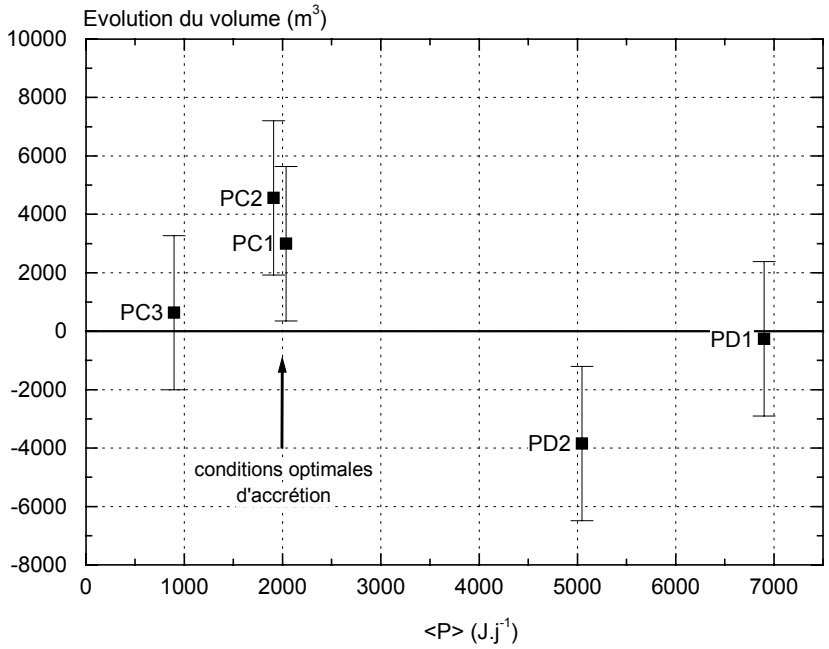


figure 9 - Relation entre le taux journalier d'énergie $\langle P \rangle$ et l'évolution du volume pour chaque phase.
figure 9 - Relation between wave power daily rate $\langle P \rangle$ and volumetric evolution for each stage

5. DISCUSSION

Le suivi morphologique et hydrodynamique d'Omaha beach pendant deux années, apporte des indications sur la morphodynamique d'une plage macrotidale à barres à moyen terme.
(1) L'examen de critères morphodynamiques permet d'identifier deux types de barres intertidales :

Les barres de haute plage sont des formes éphémères, asymétriques, très mobiles et contemporaines de longues périodes d'agitation faible. Des barres similaires sont communément observées sur les plages microtidales (Davis et Fox, 1972 ; Dabrio et Polo, 1981 ; Dabrio, 1982 ; Sunamura et Takeda, 1984), ainsi que sur les hauts estrans des plages méso- et macrotidales (Wright *et al.*, 1982 ; Michel et Howa, 1999). Elles correspondent à la définition de « *swash bar* » (barre de *swash*) de Greenwood et Davidson-Arnott (1978) et Orford et Wright (1978). Leur mode de formation est principalement dû à l'action du *swash* en conditions de faible énergie de la houle. Les transports sédimentaires sont très dissymétriques entre les phases d'uprush (jet de rive) et de *backwash* (nappe de retrait), en raison de l'infiltration de l'eau dans le sable sous-saturé (Duncan, 1964). Degryse *et al.* (2002) discutent l'importance de la pente, de la localisation de la nappe phréatique et des oscillations infragravitaires de la surface libre, sur la formation de ces barres de *swash*. En contexte tidal, la migration vers le haut de plage est due au dépassement chronique de la crête de barre par les niveaux de pleines mers en revif (Kroon, 1994 ; Degryse *et al.*, 2002). Les événements de haute énergie en vives-eaux entraînent généralement leur destruction complète.
Les barres présentes sur les moyenne et basse plages sont des morphologies plus stables que les précédentes. A l'échelle de temps du suivi, leur formation, synchrone de périodes de faible énergie de la houle, s'accompagne d'une migration vers le haut de plage de l'ordre de 0,1 à 0,4 $m.j^{-1}$. Ces barres sont conformes à la définition de *ridges and runnels* stricto sensu (King et Williams, 1949 ; King, 1972 ; Orford et Wright, 1978). Ce sont des formes dont la résistance au passage des tempêtes est fonction de leur position sur l'estran, les plus basses étant les plus stables, ce qui confirme les observations de Mulrennan (1992) sur les côtes irlandaises et leur qualification de « semi-permanentes ».

(2) L'évolution morphologique de la plage d'Omaha est complexe et rythmée par une alternance de conditions calmes, sans vent ou vents de terre, qui favorisent l'accrétion des barres et de périodes de forte énergie, lors des tempêtes de NW à NE, qui déstabilisent la morphologie antécédente.

- Les ordres de grandeur des temps de construction et des vitesses de migration des barres vers le haut de plage sont en accord avec les études portant sur des plages similaires soumises à des conditions comparables (King et Williams, 1949 ; Levoy *et al.*, 1998, Voulgaris *et al.*, 1998). Sur la base des expérimentations réalisées et des conditions météorologiques présentées, ces auteurs attribuent la mobilité des barres au transport sédimentaire dans la zone de *swash* au cours de son balayage de l'estran par la marée. Stépanian *et al.* (2001) 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 orienté vers la dune, ce qui participe à l'augmentation de l'asymétrie des barres. La différence spatiale des vitesses de migration traduit l'amplification des effets du *swash* du bas vers le haut de plage, due à un renforcement de l'énergie des houles sur la partie haute et moyenne du profil au cours du cycle tidal (Wright *et al.*, 1982 ; Masselink, 1993 ; Masselink et Hegge, 1995 ; Levoy *et al.*, 2001).
- Les modalités de la construction des barres sont également mises en évidence. Elles comportent une phase d'initiation de la morphologie de barre, suivie d'une augmentation de l'asymétrie accompagnée d'une migration de la crête vers le haut de plage. La localisation de l'initiation des barres reste imprécise. Le rôle de la morphologie antécédente semble déterminant sur ce point, à la manière des rétroactions et interactions morphodynamiques complexes entres les différentes barres subtidales, décrites par Lee *et al.* (1998), Ruessink et Terwindt (2000), sur les plages micro- et mésotidales américaines (Duck, Caroline du Nord) et hollandaises (Terschelling).
- Les réponses morphologiques du profil de plage à l'intensification de l'énergie de la houle sont variables. Les évolutions vont de la stabilité du bas estran à la destruction complète des barres sur la moyenne plage supérieure et la haute plage. Les suivis réalisés sur Omaha beach durant deux années permettent d'isoler clairement ces phases de destruction. Chacune de ces périodes ($\langle P \rangle > 5000$ $J.j^{-1}$) est caractérisée sur la basse plage par des épisodes aux H_s dépassant 1 m et une cambrure (H_s/L) supérieure à 0,04. Le taux journalier d'énergie $\langle P \rangle$ est un paramètre discriminant les phases constructives et destructives à l'échelle de temps du suivi. La valeur seuil, supérieure à 2000 J, entre ces phases reste imprécise en raison de la complexité naturelle des processus qui interagissent. Ceux-ci concernent à la fois les conditions de forçages hydrodynamiques et les caractéristiques morphologiques de la plage précédant la tempête. Il est admis que l'intensification du courant de

retour, en relation avec une surcote lors des tempêtes, est le principal facteur d'érosion des barres tant intertidales (Kroon, 1994) que subtidales (Ruessink et Terwindt, 2000). Les caractéristiques propres des tempêtes (intensité, durée, obliquité de la houle) sont donc à prendre en compte, ainsi que la succession des tempêtes au cours du temps. En effet, la forme du profil peut être mise à l'équilibre par une première tempête et rester stable lors du passage des suivantes (Lee *et al.*, 1998). De plus, le niveau de la marée et la position de l'évènement par rapport au cycle tidal lunaire sont primordiaux sur le niveau d'attaque de l'estran par les vagues (Levoy *et al.*, 2001). Ainsi, un épisode de tempête en mortes-eaux va induire des changements morphologiques plus importants sur la moyenne et basse plage (mars-avril 2000) qu'une tempête en vives-eaux dont l'impact sur la haute plage est facilement identifiable (novembre 1999). De son coté, la morphologie initiale exerce un contrôle sur la dissipation de l'énergie des vagues sur le profil : les barres constituent des filtres énergétiques qui induisent prématurément le déferlement des plus grosses vagues et laissent se propager les vagues de hauteur inférieure (Carter et Balsillie, 1983). Ce caractère dissipatif est d'autant plus important que les barres sont nombreuses et de forte amplitude, ce qui a pour effet d'entretenir leur inertie morphodynamique et leur résistance aux tempêtes. Sur Omaha beach, celles-ci sont fragilisées par les hétérogénéités *longshore* de la morphologie, perturbant la continuité latérale des barres. En effet, la phase de destruction PC2 (novembre 1999) montre que l'érosion complète des barres de la partie supérieure de la plage est précédée par une phase de déstabilisation (PMC) due à la mise en place de chenaux de vidange au niveau du profil suivi. Cette phase montre que la dynamique des chenaux est un facteur supplémentaire à intégrer aux processus de destruction des barres intertidales.

(3) Sur Omaha beach, la construction des barres correspond à une réorganisation morphologique d'un stock sédimentaire intertidal stable à l'échelle du suivi, mais dont les relations avec le domaine subtidal restent à préciser. Celles-ci sont probablement très limitées compte tenu des changements altimétiques réduits observés à l'extrémité du profil de plage étudié (*figure 5*). La dynamique des formes intertidales est la conséquence d'une redistribution locale des sédiments, tant en conditions d'accrétion, du revers marin vers le talus, qu'en conditions de destruction, les sédiments érodés des barres, notamment de la haute et moyenne plage, comblant les bâches les plus proches.

6. CONCLUSIONS

Cette étude montre que le comportement morphodynamique de la plage macrotidale d'Omaha beach est séquentiel. En effet, l'évolution de la topographie intertidale est rythmée par des phases de construction et de destruction des barres sableuses. Ces phases traduisent des réorganisations du stock sédimentaire intertidal, dont le volume est stable à moyen terme, en réponse aux variations du forçage hydrodynamique observées à court-terme. Ainsi, les phases de construction des barres résultent de longues périodes d'agitation faible ($H_s < 1$ m), alors que leur destruction découle d'une augmentation rapide de la hauteur des houles ($H_s > 1$ m) lors des tempêtes. Ces épisodes de courte durée sont, bien entendu, les facteurs principaux responsables de l'érosion des barres. Ils correspondent à une intensification des processus hydrodynamiques (courants orbitaux, courant de retour, courants de compensation). L'ensemble des interactions entre ces processus morphodynamiques aboutit à la création d'un nouvel état morphologique à partir duquel les barres se développent durant les périodes de faible énergie. La dynamique des chenaux de drainage de l'estran est également mise en évidence. Elle est à l'origine d'une déstabilisation morphologique locale des barres. En effet, l'apparition de ces chenaux et leur migration *longshore* dans un contexte d'agitation modérée, incisent les reliefs intertidaux, amorçant leur destruction, souvent complètement effective lors des tempêtes suivantes. Ces zones topographiques basses canalisent alors les écoulements vers le large amplifiant leur rôle destructeur en période de forte agitation. Le réseau des chenaux de drainage est ainsi une composante morphologique tridimensionnelle générant une variabilité longitudinale du comportement morphodynamique des plages à barres et à bâches.

Remerciements

Ces travaux ont été financés dans le cadre du Programme National d'Environnement Côtier PNEC au sein de l'Action de Recherche Thématique ART7 « hydrodynamique sédimentaire des côtes sableuses ». Les auteurs remercient l'ensemble des personnes qui ont participé aux interventions sur le terrain et MÉTÉOFRANCE pour la fourniture des données météorologiques. Ils remercient également M. le Professeur Claude Larsonneur pour sa lecture critique lors de la préparation de cette note, ainsi que les rapporteurs dont les commentaires améliorent la lisibilité du manuscrit.

RÉFÉRENCES

Carter, R.W., & Balsillie, J.H., 1983. A note on amount of wave energy transmitted over nearshore sand bars. Eart. Surf. Proc. Land., 8, 213-22.

Corbau, C., Howa, H., Tessier, B., de Resseguier, A., & Chamley, H., 1994. Evaluation du transport sédimentaire sur une plage macrotidale par traçage fluorescent, Dunkerque Est, France. C. R. Acad. Sci. Paris, 319(II), 1503-1509.

Dabrio, C.J., & Polo, M.D., 1981. Flow regime and bedforms in a ridge and runnel system, S.E. Spain. Sedim. Geol., 28, 97-110.

Dabrio, C.J., 1982. Sedimentary structures generated on the foreshore by migrating ridge and runnel systems on microtidal and mesotidal coasts of South Spain. Sedim. Geol., 32, 141-151.

Davis, R.A., & Fox, W.T., 1972. Coastal processes and nearshore sand bars. J. Sed. Petrol., 42(2), 401-412.

Degryse, C., Stepanian, A., Levoy, F., & Monfort, O., 2002. *Swash* bar behavior on a macrotidal barred beach (en préparation).

Duncan, J.R., 1964. The effects of watertable and tide cycle on *swash-backwash* sediment distribution and beach profile developpment. Mar. Geol., 2, 186-197.

Greenwood, B., &, Davidson-Arnott, R.G.D., 1978. Sedimentation and equilibrium in wave formed bars : a review and case study. Can. Jour. of Earth Sciences, 16, 323-332.

Hardisty, J., 1990. Beaches, Form and Process. Unwyn Hyman, London, 324 p.

Hunt, J.N.,1979. Direct solution of wave dispersion equation. J. Wat. Por. Coast. Oce. Divi., 4, ASCE, 457-459.

Jago, C.F., & Hardisty, J., 1984. Sedimentology and morphodynamics of a macrotidal beach, Pendine Sands, SW Wales. Mar. Geol., 60, 123-154.

King, C.A.M., 1972. Beaches and Coasts. (2nd Ed.). London : Edward Arnold, 570 p.

King, C.A.M., & Williams, W.W., 1949. The formation and mouvement of sand bars by wave action. Geogr. Jour., 113, 70-85.

Kroon, A., 1994. Sediment transport and morphodynamics of the beach and nearshore zone, near Egmond, The Netherlands. Thèse de Doctorat, Univ. Utrecht, Hollande, 275 p.

Lee, G., Nicholls, R.J., & Birkemeier, W.A., 1998. Storm-driven variability of the beach-nearshore profile at Duck, North Carolina, USA, 1981-1991. Mar. Geol., 148, 163-177.

Levoy, F., Anthony, E., Barusseau, J.P., Howa, H., & Tessier, B., 1998. Morphodynamique d'une plage macrotidale à barres. C. R. Acad. Sci. Paris, 327, 811-818.

Levoy, F., Monfort, O., et Larsonneur, C., 2001. Hydrodynamic variability on megatidal beaches, Normandy, France. Cont. Shelf. Res., 21, 563-586.

Masselink, G., 1993. Simulating the effects of tides on beach morphodynamics. J. Coast. Res., 15(SI), 180-197.

Masselink, G., et Anthony, E.J., 2001. Location and height of intertidal bars on macrotidal ridge and runnel beaches. Eart. Surf. Proc. Land., 26, 759-774.

Michel, D., & Howa, H., 1999. Short-term morphodynamic response of a ridge and runnel system on a mesotidal beach. J. Coast. Res., 15(2), 428-437.

Mulrennan, M.E., 1992. Ridge and runnel beach morphodynamics : an example from the central east coast of Ireland. J. Coast. Res., 8(4), 906-918.

Orford, J.D., & Wright, P., 1978. What's in a name? - Descriptive or genetic implications of 'ridge and runnel' topography. Mar. Geol., 28, M1-M8.

Ruessink, B.G., & Terwindt, J.H.J., 2000. The behaviour of nearshore bars on the time scale of years : a conceptual model. Mar. Geol., 163, 289-302.

Ruessink, B.G., Van Enckevort, I.M.G., Kingston, K.S., & Davidson, M.A., 2000. Analysis of observed two- and three-dimensional nearshore bar behaviour. Mar. Geol., 169, 161-183.

Shand, R.D., & Bailey, D.G., 1999. A review of net *offshore* bar migration with photographic illustrations from Wanganui, New Zealand. J. Coast. Res., 15(2), 365-378.

Shand, R.D., Bailey, D.G., & Sherpherd., M.J., 1999. An inter-site comparison of net *offshore* bar migration characteristics and environmental conditions. J. Coast. Res., 15(3), 750-765.
Shand, R.D., Bailey, D.G., & Sherpherd., M.J., 2001. *Longshore* realignment of shore-parallel sand-bars at Wanganui, New Zealand. Mar. Geol., 179, 147-161.
Short, A.D., 1999. Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics. Wiley, Chichester, 379 p.
Simmonds, Voulgaris, G., & Huntley, D.A., 1995. Dynamic processes on a ridge and runnel beach. Proceedings of the 2th International Conference of Coastal Dynamics, ASCE, Gdansk, Poland : 868-878.
Simmonds, D.J., O'Hare, T.J., & Huntley, D.A., 1996. The influence of long waves on macrotidal beach morphology. Proceedings of the 25th International Conference of Coastal Engineering, ASCE, New York : 3090-3103.
Stépanian, A., Vlaswinkel, B., Levoy, F., & Larsonneur, C., 2001. Sediment transport on a macrotidal ridge and runnel beach during accretion conditions. Proceedings of the 4th International Conference of Coastal Dynamics, ASCE, Lund, Sweden : 1017-1027.
Sunamura, T., & Takeda, I., 1984. Landward migration of inner bars. Mar. Geol., 60, 63-78.
Voulgaris, G., Simmonds, D., Michel, D., Howa, H., Collins, M.B., & Huntley, D.A., 1998. Measuring an modelling sediment transport on a macrotidal ridge and runnel beach : an intercomparaison. J. Coast. Res., 14(1), 315-300.
Wright, L.D., Nielsen, P., Short, A.D., & Green, M.O., 1982. Morphodynamics of a macrotidal beach. Mar. Geol., 50, 97-128.

A l'issue de cette analyse qualitative, certaines caractéristiques de l'évolution morphodynamique de la plage d'Omaha à une échelle de temps mensuelle et pluri-mensuelle sont précisées :

- La morphologie intertidale réagit de manière séquentielle aux variations de forçages hydrodynamiques suivant des phases de construction et de destruction.
- Les évolutions morphologiques résultent d'une redistribution spatiale du stock sableux intertidal dont le volume est stable sur la période étudiée.
- Les phases de construction sont contrôlées par une agitation de faible amplitude (H_s < 1 m) consécutivement à des vents de secteur WSW pendant des périodes de l'ordre de quelques mois. Les phases de destruction résultent, quant à elles, de l'impact de tempêtes (H_s > 1 m) de courte durée, générées par des vents de mer, en particulier de secteur NNE à l'origine de vagues frontales à la côte. Leurs conséquences sur la morphologie et sur l'évolution morphodynamique à moyen terme seront précisées ultérieurement.
- Le profil de plage a tendance à développer des barres qui sont des formes d'équilibre en réponse aux conditions de faible agitation qui prévalent sur l'ensemble des mesures (H_s < 1 m pendant 90 % du temps). Elles présentent des caractéristiques diverses (amplitude, migration, pérennité) en fonction de leur position sur l'estran. Les barres de haute plage sont des barres de *swash*, contemporaines de périodes de faible agitation, alors que celles de la moyenne et basse plage correspondent aux *ridges and runnels,* formes globalement plus stables (King, 1972).
- L'effet ultime des tempêtes est observé en novembre 1999 : la partie supérieure du profil de plage est complètement lissée, les barres de la partie inférieure sont arasées mais sont encore reconnaissables, ce qui confirme leur caractère semi-permanent (Mulrennan, 1992).
- La migration des chenaux de vidange est identifiée comme un facteur de perturbation morphologique du profil de plage, également pendant des périodes de beau temps.

III MORPHODYNAMIQUE DES SYSTÈMES BARRES - BACHES

Le comportement morphodynamique de l'estran est décrit tout d'abord selon une approche morphométrique 2DV (2 Dimensions Verticales) des profils de plage, qui a pour objectif d'une part, de préciser les localisations des barres sur l'estran et leurs caractéristiques morphologiques et, d'autre part de comparer leur modification morphologique en fonction de leur déplacement. Une analyse similaire des modèles numériques de terrain tridimensionnels est ensuite menée pour étudier la variabilité longitudinale des barres et l'évolution des chenaux de vidange (approche 2DH, 2 Dimensions Horizontales).

III.1 Morphodynamique 2DV : dynamique *cross-shore* des barres

A la différence de l'étude précédente, qui avait pour objectif l'identification des périodes majeures de l'évolution morphodynamique des systèmes de barres et de bâches, le comportement morphodynamique des barres est analysée ici suivant une approche temporelle contrainte par le suivi mis en place : la dynamique des barres et des bâches est aussi étudiée de manière systématique entre chaque levé topographique (périodicité moyenne des levés : 1 mois).

III.1.1 Analyse morphométrique des profils de plage : méthodologie

III.1.1.1 Principe

L'analyse morphométrique a pour objectif de déterminer des paramètres morphologiques en unité métrique permettant une analyse quantitative des évolutions topographiques des profils de plage. La méthodologie employée ici est issue des travaux de Larson & Kraus (1992) sur les longues séries de profils bathymétriques disponibles à Duck (Caroline du Nord, USA). Des analyses similaires ont été effectuées sur des plages microtidales à barres par Kroon (1994) sur la plage d'Egmond An Zee (NL), Ruessink & Kroon (1994) sur Terschelling (NL), et Pruzsak *et al.* (1997) sur les plages à barres multiples de la Mer Baltique.

Elle consiste à comparer les profils topographiques par rapport à un profil de référence. Dans cette analyse, les barres sableuses sont alors définies comme des anomalies positives et leurs paramètres morphométriques sont déterminés à partir des évolutions résiduelles (Figure IV. 2). L'avantage d'une telle méthode réside dans le traitement systématique et automatique des profils topographiques, ce qui limite les imprécisions liées à la subjectivité d'une analyse qualitative.

Les paramètres étudiés visant à identifier simplement la géométrie de la barre sont définis ainsi :

- D_c = position de la crête de la barre par rapport au pied de dune (m) ;
- Z_c = altitude de la crête dans le référentiel IGN69 (m) ;
- h_b = hauteur de la barre, écart maximum entre le profil mesuré et le profil de référence (m) ;
- L_b = largeur de la barre (m) ;
- $L_{b,m}$ = largeur du versant marin de la barre (m) ;
- V_b = volume de la barre ($m^3.m^{-1}$).

Un facteur de forme décrivant l'asymétrie de la barre A_b est calculé par le rapport de $L_{b,m,}$ sur L_b. Les barres asymétriques vers le haut de plage ont ainsi des valeurs de $A_b > 0,5$ et à contrario $A_b < 0,5$ caractérise des barres asymétriques vers le large. Le rapport est égal à 0,5 pour les barres symétriques.

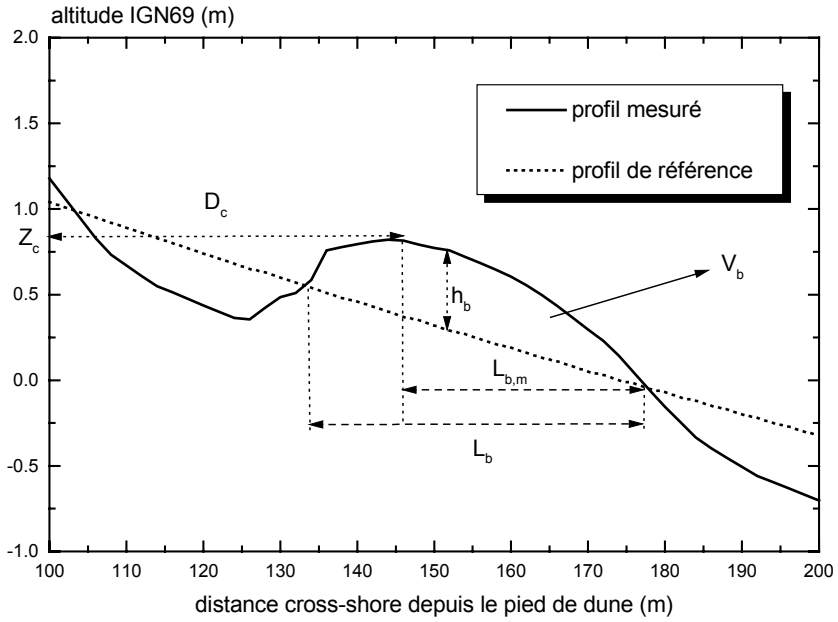


Figure IV. 2 - Détermination des évolutions résiduelles et définition des paramètres morphométriques.

III.1.1.2 Détermination du profil de référence

La définition du profil de référence est réalisée à partir du profil moyen, calculé à partir de l'ensemble des levés topographiques. Dans le cas où le profil moyen est lisse et ne présente pas de morphologies de barres, il peut être utilisé comme référence. Dans le cas contraire, le profil référence est calculé par un ajustement mathématique du profil moyen. Larson & Kraus (1992) préconisent l'emploi du profil d'équilibre de la plage obtenu par un ajustement puissance du profil moyen.

III.1.1.2.1 Le concept du profil d'équilibre

Le profil d'équilibre est défini comme un profil dont la forme est la conséquence de l'action des vagues de caractéristiques constantes (H_s, T_s), sur une plage d'une granulométrie définie pendant une période où la hauteur moyenne du plan d'eau ne varie pas (Kraus, 2001). L'équilibre est atteint lorsque plus aucun changement topographique n'est observé pour des conditions d'agitation constante.

Largement employé en modélisation numérique (modèle SBEACH ; Larson & Kraus, 1989), le profil d'équilibre n'a pas de réalité physique, dans la mesure où c'est un profil théorique qui n'est jamais atteint. Cependant, sa détermination empirique est réalisable sur les sites d'expérimentation où de longues séries de données topographiques ou bathymétriques sont disponibles (Larson & Kraus,

1995). Ainsi, Bruun (1954) et Dean (1991) montrent que, sur les plages étudiées (Californie, Mer du Nord, côte est USA), le profil d'équilibre est décrit par une fonction puissance de la forme $h = Ay^b$ avec h, la profondeur d'eau, y, la distance *cross-shore* de la ligne de rivage, A, le paramètre d'échelle dépendant des caractéristiques des sédiments (granulométrie, vitesse de chute), et b, le paramètre de forme variable d'un site à l'autre dont la valeur moyenne est 0,67 (2/3). Le profil obtenu possède les caractéristiques générales d'un profil de plage avec une plage plane et concave.

Si le profil d'équilibre est un concept pratique pour la modélisation numérique, sa validité intrinsèque n'en est pas moins limitée par les nombreuses hypothèses qui sont faites pour sa détermination (Pilkey *et al.*, 1993). Cependant, dans un but de comparaison avec des profils de plage à barres, il constitue une référence pratique (Larson & Kraus, 1992 ; Kroon, 1994 ; Ruessink, 1998a).

III.1.1.2.2 Détermination du profil de référence à Omaha beach

Afin de tenir compte de la variabilité latérale des évolutions morphologiques et de tester la représentativité d'un tel profil sur l'ensemble de la zone de suivi, les profils de référence sont calculés pour cinq positions *longshore* espacées chacune de 100 m (0 – 100 – 200 – 300 – 400 m).

L'examen qualitatif préliminaire montre que les barres et bâches se développent sur la moyenne et basse plage à une distance comprise entre 50 et 400 m du pied de dune (Stépanian & Levoy, soumis). La haute plage, entre 0 et 50 m environ, où se construisent les barres de *swash*, n'est donc pas prise en compte dans l'analyse morphométrique. A titre d'exemple, la figure IV.3 présente les ajustements réalisés sur les profils P0, P200 et P400. La forme concave du profil est particulièrement bien décrite par la fonction puissance.

Afin de disposer de valeurs positives nécessaires à l'ajustement mathématique, le niveau moyen des pleines mers de vive-eau 3,45 m IGN69, est choisi comme niveau de référence. Les altitudes calculées sont par la suite ramenées au référentiel IGN69 par une simple translation verticale. Les profils sont donc de la forme suivante :

$$z(x) = h_r - Ax^b \qquad \textit{Eq.IV. 1}$$

avec, x, la distance *cross-shore* variant entre 50 et 400 m, $z(x)$, l'altitude IGN69 (m), A, le paramètre d'échelle, b, le paramètre de forme et h_r, la hauteur de référence (3,45 m IGN69).

Le tableau IV.1 rassemble les diverses valeurs des paramètres A et b calculés en fonction de la leur position *longshore* sur la zone de l'étude. Les valeurs sont très homogènes parallèlement au trait de côte. Les forts coefficients de corrélation montrent la validité de l'ajustement puissance par rapport à la forme du profil moyen. De plus, il est intéressant de constater que les valeurs de b, qui s'étendent de 0,64 à 0,68 sont proches de 2/3, valeur moyenne retenue par Bruun (1954) et Dean (1991) pour des plages micro- et mésotidales.

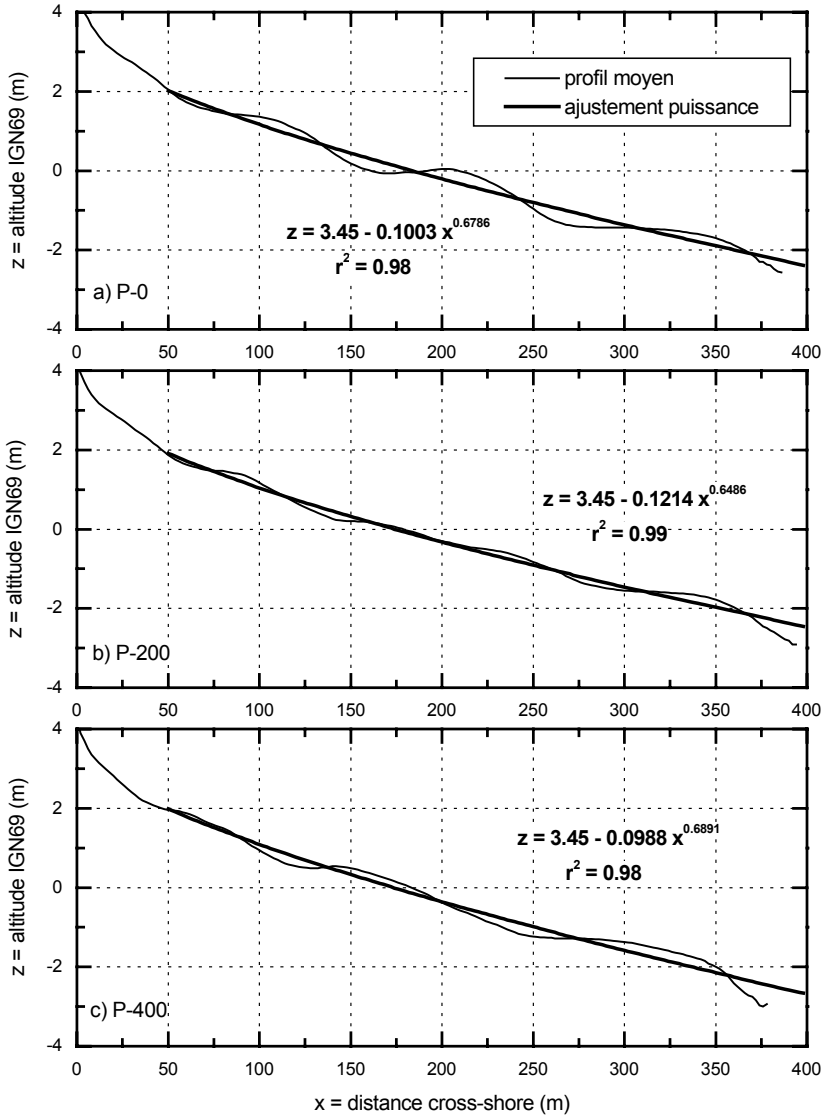


Figure IV. 3 - Détermination des profils de comparaison pour les profils P0 – P200 – P400 à partir des profils moyens.

Profil	A	b	coefficient de corrélation r^2
P0	0,1003	0,6786	0,98
P100	0,124	0,6432	0,98
P200	0,1214	0,6486	0,99
P300	0,1184	0,655	0,99
P400	0,0988	0,6891	0,98

Tableau IV. 1 - Évolution des paramètres A et b en fonction des profils.

III.1.1.3 Calcul des résiduels et détermination de paramètres morphométriques

Pour chaque date de levé, les résiduels à partir desquels sont déterminés les paramètres morphométriques sont calculés par comparaison directe des mesures topographiques avec le profil de référence (Figure IV. 4). Ils sont déterminés pour chaque distance *cross-shore* x de la façon suivante :

$$z(x)_{res} = z(x)_i - z(x)_{ref} \qquad Eq.IV.\ 2$$

avec $z(x)_{res}$, l'altitude résiduelle en m, $z(x)_i$, l'altitude du levé à la date i, et $z(x)_{ref,,}$ l'altitude du profil de comparaison.

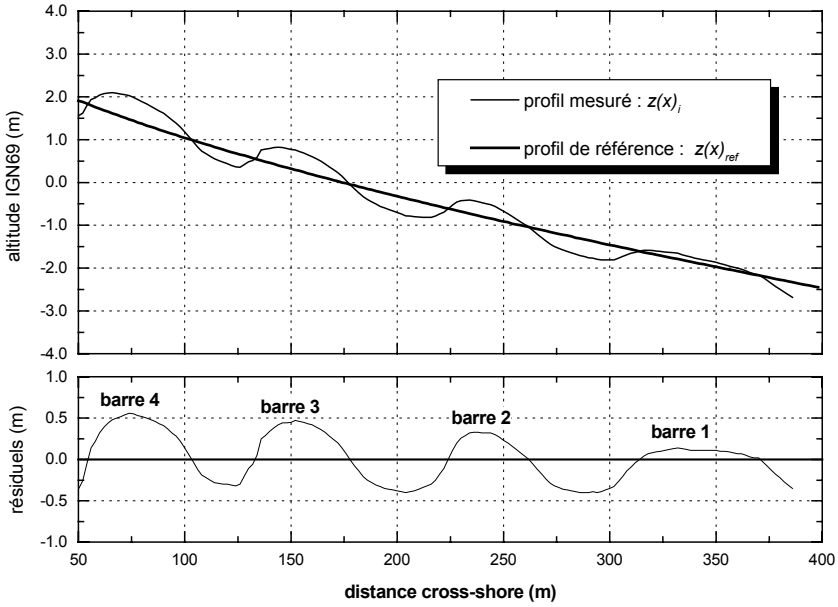


Figure IV. 4 - Calcul des résiduels par rapport au profil de référence – exemple du profil 200 de juillet 1999.

III.1.2 Résultats

III.1.2.1 Évolution temporelle de la position des barres

La variation de la position des crêtes de barres (D_c) en fonction du temps schématise l'évolution morphologique intertidale pendant les deux années de suivi (Figure IV. 5a). Les fluctuations de l'altitude des crêtes de chaque barre (Z_c) sont représentées en parallèle (Figure IV. 5b).

L'évolution observée correspond aux différentes séquences et phases identifiées dans l'analyse qualitative (cf. Chap. IV. II) :

- Dès avril 1999, le profil présente quatre systèmes barre-bâche, notées 1-2-3-4 depuis le bas de plage, avec une longueur d'onde de l'ordre de 100 m. Cette disposition se conserve jusqu'en septembre 1999. Cependant, la migration générale des barres vers le haut de plage s'accompagne de l'augmentation de Z_c jusqu'en juillet (Phase de Construction, PC1). Il existe une différence de comportement de la barre 1 qui est stable de juillet à septembre alors que les barres 2, 3 et 4 migrent

vers le large et s'affaissent en conséquence de la variation de position des chenaux de vidange sur l'estran (Phase de Migration des Chenaux, notée PMC).

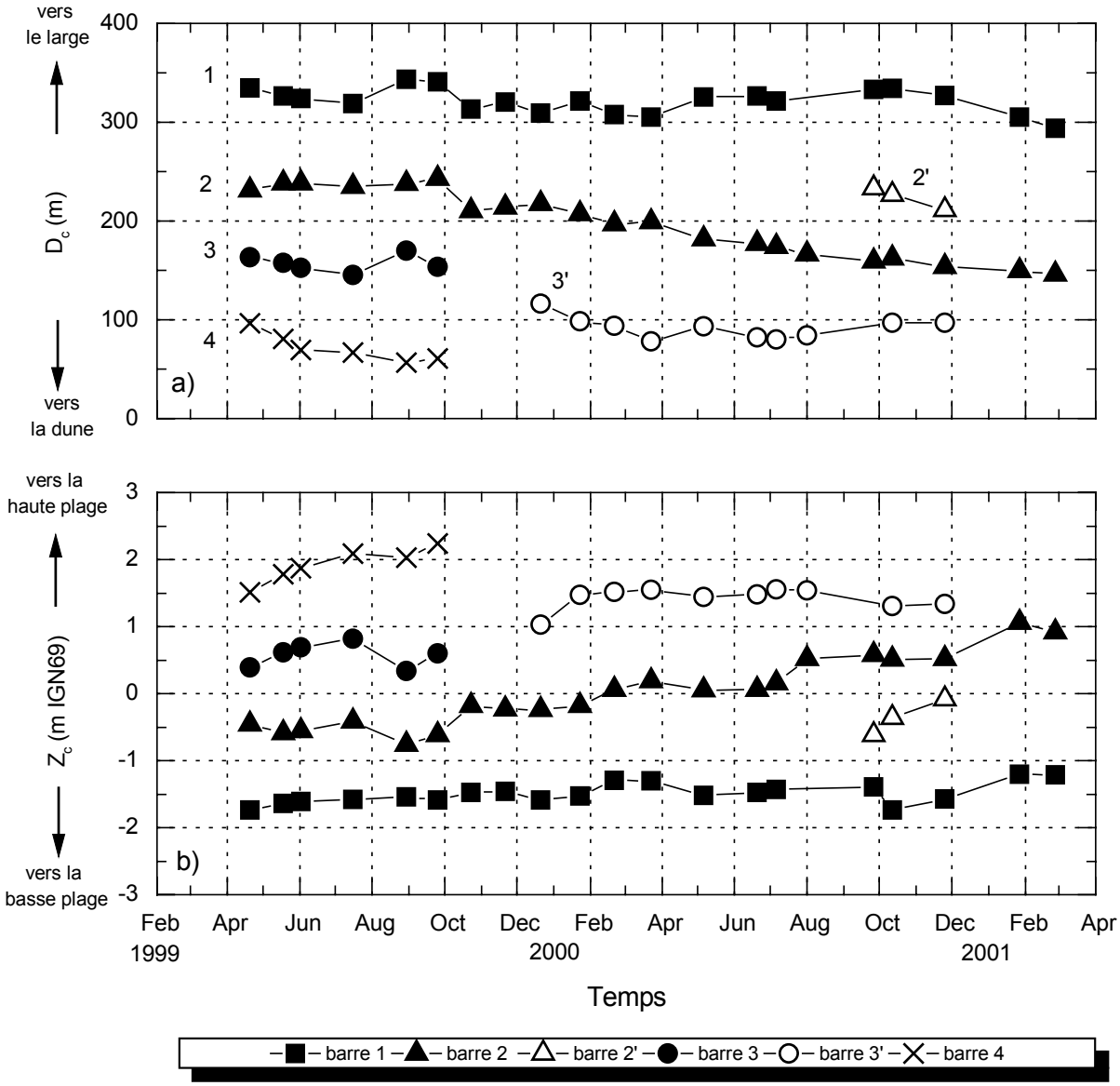


Figure IV. 5 - Évolution temporelle des caractéristiques des barres intertidales.
a) distance de la crête de barre par rapport au pied de dune D_c (m); b) altitude de la crête Z_c (m IGN69)

- D'octobre à novembre 1999, deux barres, situées à 220 et 320 m du pied de dune, résistent aux tempêtes de novembre (Phase de Destruction, PD1), les barres 3 et 4 étant érodées. Puis une barre (3') se reforme à D_c = 110 m en décembre 1999.
- Jusqu'en mars 2000 (Phase de Construction, PC2), les barres 2 et 3' migrent vers la côte et la position *cross-shore* de la barre 1 stagne autour de 310 m du pied de dune.
- Entre mars et mai 2000 (Phase de Destruction PD2), le comportement morphodynamique est très hétérogène, avec un léger recul des barres 1 et 3' et une avancée vers la côte de la barre 2, Z_c diminuant en parallèle.

- De mai à octobre 2000, le profil conserve trois barres dont le comportement diffère : migration *onshore* pour la barre 2 et légère migration *offshore*, des barres 1 et 3'. Dés fin septembre et jusqu'en novembre, une barre 2' se forme à D_c = 250 m dans l'espace entre les barres 1 et 2, qui restent stables. Les barres 2 et 2' migrent légèrement vers la côte pendant cette période. La Phase de Construction PC3 englobe les évolutions de mai à novembre 2000.
- Entre novembre 2000 et janvier 2001, le nombre de barres se réduit à deux sur le bas et moyen estran, les barres 2 et 3 étant situées respectivement à 150 et 300 m du pied de dune. Pendant cette période, exclue de l'analyse qualitative, elles s'affaissent, Z_c diminuant d'environ 0,5 m. La situation en février 2001 est globalement inchangée, les barres étant très stables au cours du dernier mois suivi.

Par rapport au comportement à l'échelle des séquences précédemment décrites, l'analyse systématique de l'évolution des barres entre deux levés topographiques révèle une grande variabilité de comportement morphodynamique des barres entre elles :

- Ainsi, durant la séquence de construction PC1 (avril – juillet 1999), la migration des barres vers le haut de plage entre chaque levé est clairement établie, bien que la position des barres 1 et 2 (D_c) reste relativement stable. Une évolution similaire est observable durant la seconde période de construction PC2 de novembre 1999 à mars 2000.
- A l'inverse, les barres selon leur localisation, présentent un comportement différent lors de la période de construction PC3 (mai-novembre 2000). Ainsi, alors que les barres 2 et 2' progressent régulièrement vers le haut de plage, l'évolution des barres 1 et 3' présente une alternance de mouvements *onshore* et *offshore*.
- Lors des périodes de destruction de novembre 1999 et avril 2000, de telles évolutions hétérogènes sont également observées.

A l'échelle de temps du suivi, il ressort de cette analyse que l'évolution morphodynamique intertidale est caractérisée par une tendance générale à la migration *onshore* des barres, logiquement associée à une augmentation de l'altitude de leur crête. A cette évolution à moyen terme, se surimposent également des variations rapides, généralement négatives (migration *offshore*, baisse de Z_c) qui perturbent périodiquement la remontée des barres vers le haut de plage. Cette mobilité à court-terme, due à l'occurrence des tempêtes induit une forte variabilité spatiale des systèmes de barres et bâches sur Omaha beach.

III.1.2.2 Caractéristiques morphologiques générales des barres intertidales

Ce paragraphe s'emploie à quantifier les différences morphologiques des systèmes barre-bâche identifiés à partir de l'évolution temporelle précédente (Figure IV. 5), en fonction de leur localisation sur l'estran.

III.1.2.2.1 Position des barres sur le profil *cross-shore*

Dans la littérature, les études sur les plages à barres et à bâches mentionnent généralement la correspondance entre la position des barres et les niveaux moyens de marée. Une telle disposition observée par King & Williams (1949), King (1972) et Voulgaris *et al.* (1998), est un des arguments

renforçant l'hypothèse de création des barres par le *swash* à des localisations sur le profil où ce processus est d'autant plus efficace que son temps d'action est grand. Ces auteurs notent l'efficacité de ces processus aux niveaux de pleine mer et basse mer de vive-eau et morte-eau, et son caractère contradictoire avec le niveau moyen qui est sous l'influence de la zone de *swash* en milieu de marée, période durant laquelle la vitesse de variation du plan d'eau est maximale au cours du cycle tidal.

Afin de vérifier cette hypothèse, l'altitude des crêtes des barres est mise en relation avec leur distance D_c, en parallèle des niveaux moyens de marée sur la figure IV.6 où l'ensemble des positions des barres au cours du suivi est représenté.

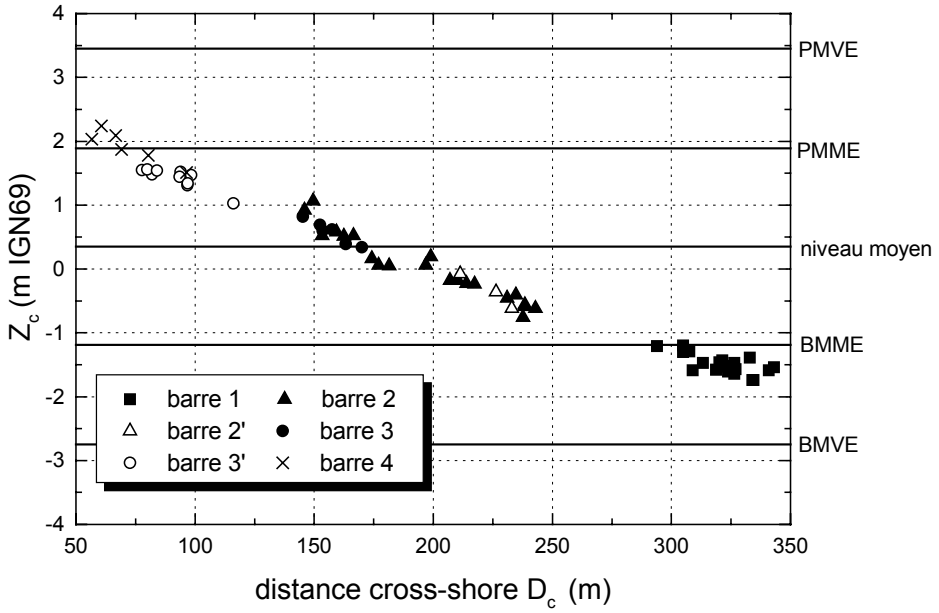


Figure IV. 6 - Relation entre Z_c et D_c et comparaison aux niveaux moyens de marée (Vive-Eau et Morte-Eau).

La localisation de la barre 1, en bas de plage, est relativement proche du niveau de BMME. De même, la proximité avec le niveau de PMME est claire pour les barres 3' et 4. Les barres 2, 2' et 3 sur la moyenne plage se situent, quant à elles, de part et d'autre du niveau moyen de la mer.

A l'échelle du suivi, la position des crêtes des barres montre donc une certaine correspondance avec les niveaux moyens de marée sur Omaha beach :

- En ce qui concerne la barre 1 sur le bas estran et les barres 3' et 4 à proximité de la haute plage, l'effet des processus de *swash* et de déferlement dans les faibles tranches d'eau, accentués lors des phases stationnaires du plan d'eau statique au cours du cycle tidal (pleine et basse mer), est ainsi identifié comme un facteur important de leur formation et leur évolution. Ainsi, les effets du *swash* sur la migration *onshore* des barres ont pu être mis en évidence sur la barre 4 lors de l'expérience de traceur fluorescent en faible agitation (campagne Omaha 99, cf. Ch. III).
- Les barres de mi-estran (2, 2', 3) se répartissent quant à elles, de part et d'autre du niveau moyen de la mer. La barre 2 est particulièrement variable : son amplitude de migration est d'une centaine de mètres au cours du suivi pendant lequel elle est toujours présente. Situées dans la position intertidale où la vitesse de translation du plan d'eau au cours du cycle tidal est maximale, la présence de ces barres est contradictoire avec l'hypothèse de formation uniquement par les processus

de *swash* émise par King (1972). Bien que conditionnant l'accrétion et la migration *onshore* des barres de mi-estran en faible agitation, comme le montre le traceur fluorescent lors de la campagne Omaha 99 (sur la barre 3), les processus de *swash* ne peuvent être considérés comme l'unique agent contrôlant leur formation et de leur dynamique à ce niveau de la plage. Les facteurs contrôlant leur dynamique sont multiples. Ainsi, les processus de déferlement, notamment lors des épisodes énergétiques observés lors de la campagne Omaha 2K, participent également au maintien des barres de milieu de plage. Une telle origine composite des barres et bâches est déjà suggérée par Carter (1988) qui les considère comme des formes initiées par le déferlement et maintenues par le *swash* lors de son excursion sur l'estran.

III.1.2.2.2 Longueur d'onde des barres

King (1972) et Short (1991) notent que sur les plages à barres et à bâches, la longueur d'onde des barres (ou espace inter-barre), définie comme l'espace entre deux crêtes consécutives, a tendance à augmenter vers le large. Short (1991) suggère que la rythmicité *cross-shore* des barres est liée au développement d'ondes infragravitaires, du type onde de bord, sans pour autant apporter de preuves physiques concernant l'action de ce processus.

La figure IV.7 représente la variabilité statistique de l'espace entre les crêtes pour chaque couple de barres. Dans cette figure, les barres 2' et 3' sont respectivement associées aux barres 2 et 3.

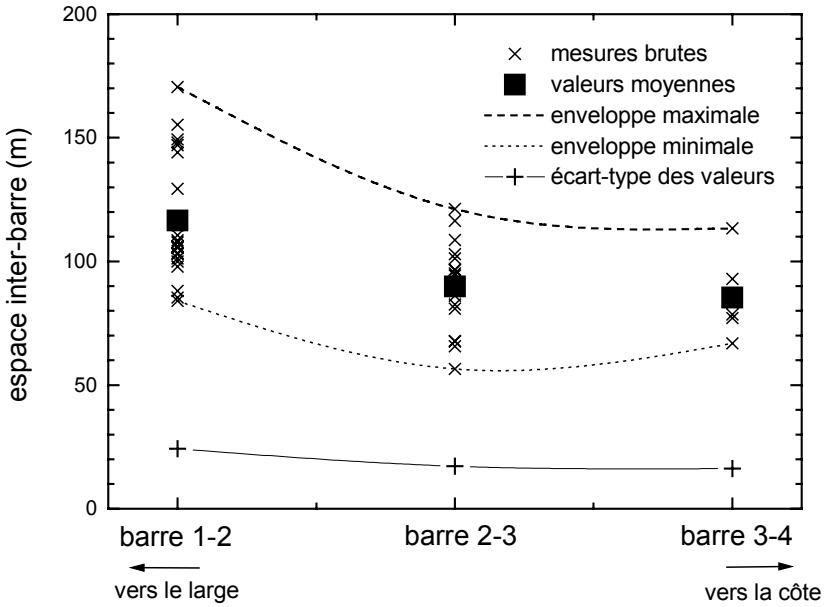


Figure IV. 7 - Variation d'espace entre les barres selon leur position sur l'estran.

Bien que l'espace inter-barre soit très variable en fonction du temps, une tendance à l'augmentation de celui-ci vers le large est statistiquement établie. Cependant, au cours du temps, des variations sont remarquables (Figure IV. 5). Ainsi, pendant la phase de construction PC1 (d'avril à juillet 1999), l'espacement entre les quatre barres est de l'ordre de 80 m. Pendant la phase PC2, il varie de 100 à 115 m pour les trois barres identifiées. Alors qu'elle est relativement homogène pendant

les deux phases précédentes, la longueur d'onde devient beaucoup plus variable et hétérogène lors de la phase de construction PC3. Il semblerait que la barre 2' se forme dans l'espace disponible entre les barres 1 et 2.

Ainsi, lors des phases de construction, il est fortement probable que la position de la première barre en amont de la propagation des houles contrôle la localisation de la barre suivante en aval, dans les premiers stades de son initiation. Le rôle des barres subtidales serait alors déterminant sur la position de celle de basse plage. La détermination des processus physiques à l'origine d'une telle interaction entre les barres est difficile à mettre en évidence à la lumière des données disponibles à moyen terme. Cela nécessite une répétitivité des observations de re-formation des barres, qui ne sont pas disponibles sur Omaha beach à l'heure actuelle, les levés réalisés ne montrant cette re-formation qu'une seule fois en décembre 1999.

III.1.2.2.3 Différences morphologiques entre les barres intertidales

La variabilité morphologique des barres selon leur position intertidale est décrite d'un point de vue morphométrique. La distribution des paramètres (amplitude, hauteur, largeur, volume et asymétrie des barres) est étudiée en fonction de la position des barres par rapport au trait de côte (D_c). Une première approche consiste à analyser d'une manière statistique l'ensemble des paramètres à l'échelle de la période totale de suivi. Dans un second temps, ces paramètres sont étudiés plus particulièrement lors de deux phases de construction pendant lesquelles les barres sont bien identifiées.

III.1.2.2.3.1 A l'échelle de la période de suivi

Pour cette période de temps, les paramètres morphométriques des barres sont représentés sur la figure IV.8. Les observations principales sont les suivantes :

- L'amplitude crête à creux des barres intertidales A_b est généralement inférieure à 0,6 m. Cependant, la barre de mi-plage 2 présente ponctuellement une amplitude au-delà de cette valeur mais ne dépassant pas 1 m.
- La hauteur maximale des barres par rapport au profil de comparaison h_b, confirme les précédentes observations, les formes de mi-estran étant les plus hautes.
- Concernant la largeur des barres L_b, la majeure partie des valeurs se situe en dessous de 80 m, hormis parfois pour la barre 2 (Figure IV. 8c). Si l'on exclut ces cas de l'analyse, une tendance à la diminution de L_b vers le haut de plage est observée. En effet, la barre 1 est statistiquement plus large ($20 < L_b < 80$ m) alors que la largeur des barres 3' et 4 se situe dans une gamme de 15 à 60 m.
- Le volume des barres est constant sur le profil mais présente quelques variations locales. La majeure partie des barres présente des volumes inférieurs à 20 $m^3.m^{-1}$, hormis dans trois situations pour la barre 2 pour laquelle les volumes atteignent 30 à 35 $m^3.m^{-1}$ (Figure IV. 8d).
- L'examen du paramètre d'asymétrie A_s (Figure IV. 8e) montre que la totalité des barres possède des valeurs de A supérieures à 0,5, ce qui signifie qu'elles ont toutes une forme asymétrique orientée vers le haut de plage.

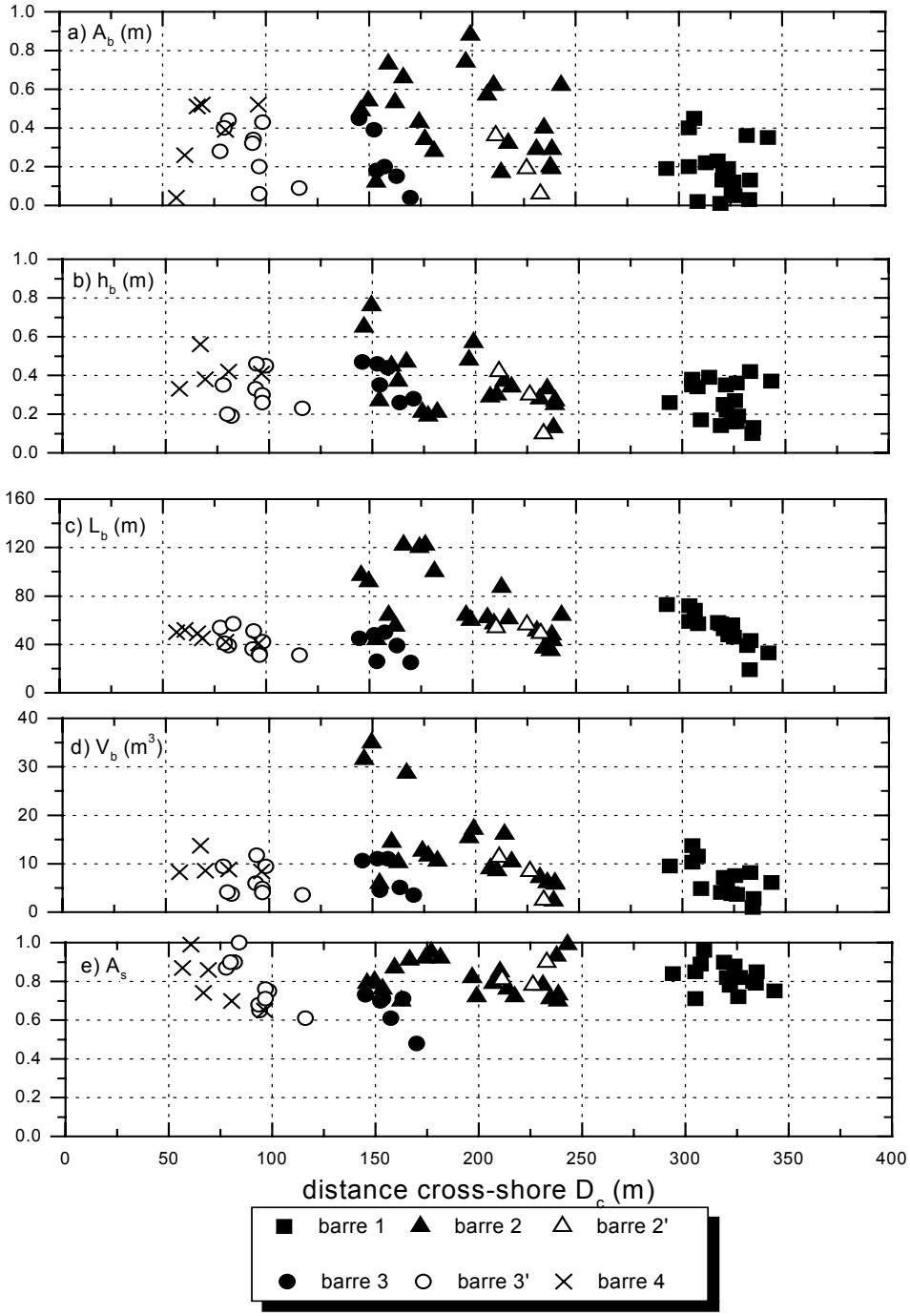


Figure IV. 8 - Paramètres morphométriques des barres en fonction de D_c (distance cross-shore depuis le pied de dune).
a) A_b, amplitude crête à creux ; b) h_b, hauteur par rapport au profil de référence; c) L_b, largeur de la barre ; d) V_b, volume ; e) A_s, paramètre d'asymétrie des barres

III.1.2.2.3.2 Pendant les séquences de construction

Les paramètres morphométriques caractérisant les barres en fonction de leur localisation sur le profil sont présentés ici pour les séquences de construction PC1 et PC2 identifiées précédemment (Stépanian & Levoy, soumis). Le choix s'est porté sur ces deux séquences particulières en raison du

nombre de barres constant au cours des périodes considérées, traduisant une situation d'équilibre à quatre et trois barres par rapport aux conditions hydrodynamiques en présence, et en raison de la durée limitée de ces périodes de quatre mois environ.

La période PC1, qui s'étend d'avril à juillet 1999, est marquée par quatre barres régulièrement espacées vers le large, leur longueur d'onde étant d'environ 80 m. La variabilité des paramètres morphométriques est représentée sur la figure IV.9.

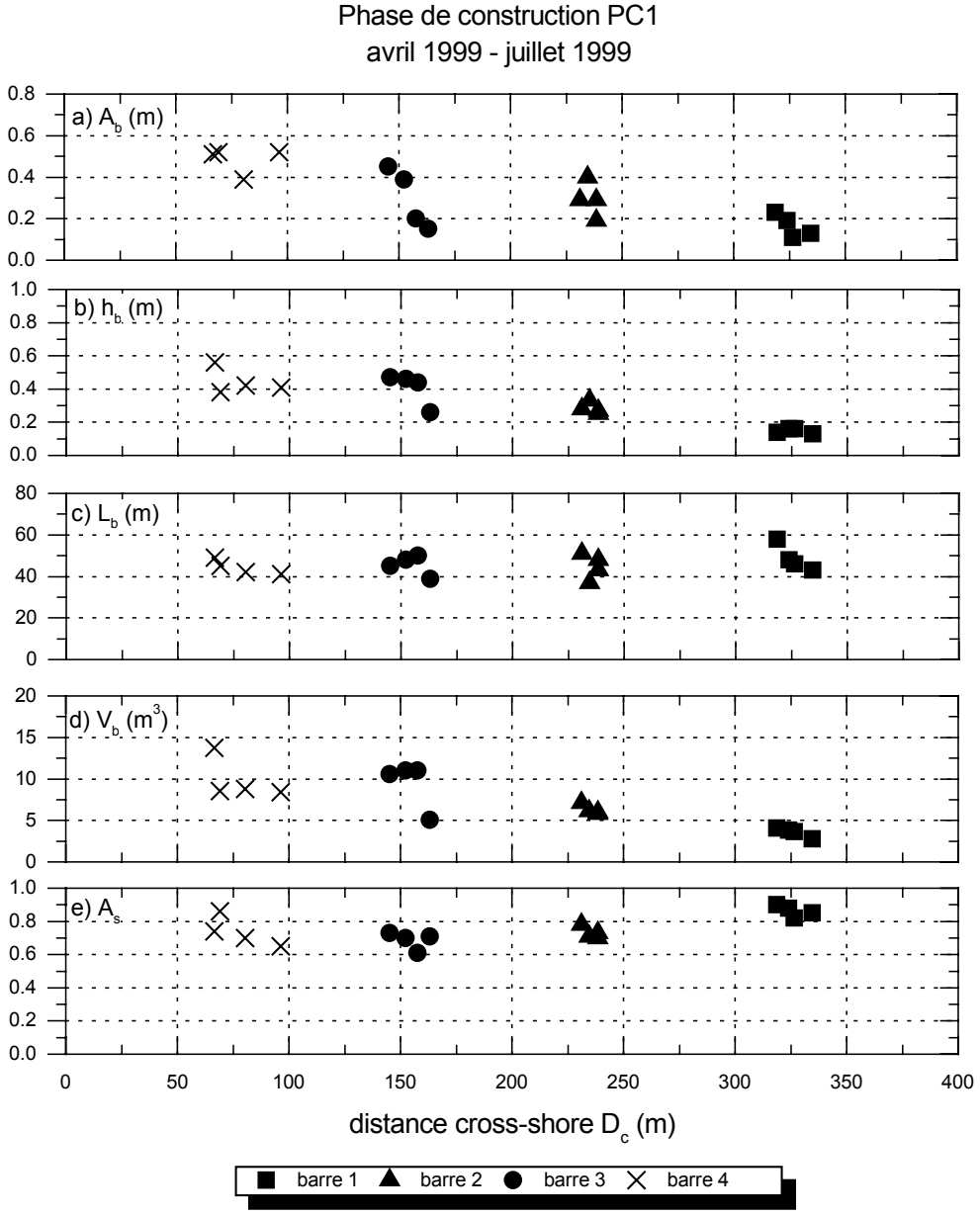


Figure IV. 9 - Paramètres morphométriques des barres en fonction de D_c durant la période de construction PC1 (cf. légende Figure IV. 8).

Durant cette période, les barres sont caractérisées par une augmentation de leur amplitude, de leur hauteur et de leur volume depuis la basse plage vers la dune (Figure IV. 9a,b,d). A l'inverse, une

tendance à la diminution vers la côte, de leur largeur et de leur asymétrie est observée (Figure IV. 9c,e).

La figure IV.10 montre la distribution des paramètres morphométriques des barres lors de la période PC2, de décembre 1999 à mars 2000. A la différence de la situation précédente, le profil de plage ne présente que trois barres. L'amplitude de la barre 2 à mi-plage est supérieure aux autres et le volume est relativement constant à l'échelle du profil. Les tendances à la diminution de l'asymétrie et de la largeur des barres vers le haut de plage sont conservées.

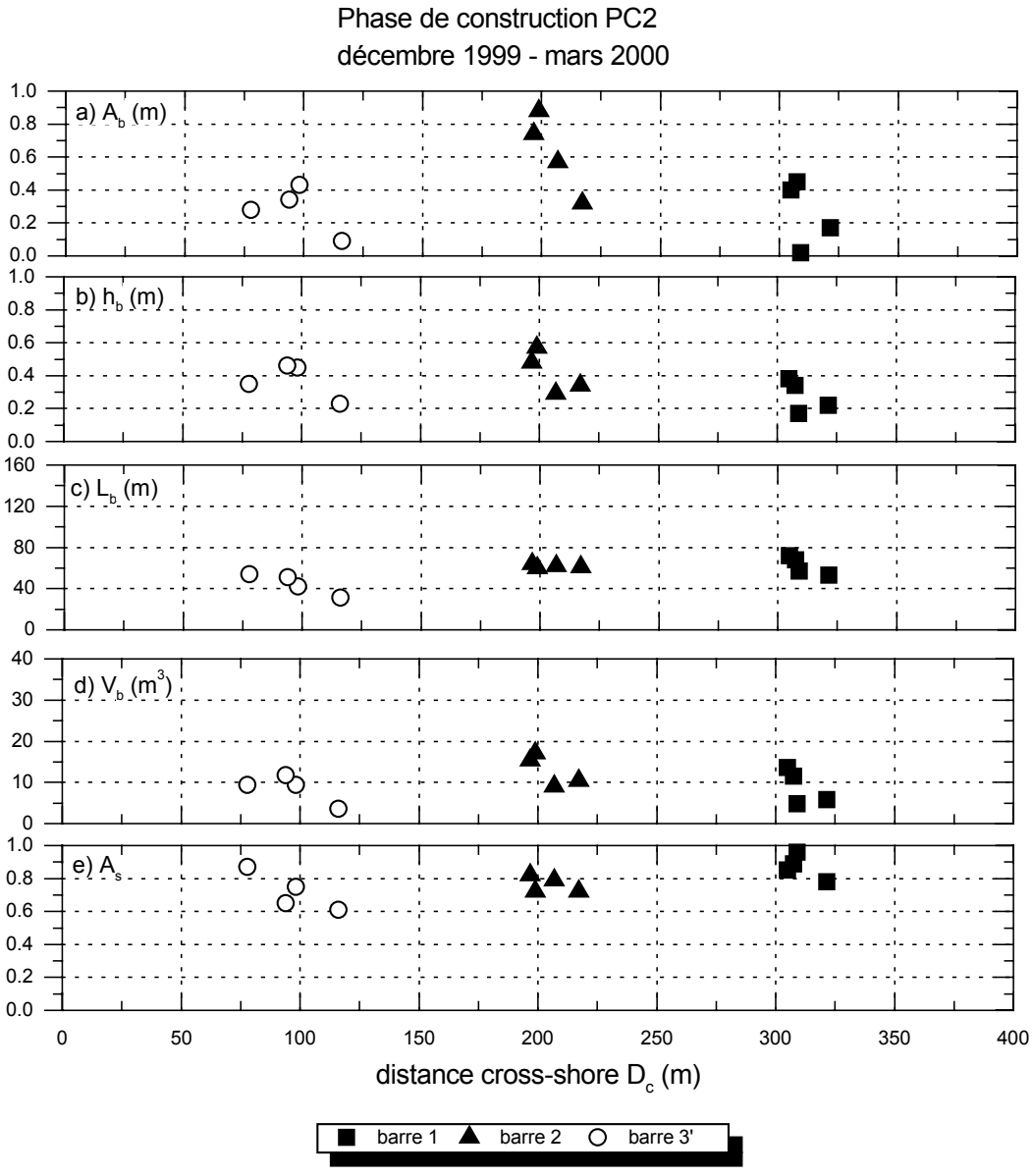


Figure IV. 10 - Paramètres morphométriques des barres en fonction de D_c durant la période de construction PC2 (cf. légende Figure IV. 8).

III.1.2.2.4 Synthèse sur la morphologie des barres intertidales à Omaha beach

L'ensemble des résultats montre que, d'une manière générale, les barres intertidales sur la moyenne et basse plage sont statistiquement homogènes en terme morphométrique. Leur amplitude crête à creux (A_b) est généralement inférieure à 0,6 m, leur largeur varie de 40 à 80 m, et elles présentent toutes une asymétrie prononcée vers le haut de plage. Elles s'avèrent donc franchement différentes des barres de *swash,* formes d'amplitude et de largeur moindre localisées sur la haute plage (Stépanian & Levoy, soumis).

Il est difficile d'extraire les grands traits caractéristiques des barres intertidales à Omaha beach selon leur localisation sur le profil, dans la mesure où elles sont particulièrement variables en fonction de l'échelle de temps considérée. Cependant, une tendance à la diminution de la largeur des barres depuis la basse plage vers le haut estran est constatée.

Concernant l'amplitude des barres, la dispersion des valeurs, sur l'ensemble des mesures, est telle qu'il ne se dégage pas de tendance claire. Une telle variabilité résulte de la superposition de dispositions morphologiques persistantes sur des pas de temps plus courts. Ainsi, lors de la phase de construction PC1, nous notons, du bas estran vers la haute plage, une augmentation de l'amplitude des barres. Cette disposition, très claire lorsque le profil présente quatre barres, ne se retrouve pas lors de la phase de construction PC2. Dans ce cas, où trois barres apparaissent, celle à proximité du niveau moyen de la mer (barre 2), se distingue par son amplitude qui peut atteindre 1 m, les autres restant inférieures à 0,5 m.

Les distinctions morphologiques étant effectuées, l'attention est portée, dans le paragraphe suivant, sur les modalités morphologiques et dynamiques de la migration des barres sur le profil intertidal.

III.1.2.3 Dynamique des barres intertidales

L'évolution morphodynamique des systèmes barres-bâches est examinée en étudiant les relations statistiques entre les variations des paramètres morphométriques entre deux levés topographiques consécutifs. Les déplacements des barres sont mesurés par les changements de position des crêtes δD_c.

III.1.2.3.1 Variations des paramètres morphométriques : conventions choisies

Les valeurs positives de δD_c définissent une migration *onshore* de la position de la crête de la barre alors que les valeurs négatives renvoient à un déplacement *offshore*. La même convention est appliquée à la vitesse de déplacement des barres ($\delta D_c/t$) en fonction du temps écoulé entre les levés. L'examen des relations entre les variations des paramètres morphométriques et la vitesse de migration $\delta D_c/t$ intègre une dimension temporelle et permet de normaliser ainsi les observations.

Un paramètre ΔA_s est défini afin d'étudier la variation de la forme des barres au cours du temps. Il correspond au rapport de l'asymétrie des barres entre deux levés consécutifs. Un rapport $\Delta A_s > 1$

indique une augmentation de l'asymétrie vers le haut de plage, alors que $\Delta A_s < 1$ traduit une diminution de l'asymétrie de la barre (et par conséquent une augmentation de son asymétrie vers la mer).

Afin de hiérarchiser les observations, les barres sont regroupées en fonction de leur position sur l'estran. Trois groupes sont ainsi identifiés à partir de la figure IV.6 : la barre de basse plage (barre 1), les barres de mi-estran, de part et d'autre du niveau moyen de la mer (barres 2, 2' et 3), et les barres situées sur la moyenne plage supérieure (barre 3' et 4).

III.1.2.3.2 Résultats

La figure IV.11 met en relation les variations des paramètres morphométriques retenus avec la vitesse de migration $\delta D_c / t$ pour toutes ces barres. La grande dispersion des valeurs montre qu'il est difficile d'extraire des relations linéaires entre ces paramètres.

Concernant la barre de basse plage (1), dont la vitesse de migration varie entre -0,5 et 0,5 m.jour^{-1}, ses déplacements *onshore* s'accompagnent dans la plupart des cas d'une augmentation de l'altitude de la crête Z_c, de son amplitude A_b et de son asymétrie, le volume V_b restant stable. Les cas de déplacement vers le large de la crête des barres présentent quant à eux une grande variabilité du comportement de Z_c et A_b. Cependant, ils sont tous associés à une diminution du rapport d'asymétrie ΔA_s.

Le comportement morphodynamique des barres de moyenne plage est également très variable. Ce sont les plus mobiles avec des vitesses de migration variant entre -0,5 et 1,2 m.jour^{-1}. En raison de la dispersion des valeurs, il est impossible d'extraire des relations linéaires convenablement ajustées entre $\delta D_c/t$ et les variations des paramètres. Cependant, l'augmentation de l'altitude de la crête Z_c lors de la migration *onshore* est assez bien décrite sur la figure IV.11a. Il en est de même pour la variation d'asymétrie des barres. A l'inverse, la variation de volume et d'amplitude ne sont pas corrélées avec les déplacements des barres (Figure IV. 11b et c).

Un comportement similaire se retrouve au niveau des barres situées sur la moyenne plage supérieure. Ainsi, il apparaît clairement que lors d'une migration *onshore*, les barres se situent de plus en plus haut sur le profil, et deviennent plus asymétriques, les variations de volume étant relativement faibles. A l'inverse, les phases de déplacement *offshore* s'accompagnent d'une diminution de Z_c, de l'asymétrie dans la plupart des cas, ainsi que d'une baisse minime du volume V_b, l'évolution de l'amplitude A_b étant variable.

D'une manière générale, la mise en relation de δZ_c et ΔA_s avec $\delta D_c/t$ suggère une corrélation intuitive. Elle se traduit par une augmentation de l'altitude de la crête Z_c et de l'asymétrie vers le haut de plage lors des migrations *onshore* et inversement, d'une diminution de Z_c et de l'asymétrie lors de déplacement de la crête vers le large.

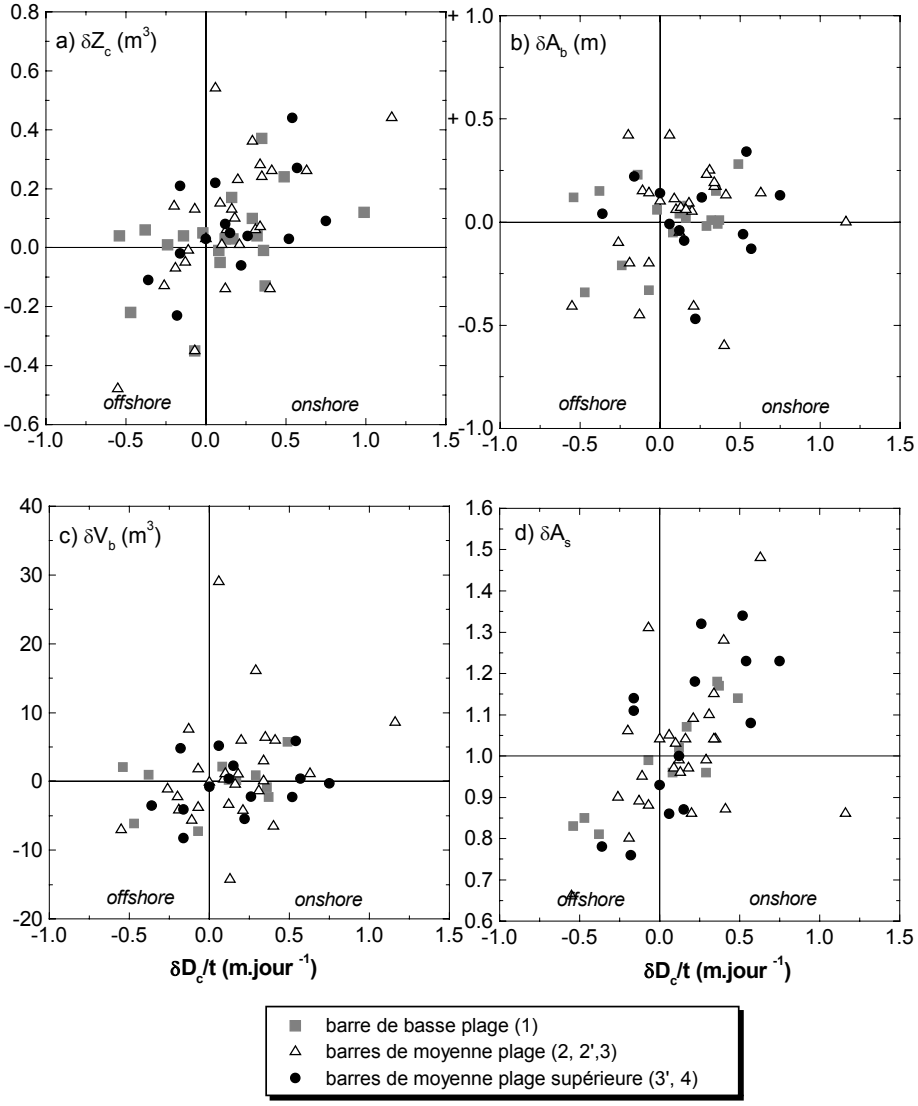


Figure IV. 11 - Évolution des paramètres morphométriques en fonction de la vitesse de migration des barres, positive onshore et négative offshore.
a) δZ_c, variation de l'altitude de la crête (m) ; b) δA_b, variation d'amplitude crête à creux de la barre (m) ; c) δV_b, variation du volume de la barre (m^3) ; d) rapport d'asymétrie ΔA_s

III.1.3 Discussion

L'analyse morphométrique des profils de plage permet de préciser d'une part, les caractéristiques morphologiques des barres sur Omaha beach incluant leur localisation sur le profil, et d'autre part, les variations de ces caractéristiques lors de leurs déplacements transversaux.

- **Concernant la morphologie des barres :**

Les paramètres morphométriques qui décrivent les barres intertidales sur Omaha beach sont du même ordre de grandeur que ceux décrits dans les études précédentes (King, 1972 ; Mulrennan, 1992). L'amplitude crête à creux maximale des barres est de 1 m, la longueur d'onde est de l'ordre de la centaine de mètres et la largeur des barres varie entre 40 et 80 m. Leur localisation est reliée également

aux niveaux de marée, notamment pour la barre de basse plage et celle de moyenne plage supérieure, à proximité des niveaux moyens de mortes-eaux, les barres de mi-estran se répartissant de part et d'autre du niveau moyen de la mer.

A la différence des observations de King (1972) [cf. Chapitre I], l'amplitude des barres sur Omaha beach ne croît pas progressivement vers le bas de plage. En revanche, nous retrouvons ici les caractéristiques générales énoncées par King (1972), à savoir, une augmentation de la largeur des barres vers le large et une relative corrélation entre leur position sur le profil et les niveaux moyens de marée. Masselink & Anthony (2001) relèvent également certaines différences sur les plages de Blackpool (UK) et de Leffinckoucke (Pas-de-Calais). Ils notent en particulier la grande variabilité de la position des barres par rapport aux niveaux moyens de marée et considèrent ces variations comme un caractère spécifique au site étudié dont l'origine reste imprécise.

- **Concernant la dynamique des barres**

A Omaha, les vitesses de migration des barres, calculées à une échelle de temps contrainte par la périodicité des levés topographiques (moyenne journalière à partir de données mensuelles), varient entre -0,5 et 1,2 m.jour^{-1}, pour des mouvements respectivement *offshore* et *onshore*. Ces valeurs sont conformes aux observations rapportées dans la littérature (cf. Ch. I – Tableau I.3).

Leur déplacement vers le haut de plage s'accompagne généralement d'une augmentation de l'asymétrie et de l'altitude des crêtes. A la lumière des observations réalisées à court-terme (campagne Omaha 99), l'augmentation d'asymétrie des barres est attribuée aux transferts sédimentaires dans les faibles tranches d'eau, pendant les périodes d'accrétion (H_s < 1 m). En effet, dans ces conditions de faible agitation, les processus de *swash* et de déferlement redistribuent les sédiments, du revers de la barre vers le talus générant ainsi une augmentation de l'asymétrie des barres. Ce processus est communément décrit sur les barres de *swash* sensu stricto (Van der Berg, 1977 ; Dabrio & Polo, 1981) et les barres internes des plages microtidales (Sunamura & Takeda, 1984). De plus, la relative stabilité du volume V_b traduit une dynamique des sédiments à l'échelle de la barre, conforme aux observations réalisées pendant Omaha 99. C'est la barre entière qui migre, les sédiments érodés de son revers marin sont transportés au niveau du talus.

Les périodes de déplacement offshore des crêtes des barres sont générées par les tempêtes et leurs processus hydrodynamiques associés, essentiellement les courants de retour. Dans ces conditions, les barres subissent un affaissement de leur crête (Z_c) et une diminution de leur asymétrie, mais une large variabilité des comportements morphodynamiques se surimpose à cette tendance générale.

Une mise en relation des variations morphométriques des barres et des forçages hydrodynamiques est réalisable empiriquement par l'identification des périodes de faible agitation et de tempêtes. Cependant, l'extraction de relation mathématique directe est difficile à envisager en raison d'une part, du décalage temporel entre l'acquisition des levés topographiques à un pas de temps mensuel et les très rapides variations des conditions d'agitation, et d'autre part, de la difficulté de définir un paramètre correct décrivant ces dernières (Larson & Kraus, 1992).

La dynamique transversale des barres à présent décrite et quantifiée, l'évolution longitudinale des barres à moyen terme fait l'objet du paragraphe suivant.

III.2 Morphodynamique 2DH : dynamique *longshore* des barres et des chenaux

Les visions tridimensionnelles des Modèles Numériques de Terrain (cf. annexe 3) montrent que les évolutions morphologiques au cours des deux années de suivis présentent souvent une composante longitudinale. Les chenaux de drainage et leur divagation sur l'estran perturbent un comportement homogène des barres dans leur migration (campagne Omaha 99), mais aussi dans leur réponse à une période d'énergie modérée (campagne Omaha 2K).

Dans cette partie, nous nous focaliserons sur la variabilité latérale du comportement des barres à l'aide d'une analyse morphométrique de la position des chenaux de vidange.

III.2.1 Analyse morphométrique 2DH : méthodologie

La vue tridimensionnelle de la topographie intertidale n'est pas idéale pour représenter les variations de position des chenaux de drainage. Afin de faciliter la visualisation des barres et des chenaux, nous avons opté pour une représentation plane de la morphologie (2DH) issue d'une analyse morphométrique similaire à celle employée lors de l'analyse des profils topographiques. Selon cette approche, les barres sont considérées comme des anomalies topographiques positives par rapport à une surface de comparaison théorique, définie comme la « surface d'équilibre de la plage ». L'ensemble des limites de validité et d'applications de cette méthode sont identiques à celles relatives à l'approche morphométrique 2DV des profils de plage.

III.2.1.1 Détermination de la surface de comparaison

La surface de référence est définie comme une surface moyenne calculée à partir de cinq profils d'équilibre, espacés de 100 m, couvrants l'ensemble de la zone étudiée. Le profil d'équilibre moyen est retenu pour servir de référence. L'extension transversale de la surface de comparaison est limitée à la zone de développement des barres et bâches, sur la moyenne et basse plage, soit entre 50 et 400 m du pied de dune,

Rappelons que le profil d'équilibre est de la forme suivante :

$$z(x) = h_r - Ax^b \qquad \textit{Eq.IV. 3}$$

avec x, la distance *cross-shore* variant entre 50 et 400 m, $z(x)$, l'altitude IGN69 (m), A, le paramètre d'échelle, b, le paramètre de forme et h_r, la hauteur de référence (3,45 m IGN69).

Les paramètres A et b calculés pour nos cinq profils, et les valeurs du profil moyen retenu, sont reportés dans le tableau IV.2.

Profil	A	b
P0	0,1003	0,6786
P100	0,124	0,6432
P200	0,1214	0,6486
P300	0,1184	0,655
P400	0,0988	0,6891
P_{moyen}	0,1126	0,6629

Tableau IV. 2 - Caractéristiques des paramètres des profils d'équilibre, calculés pour les cinq positions longshore et paramètres du profil d'équilibre moyen.

III.2.1.2 Calcul des résiduels et représentation graphique

La démarche employée est schématisée sur la figure IV.12. Pour chaque levé, le calcul des altitudes résiduelles, par rapport à la surface de référence, est réalisé directement à partir des mailles interpolées de la manière suivante :

$$z(x,y)_{res} = z(x,y)_i - z(x,y)_{eq} \qquad \textit{Eq.IV. 4}$$

avec $z(x,y)_{res}$, l'altitude résiduelle pour tout x et y, $z(x,y)_i$ l'altitude du levé à la date i, et $z(x,y)_{eq}$, l'altitude de la surface de comparaison.

Une interpolation linéaire est ensuite réalisée à partir de la maille des altitudes résiduelles calculées. Elles sont alors représentées en 2DH, le contour des barres [$Z(x,z)_{res} > 0$] étant en grisé et le réseau de bâches et chenaux [$Z(x,z)_{res} < 0$] en blanc.

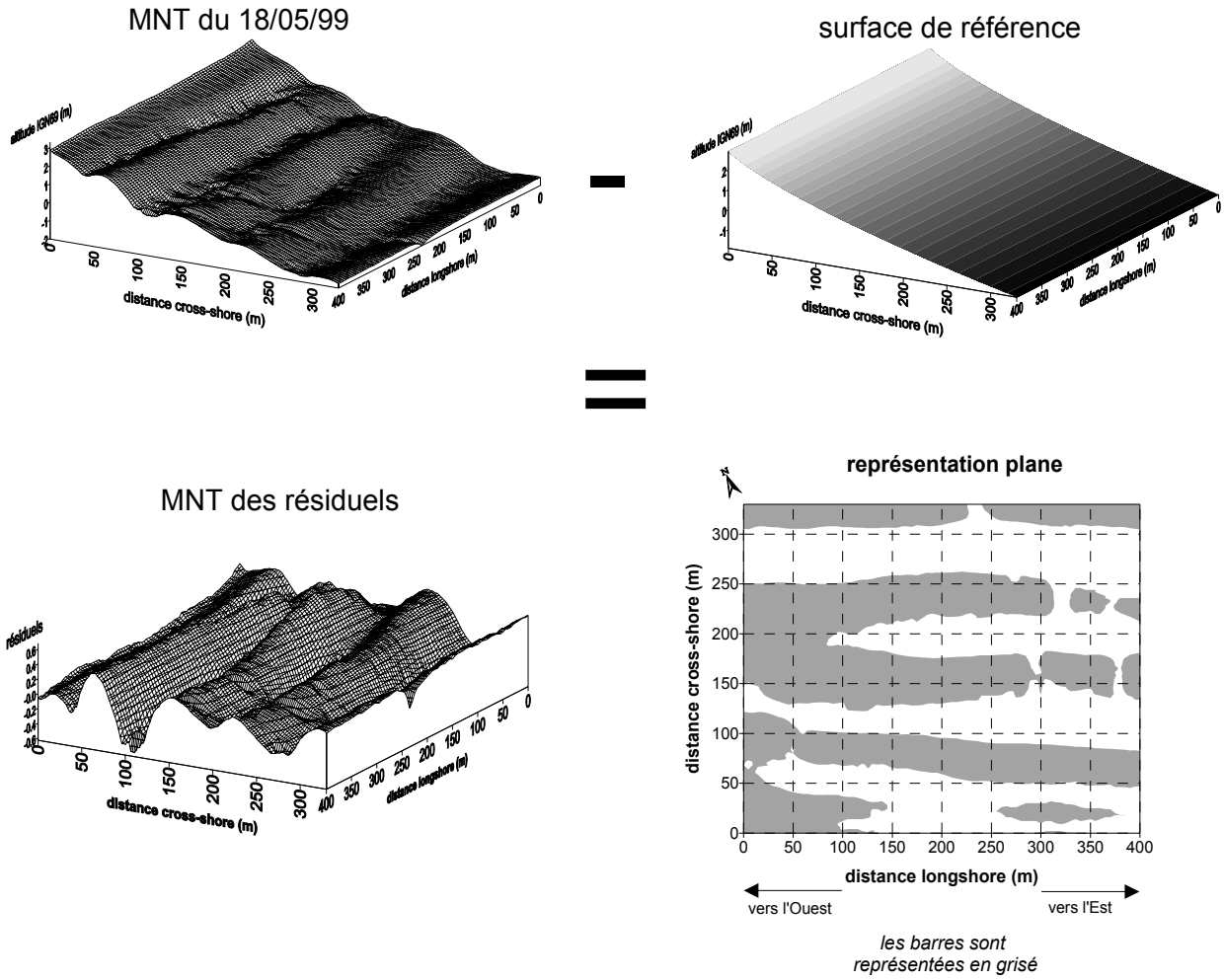


Figure IV. 12 - Méthodologie de représentation plane des morphologies tridimensionnelles – exemple du levé du mai 1999.

III.2.2 Évolutions morphodynamiques

L'évolution morphodynamique présentée ici concerne les changements topographiques tridimensionnels lors des phases de construction et de migration des chenaux de vidanges (cf. Ch. IV.II, Stépanian & Levoy, soumis). Le but est en effet de préciser le comportement mensuel des chenaux et des barres lorsque celles-ci se forment ou sont déjà formées. L'étude de leurs évolutions en période de tempête sera abordée par la suite dans la quatrième partie de ce chapitre.

III.2.2.1.1 Période d'avril à octobre 1999.

Cette période inclut la première phase de construction (PC1 : avril – juillet 1999) et la phase estivale de migration des chenaux de vidange (juillet-octobre 1999). Les deux phases sont étudiées ensemble dans la mesure où la plage conserve une morphologie générale avec quatre barres. L'évolution de la disposition des barres et des chenaux pendant cette période est schématisée sur la figure IV.13.

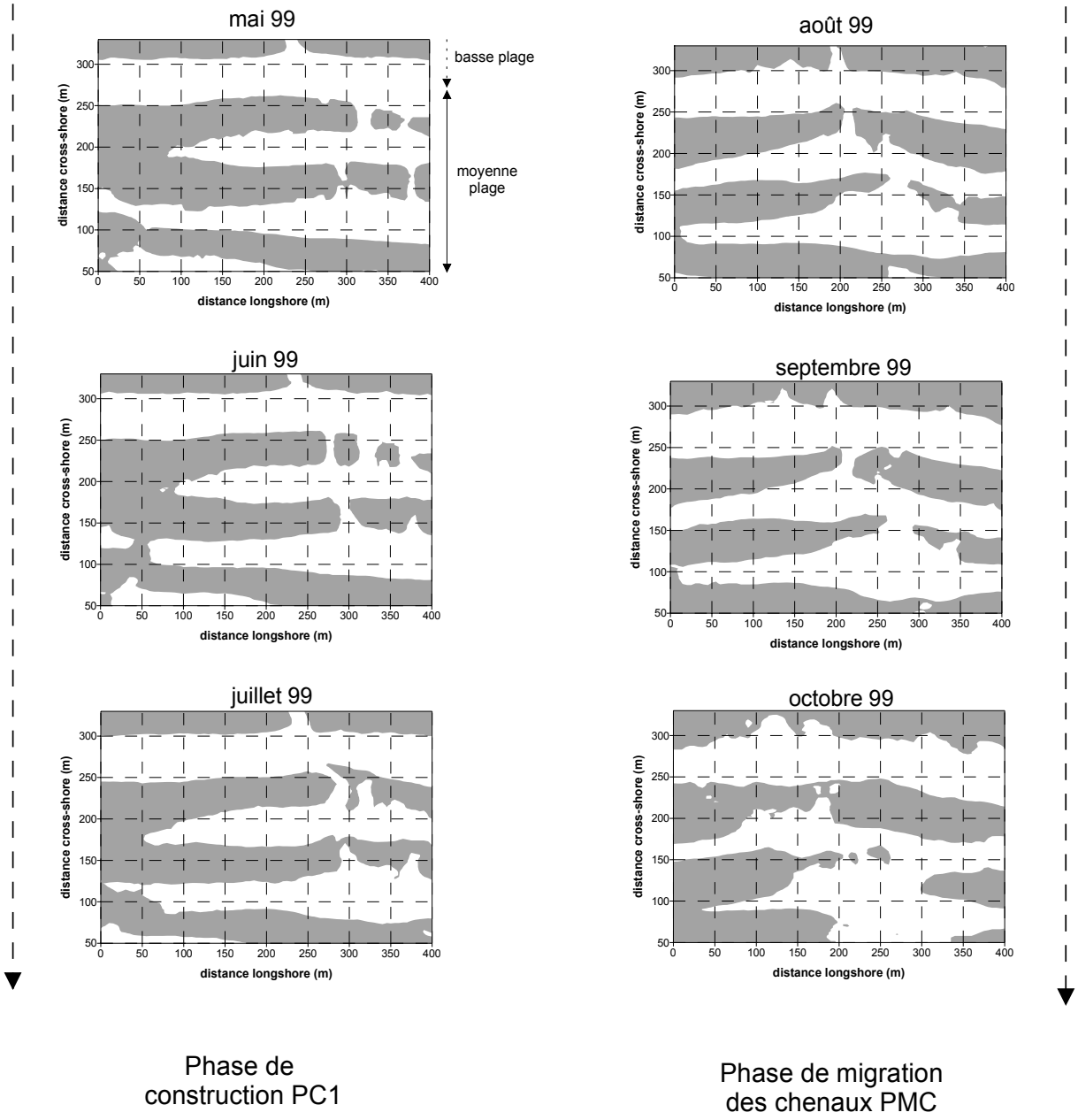


Figure IV. 13 - Évolution longitudinale des systèmes barre-bâche d'avril à octobre 1999.

Cette période est marquée par l'établissement du réseau de drainage sur la partie est de la zone de suivi d'avril à juillet 1999. Entre juillet et août, les chenaux migrent vers le centre, sur une distance de l'ordre de 50 à 100 m, en fonction de leur position par rapport au pied de dune. Cela entraîne une déstabilisation des barres au niveau du profil central, observée lors de l'étude qualitative préliminaire (Stépanian & Levoy, soumis). Entre août et septembre, la disposition des chenaux ne change pas, alors que le levé d'octobre montre une déstructuration du réseau. Ceci est visible notamment sur la moyenne plage supérieure avec une augmentation significative de la largeur des chenaux.

III.2.2.1.2 Période de décembre 1999 à mars 2000 : Phase de construction PC2

Cette période, pendant laquelle le nombre de barres sur la plage passe de deux à trois, succède à l'état détruit de novembre 1999. La succession des dispositions des morphologies (Figure IV. 14) montre la reconstruction de la barre, initiée en décembre 1999 à environ 100 m du trait de côte et effective en janvier 2000. En parallèle, le réseau de chenaux se met en place sur la partie est où les barres présentant une forte obliquité vers le NE, alors qu'elles sont rectilignes sur la partie ouest. Une telle situation se maintient jusqu'en mars 2000.

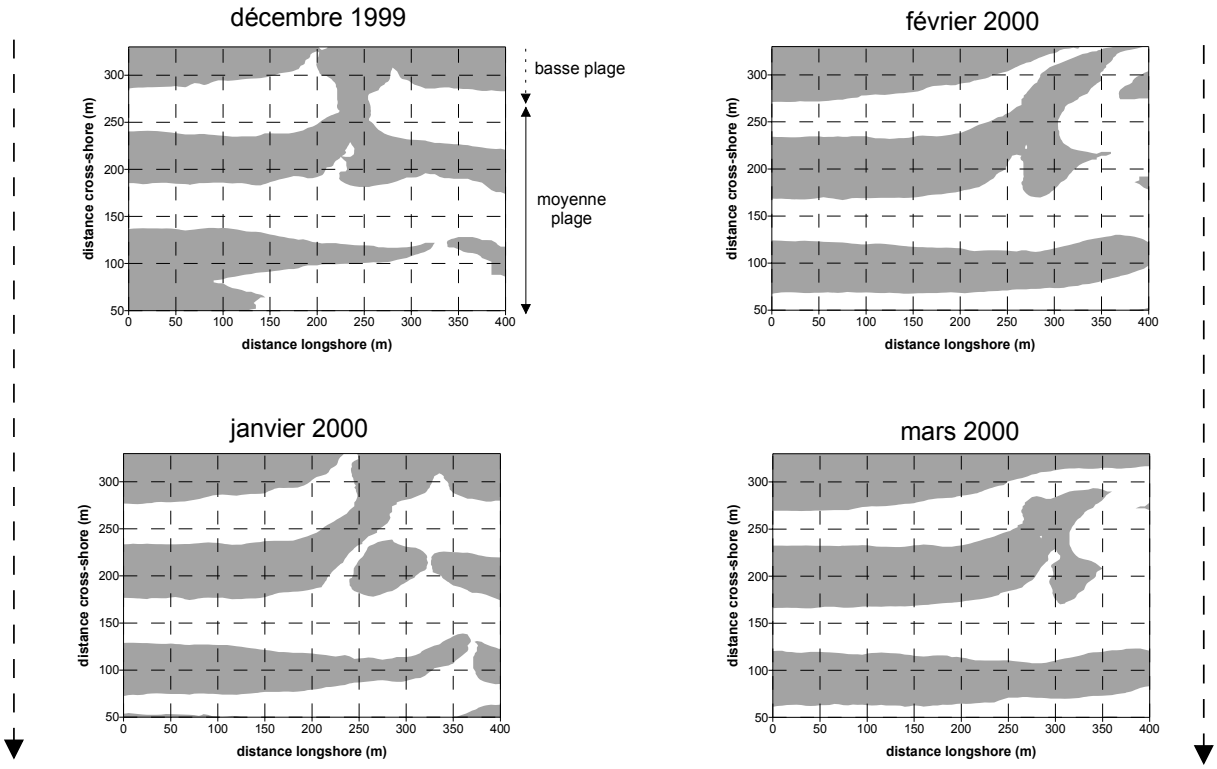


Figure IV. 14 - Évolution longitudinale des systèmes barre-bâche de décembre 1999 à mars 2000.

III.2.2.1.3 Période de mai à novembre 2000 : phase de construction PC3

L'évolution morphologique longitudinale est particulièrement significative pendant cette période de construction. Elle est marquée par une grande variabilité de la position du réseau de chenaux de vidange (Figure IV. 15). En mai 2000, il se situe au centre de la zone, le chenal principal étant orthogonal aux barres. Au cours du temps, la barre de moyenne plage se divise en deux parties aux comportements différents. La partie est migre très légèrement vers le haut de plage mais conserve sa forme et son orientation parallèle au trait de côte. La partie ouest s'incline, quant à elle, de quelques degrés vers le NE, en s'étendant vers l'Est. L'aboutissement de cette migration longitudinale de la barre et des chenaux associés est atteint en novembre 2000 où les barres sont clairement disposées « en baïonnette ».

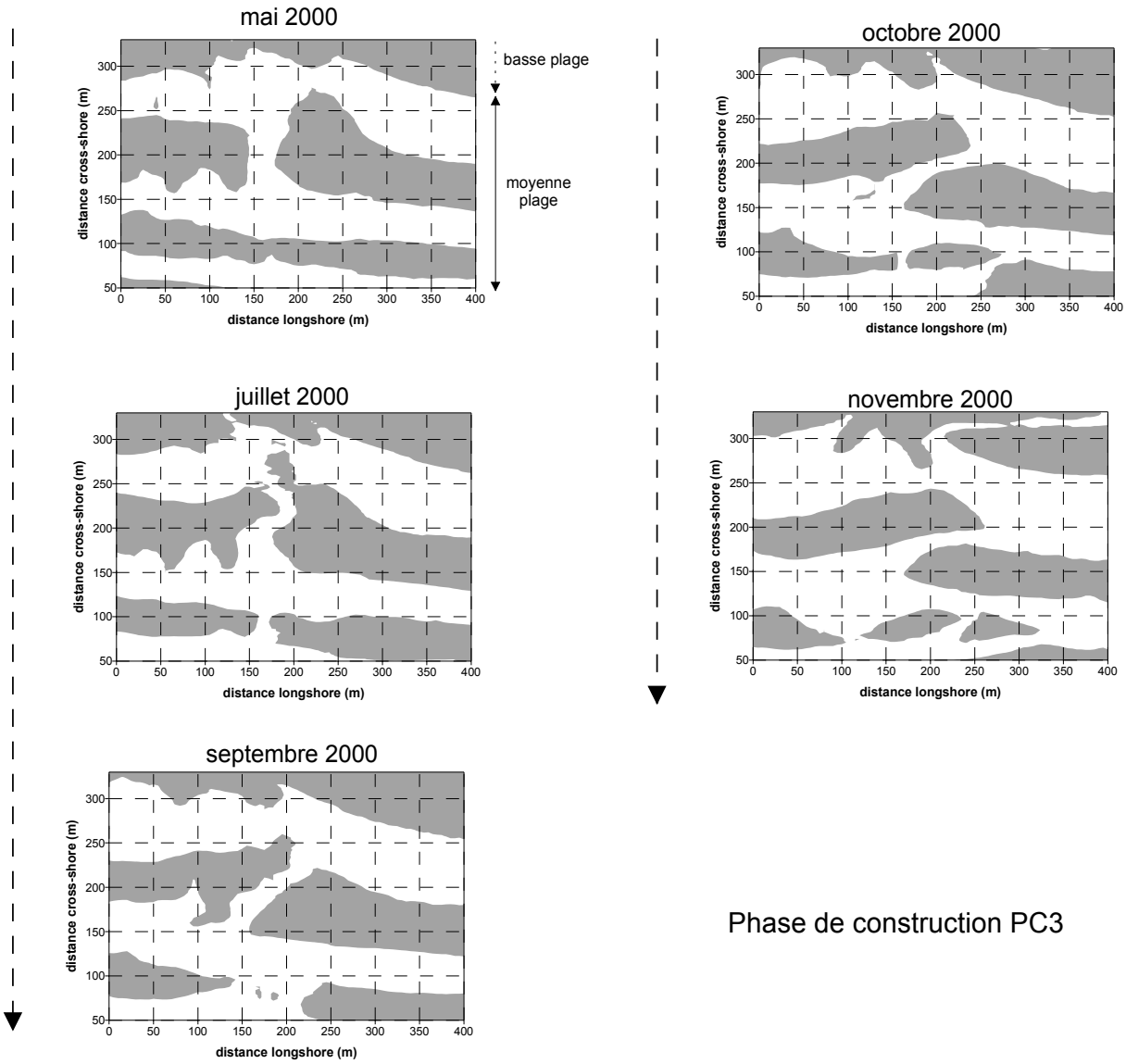


Figure IV. 15 - Évolution longitudinale des systèmes barre-bâche de mai à novembre 2000.

III.2.3 Relation entre la variabilité morphologique longitudinale et les forçages hydrodynamiques liés à l'agitation

Les évolutions topographiques précédentes soulignent des comportements longitudinaux particulièrement variables :

- Les phases de construction PC1 et PC2 montrent une relative stabilité du réseau de chenaux de vidange ;
- La phase de migration des chenaux de vidange est caractérisée par leur déplacement vers l'Ouest ;
- La réorganisation du réseau des chenaux durant la phase de construction PC3 semble être la conséquence de la migration longitudinale vers l'Est de la barre.

Afin de vérifier la relation entre les changements morphologiques et l'incidence des houles à la côte une approche énergétique, similaire à celle utilisée précédemment est employée (Stépanian & Levoy, soumis). Le flux d'énergie total des houles P est décomposé suivant une direction normale (P_{cross}) et une direction parallèle (P_{long}) au trait de côte, en fonction de l'angle d'incidence des vagues à la côte θ (Figure IV. 16), à l'aide des relations suivantes :

$$P_{cross} = P \cos\theta$$
$$P_{long} = P \sin\theta$$

avec P, P_{cross}, et P_{long}, en Joules/seconde ($J.s^{-1}$) et θ en degré (°).

Les valeurs négatives de P_{long} indiquent une incidence négative des houles (secteur NNW), une incidence positive caractérisant des houles de secteur NE.

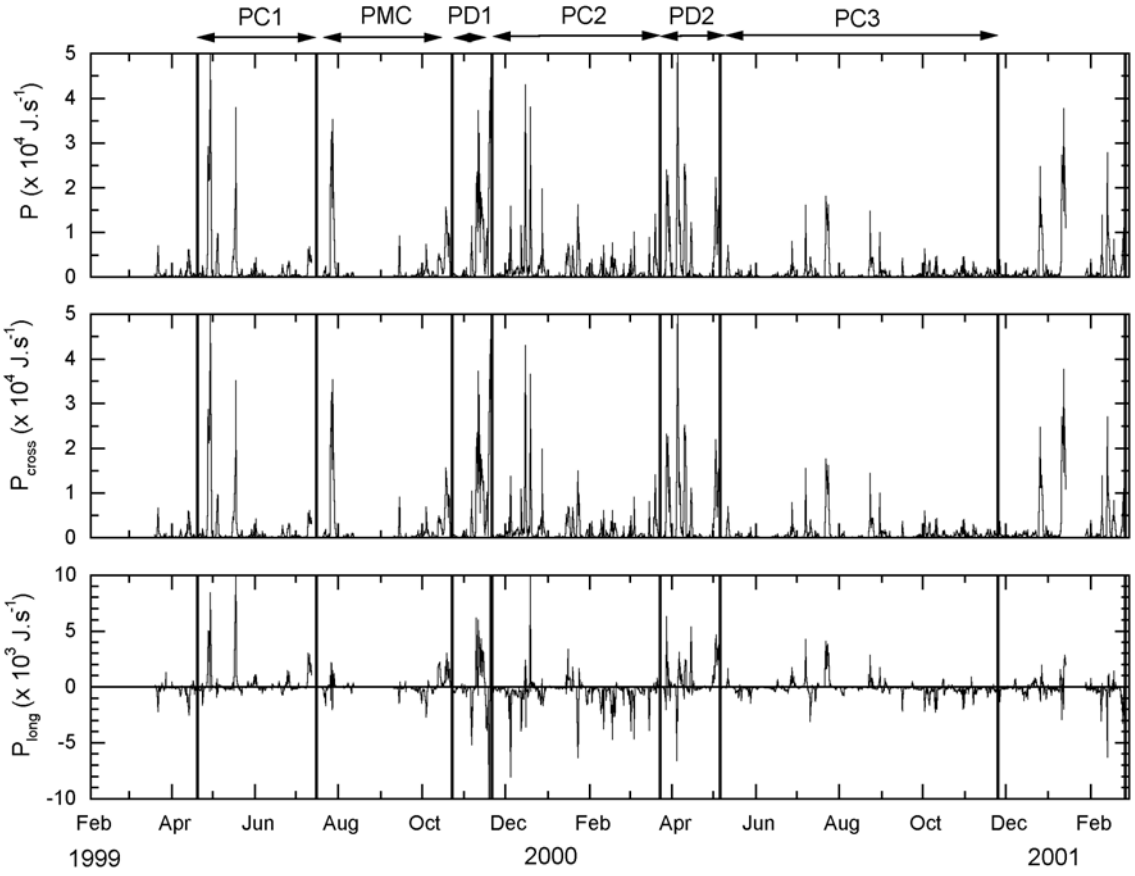


Figure IV. 16 - Estimation du forçage hydrodynamique transversal et longitudinal par décomposition cross-shore (P_{cross}) et longshore (P_{long}) du flux d'énergie des houles P.

Pour chaque période précédemment étudiée, P_{long} est intégré sur la durée afin de déterminer la tendance générale des forçages *longshore*, susceptibles d'engendrer des évolutions morphologiques longitudinales (vers l'Ouest quand $P_{long} > 0$, et vers l'Est quand $P_{long} < 0$). Les valeurs sont rassemblées dans le tableau IV.3.

période	début	fin	P (J)	P_{long} (J)	nombre de jours	<P> (J.j-1)	<P_{long}> (J.j-1)
PC1	20/04/99	16/07/99	177224	27586	87	2037	317
PMC	16/07/99	23/10/99	?		99	?	
PC2	21/11/99	23/03/00	234751	-45635	123	1909	-371
PC3	06/05/00	25/11/00	182186	-14124	203	897	-70

Tableau IV. 3 - Énergie totale P et composante longshore de l'énergie des houles P_{long}, intégrée sur la durée de la période et valeurs moyennes. Le point d'interrogation signale un manque de données dû à un dysfonctionnement technique du courantomètre-houlographe en août 1999.

A l'échelle des périodes étudiées, les forçages longitudinaux, générés par les houles, ne composent qu'une faible partie de l'énergie totale. Cependant, quelques adéquations entre la direction principale des forçages et les configurations morphologiques peuvent être notées. Ainsi l'orientation des chenaux vers le NE durant la période PC2, et les mouvements vers l'Est de la barre de moyenne plage lors de la période PC3 sont en accord avec un forçage hydrodynamique général, bien que faible, vers l'Est pendant ces périodes ($P_{long} < 0$). Les forçages longitudinaux pendant la phase de construction PC1 sont quant à eux dominés par une direction vers l'Ouest ($P_{lon} > 0$), qui traduit l'effet dominant des houles de secteur NE pendant cette période. Les barres intertidales semblent peu réactives à cette tendance générale, les chenaux ne changeant pas de position. La phase de migration des chenaux PMC reste inexpliquée en raison du manque de données hydrodynamiques durant cette période. Cependant, le déplacement net des chenaux implique un transport littoral conséquent vers l'Ouest, entre juillet et août 1999. La présence d'un événement de forte énergie au mois de juillet, n'est probablement pas neutre sur une telle évolution (Figure IV. 16).

III.2.4 Discussion - Conclusions

L'étude de la variabilité longitudinale des évolutions morphodynamiques des systèmes de barres et de bâches est particulièrement rare dans la littérature, la plupart des travaux concentrant leur analyse sur un seul profil topographique (King & Williams, 1949 ; Parker, 1975 ; Wright, 1976 ; Levoy *et al.*, 1998).

Notre étude montre que, à l'échelle de deux ans, la variabilité longitudinale du comportement morphodynamique de la zone intertidale est reliée à la dynamique du réseau de drainage. Celle-ci est contrôlée par des déplacements des barres parallèlement à la côte, à l'origine de différences significatives de leur comportement à l'échelle de 400 m de linéaire côtier. La disposition des chenaux entraîne ainsi une dynamique *cross-shore* des barres hétérogène longitudinalement. Nos observations montrent de plus que les déplacements des chenaux sur l'estran constituent un facteur de déstabilisation du profil de plage, particulièrement durant des périodes de construction morphologique.

L'évolution morphodynamique des chenaux est appréciable à une échelle de temps inférieure à celle définie comme moyen terme, dans la mesure où ils se développent en conditions d'accrétion des barres, pour évacuer les eaux accumulées dans les bâches. Il se forment à la faveur de points bas et leur dynamique semble être conditionnée, pour partie, par l'incidence des houles à la côte et la dérive

littorale associée, qui contrôle la forme des barres et leur obliquité par rapport au trait de côte. Cependant, une dynamique propre au chenaux contrôle également leur présence et leur pérennité ; ils s'auto-entretiennent du fait des écoulements particulièrement actifs qui y règnent en fin de vidange de l'estran.

III.3 Conclusions sur la morphodynamique des systèmes barres-bâches

Sur Omaha beach, les systèmes de barres et de bâches répondent principalement aux variations de forçages hydrodynamiques par des mouvements transversaux dans le profil de plage. Cette composante *cross-shore* est analysée selon une approche morphométrique, permettant de quantifier l'évolution morphodynamique des barres. Elles migrent *onshore* et deviennent plus asymétriques vers la haute plage pendant les périodes de faible agitation. Des déplacements vers le large, conséquences des périodes de tempête, sont accompagnés généralement d'une érosion de leur crête et d'une diminution de leur asymétrie.

En parallèle de ces variations *cross-shore*, les barres présentent des mouvements *longshore* remarquables à partir des diverses positions du réseau de chenaux de drainage. Cette dynamique longitudinale résulte, pour partie, de l'incidence oblique des houles à la côte, les vidanges de l'estran en fin de marée participant également au creusement du chenal et à son maintien. La présence et la divagation de ces chenaux sur l'estran est également responsable d'une perturbation locale du comportement morphodynamique des barres.

La quantification des composantes transversale et longitudinale des changement topographiques est difficile à mettre en évidence à l'aide des données morphologiques. Cependant, les forçages hydrodynamiques montrent clairement une dominance du flux d'énergie *cross-shore* des houles par rapport aux composantes *longshore*, celles-ci étant suffisantes pour générer de légères migrations des barres parallèlement au trait de côte.

L'évolution temporelle à travers l'identification des séquences morphodynamiques et l'analyse morphométrique (Figure IV. 5) montrent une tendance générale à la migration des barres vers le haut de plage. Cependant, celle-ci est perturbée par l'impact des tempêtes. Les conditions régissant l'accrétion des barres et leur migration vers le haut de plage sont à présent bien décrites par l'analyse des résultats de la campagne Omaha 99 et le suivi à moyen terme. Il nous faut maintenant préciser les effets des tempêtes sur les morphologies intertidales et leur rôle dans l'évolution morphodynamique à moyen terme.

IV IMPACTS DES TEMPÊTES SUR LA MORPHOLOGIE INTERTIDALE

La mise en évidence du caractère séquentiel de l'évolution morphodynamique a permis de souligner l'importance des tempêtes sur la morphologie intertidale de la plage d'Omaha (Stépanian & Levoy, soumis). Elles ont un rôle fondamental de par leur action érosive qui conduit à un nouvel état

morphologique à partir duquel se développent les barres à la faveur des périodes de faible agitation suivantes.

Il s'agit ici d'étudier des impacts des tempêtes sur les systèmes de barres et bâches, afin d'apprécier plus précisément les divers paramètres qui conditionnent leurs effets. Bien que ceux-ci s'observent à une échelle de temps de l'ordre de quelques jours, voire de quelques heures, ces évènements de haute énergie sont analysés à l'aide des levés topographiques effectués pendant le suivi mensuel. Ces données permettent de cerner les conséquences morphologiques de ces événements dont les caractéristiques sont enregistrées en continu par le courantomètre-houlographe placé à la limite des domaines subtidaux et intertidaux.

IV.1 Événements de haute énergie : définition, caractérisation, et processus hydrodynamiques

IV.1.1 Définition des périodes de tempêtes sur Omaha beach

Dans le cadre de la présente étude, la définition des périodes de tempêtes est réalisée à partir de la série chronologique des conditions d'agitation obtenue sur Omaha beach (Figure IV.1). Le problème consiste à déterminer une valeur seuil de l'agitation basée sur le paramètre simple H_s (hauteur significative de la houle). Les épisodes de tempêtes sont ainsi définis comme les périodes pendant lesquelles H_s est supérieure à cette valeur seuil (Lee *et al.*, 1995, 1998). Celle-ci est évidemment une caractéristique spécifique au site d'étude.

Dans leurs travaux sur la plage de Duck (Caroline, USA), Lee *et al.* (1995) fixent une telle valeur seuil à $H_{s,0}$ = 1 m, avec $H_{s,0}$, hauteur de la houle enregistrée en eau profonde. Dans une publication postérieure, ils retiendront une valeur de 2 m (Lee *et al.*, 1998). Dans ces deux cas, ils choisissent de ne conserver qu'un critère hydrodynamique, en raison de la masse des données acquises sur Duck, qui nécessite un choix précis pour une analyse systématique des épisodes de tempêtes sur des séries chronologiques, topographiques et hydrodynamiques d'une dizaine d'années de mesures hebdomadaires.

Sur Omaha beach, les mesures réalisées pendant deux ans montrent que les conditions de forte agitation sur la basse plage, lorsque la hauteur significative de la houle dépasse un mètre (H_s > 1 m), représentent 10 % du temps. Nous considérons, en première approximation, que cette valeur, deux fois supérieure à la hauteur de la houle moyenne (H_s = 0,43 m), est représentative des conditions de tempêtes à l'échelle de notre suivi. Cette approximation est d'autant plus justifiée que les observations réalisées à court-terme (Ch. III) montrent que l'accrétion des barres est clairement contemporaine de périodes pendant lesquelles H_s est inférieure à un mètre (campagne Omaha 99). Les conditions d'agitation modérée ($H_s \approx$ 1 m) conduisent à une relative stabilité des morphologies (Omaha 2K). L'ensemble de ces remarques est conforté par l'analyse des séquences d'évolution morphodynamique.

IV.1.2 Caractérisation et paramétrisation des tempêtes

Ce paragraphe s'attache à préciser la caractérisation et la quantification d'un événement hydrodynamique de tempête à partir d'un enregistrement quasi-continu d'agitation sur la basse plage. Il y est aussi précisé quels sont les processus hydrodynamiques qui dominent les champs de courant en forte agitation et quel est leur intensité sur la plage d'Omaha beach.

IV.1.2.1 Caractéristiques des tempêtes

L'analyse de la série chronologique de la hauteur des houles sur la basse plage révèle 45 évènements de haute énergie au cours des deux années de mesures (Figure IV. 17). Les caractéristiques de chaque événement (hauteur de la houle, période, angle d'incidence à la côte) peuvent être précisées.

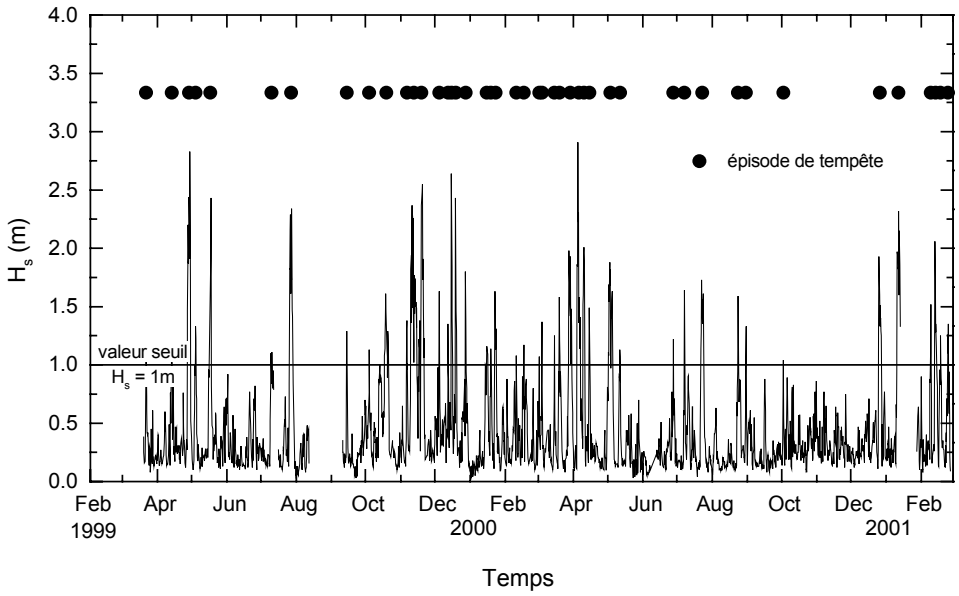


Figure IV. 17 - Identification des tempêtes à partir des mesures d'agitation sur la basse plage.

Pour chaque événement, sont calculés et représentés sur la figure IV.18 :

- la hauteur significative moyenne de la houle $H_{s,moy}$ et la hauteur significative maximale $H_{s,max}$;
- la période de pic moyenne T_p et la période significative moyenne T_s ;
- l'angle d'incidence moyen de la houle à la côte θ ;
- le paramètre *MAR*, défini comme le rapport du marnage moyen durant la tempête sur le marnage moyen de vive-eau (*MSR* = 6,2 m), un rapport proche de 1, caractérise une tempête en vive-eau et un rapport proche de 0,5, une tempête en morte-eau ;
- la durée de la tempête, exprimée en heures.

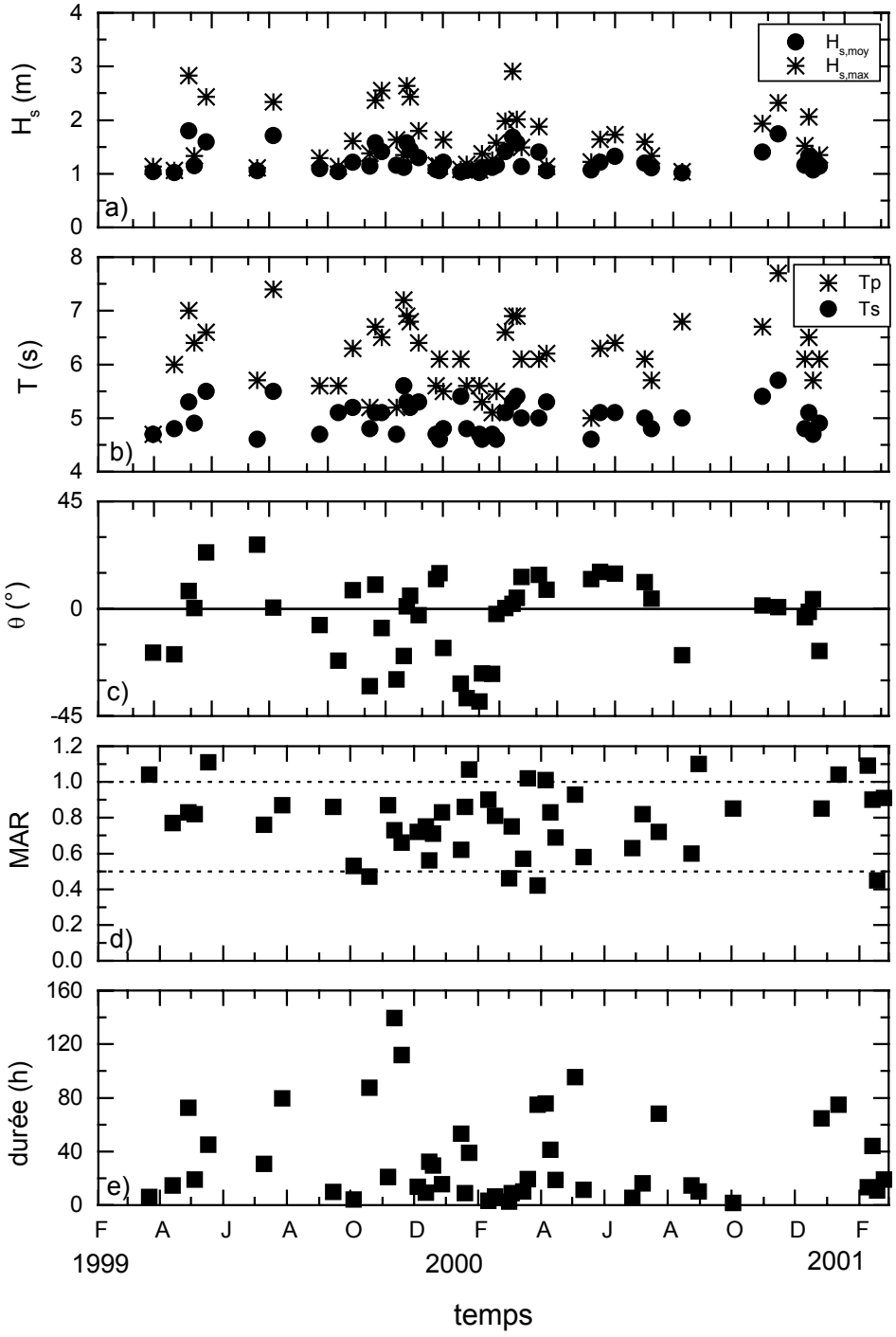


Figure IV. 18 - Caractéristiques des tempêtes sur Omaha beach durant la période d'étude.
a) hauteur significative de la houle maximale $H_{s,max}$, et moyenne $H_{s,moy}$; b) période moyenne de la houle, période de pic T_p et période significative T_s ; c) angle moyen d'incidence de la houle à la côte ; d) paramètre MAR, e) durée en heure des évènements.

La distribution mensuelle des tempêtes sur les deux années de mesures montre une plus forte fréquence des événements de haute énergie durant les mois de printemps de février à mai et en décembre (Figure IV. 19). Sur la période des mesures, les mois d'été et d'automne sont statistiquement plus calmes. En revanche, la figure IV.18c indique que durant ces saisons, l'angle l'incidence moyen

des vagues de tempêtes (θ) est plutôt négatif traduisant des vagues de secteur NNW. Pendant les mois de printemps, θ est globalement positif, ce qui traduit l'incidence des vagues de tempêtes majoritairement de secteur NE. Une telle distribution saisonnière des tempêtes est la conséquence du régime climatique normand, sous influence océanique générale (vents de secteur WSW), mais marquée par des périodes anticycloniques générant de forts vents de mer, renforcés épisodiquement par des brises thermiques. Les hautes pressions, alors centrées sur les îles britanniques, génèrent des flux de quadrant N établis qui produisent une forte agitation dont l'incidence est globalement frontale au littoral occidental du Calvados et Omaha beach.

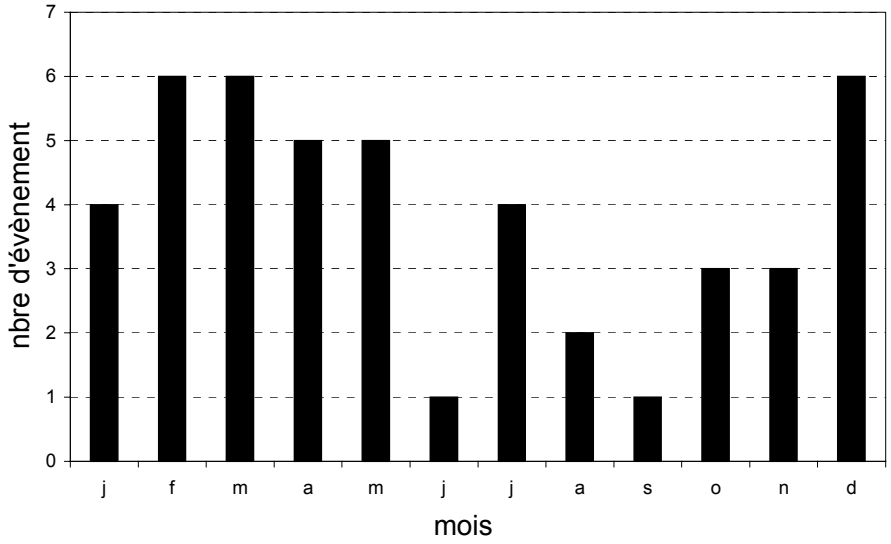


Figure IV. 19 - Distribution mensuelle des tempêtes à partir des données d'agitation acquises sur la basse plage de février 1999 et mars 2001.

Les caractéristiques de la houle en fonction de l'angle d'incidence θ sont représentées sur la figure IV.20. Les tempêtes les plus longues, avec les plus fortes $H_{s,max}$, donc les plus énergétiques , sont de secteur NE ($\theta > 0$). Les moins intenses sont de secteur NNW. La période moyenne des vagues pendant les tempêtes ne montre pas de variation significative en fonction de leur direction de provenance.

Sur la figure IV.20d, le paramètre $\Omega = H_s/w_sT$ est calculé à partir des valeurs moyennes sur l'événement de la hauteur de la houle, de sa période significative et de la vitesse de chute des sédiments w_s (0,003 m.s^{-1}, cf. Chapitre II). Ce paramètre sans dimension, fortement dépendant de H_s permet de normaliser l'intensité des évènements. Il est classiquement calculé à partir de la hauteur des brisants H_b, par les auteurs australiens (Wright & Short, 1984 ; Masselink & Short, 1993). A partir de données de houle au large (H_0, L_0, T_0), la hauteur des brisants est déterminé par les équations régissant la propagation des vagues sur l'avant côte, en prenant en compte théoriquement les phénomènes de réfraction, de *shoaling* et de déferlement. Ces équations sont cependant difficilement applicables dans le cas des plages à barres, où le taux de dissipation *cross-shore* de l'énergie des houles dépend du nombre et de la hauteur des barres, et du niveau du plan d'eau dans les environnements tidaux (Carter & Balsillie, 1983). Kroon (1994) préconise alors, soit le calcul de H_s à l'entrée du système étudié à

partir des caractéristiques de la houle au large, soit la mesure directe de H_s et son introduction dans le calcul des paramètres environnementaux, c'est ce dernier choix que nous avons fait.

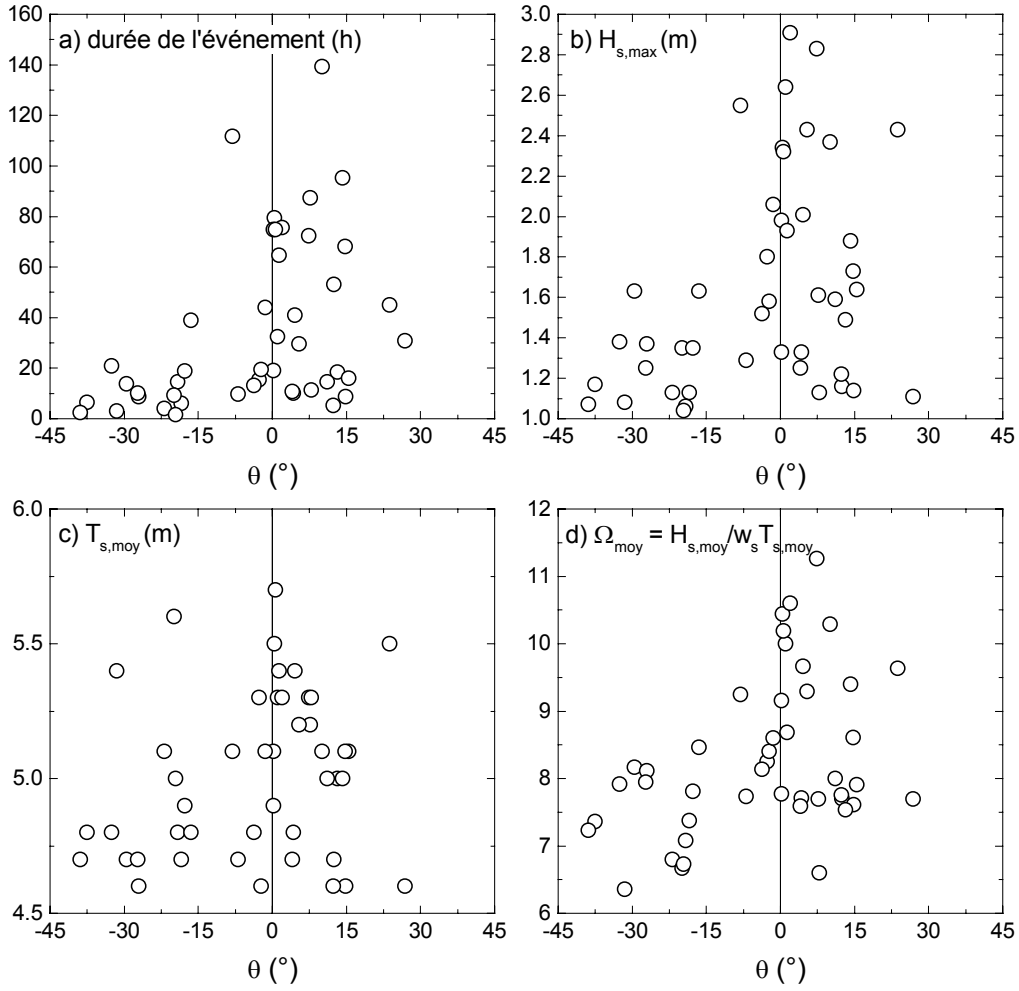


Figure IV. 20 - Caractéristiques des tempêtes en fonction de l'angle d'incidence moyen θ.
a) durée de l'événement (h) ; b) Hauteur significative maximale enregistrée pendant la tempête ; c) période significative moyenne sur l'événement ; d) paramètre Ω_{moy} pendant la tempête

IV.1.2.2 Processus hydrodynamiques associés

Lors des tempêtes, l'intensification des processus hydrodynamiques conduit généralement à l'érosion, partielle ou totale, des morphologies pré-existantes. Cette réponse morphodynamique est la conséquence des interactions complexes qui caractérisent les agents hydrodynamiques dans ces conditions.

L'objectif de ce paragraphe est de donner un ordre de grandeur de ces processus en précisant les caractéristiques des vitesses orbitales des vagues incidentes et du courant de retour à partir des mesures in situ. Les mesures sont effectuées sur la basse plage dans la zone des brisants et de déferlement en forte agitation (H_s > 1 m).

Afin d'étudier les 17000 séquences de mesures réalisées pendant deux ans, un critère doit être choisi pour distinguer la transition entre la zone de *shoaling* et la zone des brisants et de déferlement. Le critère retenu est la hauteur relative de la houle H_s/h au point de mesure, avec H_s, hauteur significative de la houle et h, hauteur d'eau moyenne au dessus du lit sédimentaire pendant la séquence d'acquisition. Kroon (1994) retient la valeur de $H_s/h > 0{,}4$ pour marquer le déferlement et donc la transition *shoaling*-brisants, alors que Ruessink (1998) fixe cette limite à 0,33. Dans notre étude, nous avons pris en considération l'ensemble des mesures en forte agitation lorsque $H_s > 1$ et H_s/h supérieur à 0,3, ceci afin d'intégrer également les processus hydrodynamiques peu avant le déferlement.

IV.1.2.2.1 Les courants orbitaux en période de forte agitation

Pour chaque séquence de mesures, une approximation de la vitesse des courants orbitaux au niveau du fond est calculée à l'aide de la théorie linéaire de la houle par la relation suivante :

$$U_w = \frac{\pi H_s}{T_s \sinh(kh)} \qquad \textit{Eq.IV. 5}$$

avec H_s, la hauteur significative de la houle, T_s, la période significative, k, le nombre d'onde ($2\pi/L$), L, la longueur d'onde et h, la hauteur d'eau au-dessus du lit sédimentaire.

L'occurrence des vitesses des courants orbitaux est représentée sous la forme d'un histogramme de fréquence (Figure IV. 21). La gamme des vitesses orbitales maximales des houles sur le fond est comprise en 0,7 et 1,5 m.s^{-1}.

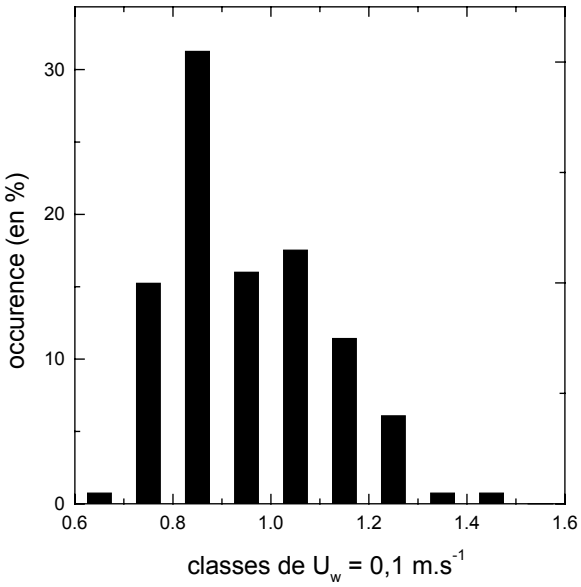


Figure IV. 21 - Histogramme de l'occurrence des vitesses orbitales U_w lors des tempêtes.

La validité relative de la théorie linéaire est confirmée par un simple examen des vitesses orbitales *cross-shore* maximales mesurées sur la basse plage d'Omaha beach. Durant la séquence de mesure du 29/04/99 à 10:00 TU (Figure IV. 22), les courants orbitaux, mesurés à 50 cm au-dessus du

fond, oscillent entre -1,50 et 1,50 m.s^{-1}, conformément à la théorie linéaire qui prédit une amplitude maximale des vitesses orbitales de 1,47 m.s^{-1} pour ces conditions d'agitation.

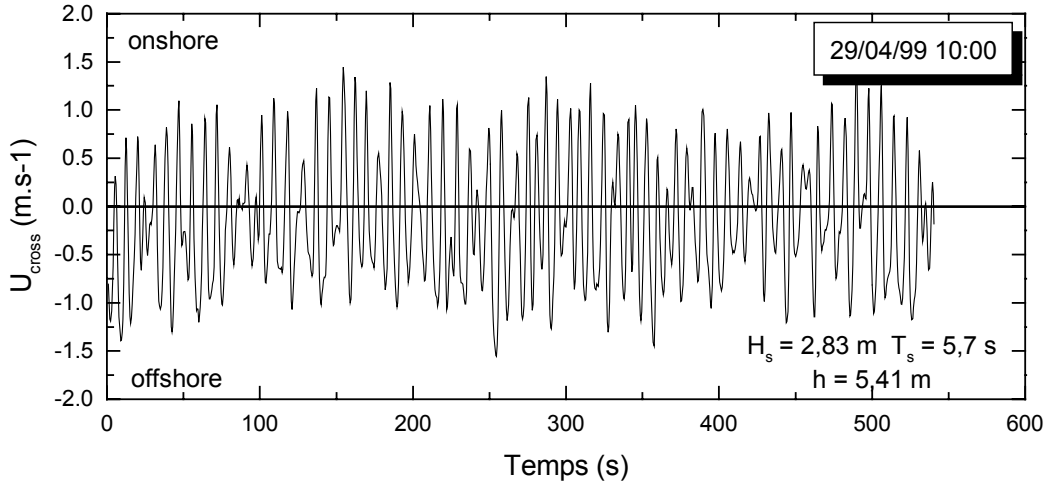


Figure IV. 22 - Fluctuations à 2 Hz des vitesses orbitales cross-shore – burst du 29/04/99 10:00 TU.

Les vitesses orbitales mesurées lors des épisodes de tempêtes sont deux à quatre fois supérieures à celles mesurées en conditions d'agitation faible, dans la zone de *shoaling*, lors de la campagne Omaha 99, et légèrement supérieures à celles mesurées pendant Omaha 2K dans la zone de déferlement.

A titre de comparaison, suivant la formulation de Komar & Miller (1973), la vitesse seuil de mise en mouvement par les vagues des sédiments de médiane $d_{50} = 260$ µm, diamètre modal des sédiments intertidaux sur Omaha beach, varie entre 0,15 et 0,18 m.s^{-1} pour des vagues de période significative de 4 à 6 s, gamme des périodes de la houle en tempête.

IV.1.2.2.2 Le courant de retour

Il est étudié en fonction de la hauteur relative de la houle H_s/h afin de s'affranchir de la variation du plan d'eau au cours du cycle tidal. Ce courant correspond à la composante *cross-shore* des courants moyens sur chaque séquence de mesure. Par convention, les vitesses négatives des courants moyens *cross-shore* traduisent un courant dirigé vers le large et les vitesses positives, un courant dirigé vers la plage. L'ensemble des données disponibles sont représentées sur la figure IV.23.

D'une manière analogue à celle observée lors de la campagne Omaha 2K, la vitesse du courant de retour $\langle U \rangle$, mesuré à environ 60 cm du fond, montre une tendance générale à l'augmentation en parallèle de H_s/h. A la limite entre la zone de *shoaling* et de déferlement ($H_s/h \approx 0,3$), il est quasi nul. Il peut atteindre 0,4 m.s^{-1} dans la zone de déferlement.

L'importance relative du courant de retour $\langle U \rangle$ par rapport aux courants *longshore* $\langle V \rangle$ est représentée sur la figure IV.24. Dans la majeure partie des cas, le courant de retour est subordonné à

ces derniers, qui englobent les courants de marée et les courants *longshore*, générés par l'incidence oblique de la houle à la côte.

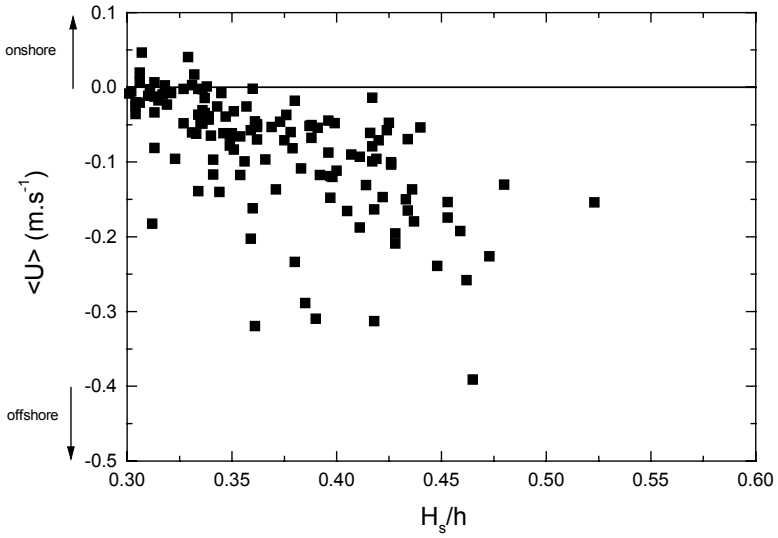


Figure IV. 23 - Relation entre la vitesse du courant de retour ⟨U⟩ et la hauteur relative de la houle H_s/h.

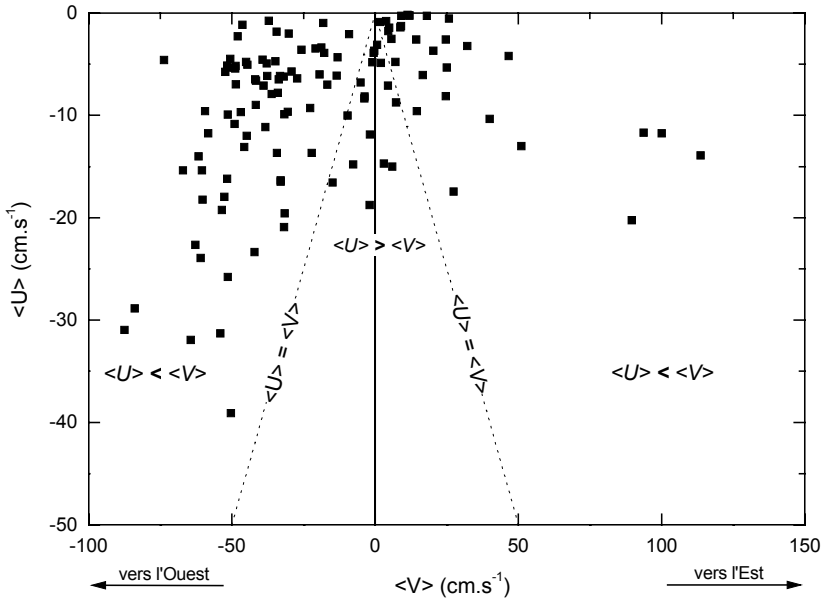


Figure IV. 24 - Importance relative du courant de retour ⟨U⟩ et du courant moyen longshore ⟨V⟩ en fonction de sa direction.

IV.1.2.2.3 Synthèse sur les processus hydrodynamiques en forte agitation

Deux conclusions peuvent être tirées concernant les processus hydrodynamiques qui interagissent lors de fortes agitations : les courants orbitaux dominent les courants moyens et le courant de retour dirigé vers le large est subordonné aux écoulements *longshore*. Les sédiments intertidaux sont donc mis en suspension par les fortes vitesses orbitales et transportés par les courants

moyens, majoritairement dominés par une composante longitudinale dont la direction dépend de l'angle d'incidence des houles à côte.

L'action des houles incidentes est le facteur dynamique principal du transport sédimentaire dans ces conditions de forte énergie. Bien qu'elles ne soient pas étudiées ici, soulignons cependant le rôle des ondes infragravitaires, dans la mesure où leur amplitude est directement proportionnelle à l'intensité de la houle incidente (Thornton & Guza, 1982 ; Masselink & Hegge, 1995). Elles participent aux processus hydrodynamiques dans la zone de déferlement et de *swash* et contribuent également pour une partie à l'érosion de l'estran lors des tempêtes (Russell, 1993). Dans de telles conditions, les vitesses orbitales dans le domaine infragravitaire sont généralement asymétriques (A < 0,5) [1], ce qui signifie que les vitesses *offshore* dominent les vitesses *onshore* et participent au transport vers le large des sédiments remis en suspension par les houles déferlantes, lors des épisodes de haute énergie (Davidson *et al.*, 1993 ; Russell, 1993 ; O'Hare & Huntley, 1994).

IV.1.2.3 Paramétrisation des événements de haute énergie

Ci-dessus, la caractérisation des conditions hydrodynamiques a été effectuée par le calcul de l'énergie de la houle incidente intégrée sur la durée des séquences morphodynamiques (Stépanian & Levoy, soumis). Puis, un critère d'énergie moyenne a été retenu pour quantifier et comparer chaque phase de construction et de destruction.

Cette approche énergétique est conservée en intégrant cette fois-ci sur la durée de la tempête, c'est-à-dire sur la période pendant laquelle $H_s > 1$ m. Ainsi, pour chaque valeur discrète de H_s, au cours du temps, l'énergie totale de la houle E (J) intégrée sur une longueur d'onde est calculée par

$$E = \frac{1}{8} \rho_w g H_s^{\,2} \qquad \textit{Eq.IV. 6}$$

avec ρ_w, la masse volumique de l'eau de mer (1027 kg.m^{-3}), g, l'accélération de la pesanteur (9,81 m.s^{-2}) et H_s, la hauteur significative de la houle (m).

Le flux moyen d'énergie P (J.s^{-1}), transmis par crête de vagues et par unité de surface dans le sens de propagation de la houle est obtenu par

$$P = E C_g = E C n \qquad \textit{Eq.IV. 7}$$

avec C_g, la vitesse de groupe des vagues, C, la célérité d'une vague individuelle ($C = \frac{L}{T}$) et n, le nombre de groupe égal à

$$n = 0.5 \left(1 + \frac{2\,k\,h}{\sinh(2kh)} \right) \qquad \textit{Eq.IV. 8}$$

avec L, la longueur d'onde de la houle (m), T, la période de la houle (s), h, la hauteur d'eau, et k, le nombre d'onde calculé par $k = \frac{2\pi}{L}$.

Ainsi, pour chaque tempête, l'énergie de la houle P_{temp} (J) est intégrée sur la durée de l'événement T_{temp} suivant l'équation suivante.

---

[1] A = coefficient d'asymétrie des vitesses orbitales (cf. Chapitre III, Eq. III.4) = $A = \frac{U_{on}}{U_{on} + U_{off}}$

$$P_{temp} = \int_{t=0}^{t=Ttemp} \frac{1}{8}\rho_w g H_s^{\,2} \left(\frac{L}{T}\right)\left[0.5\left(1+\frac{4\frac{\pi}{L}h}{\sinh(4\frac{\pi}{L}h)}\right)\right]dt \qquad \textit{Eq.IV. 9}$$

Les différentes étapes du calcul de P_{temp} sont représentées sur la figure IV.25. Les 45 tempêtes sont caractérisées par des énergies variant de 5 à 10.10^4 J.

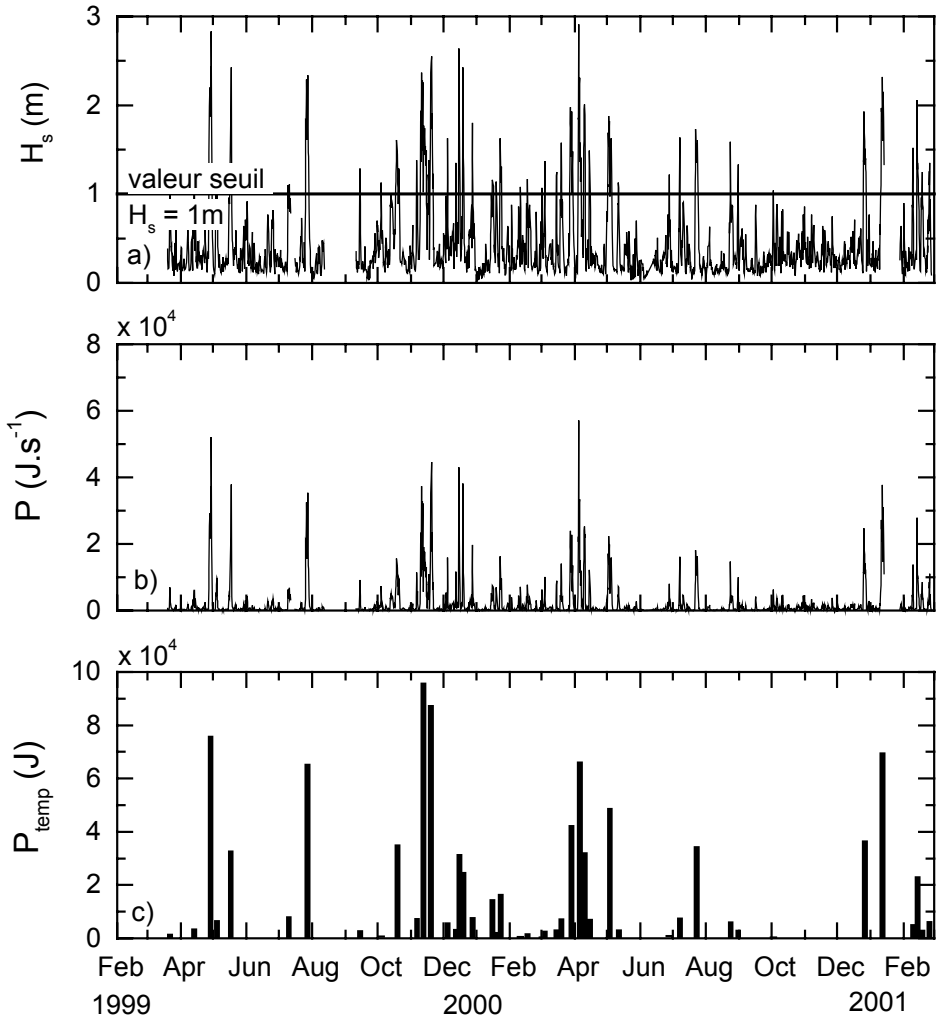


Figure IV. 25 - Identification des évènements et quantification de l'énergie des tempêtes.
a) série temporelle des hauteurs significatives, avec comme valeur seuil de l'analyse H_s =1 m ; b) calcul de P ; c) intégration de P sur la durée des tempêtes

L'énergie totale des tempêtes P_{temp} est comparée à l'angle d'incidence moyen des houles à la côte θ pendant les périodes considérées (Figure IV. 26). Cette figure montre que l'incidence des tempêtes les plus énergétiques est frontale ou positive, résultante de houles en provenance du secteur NE.

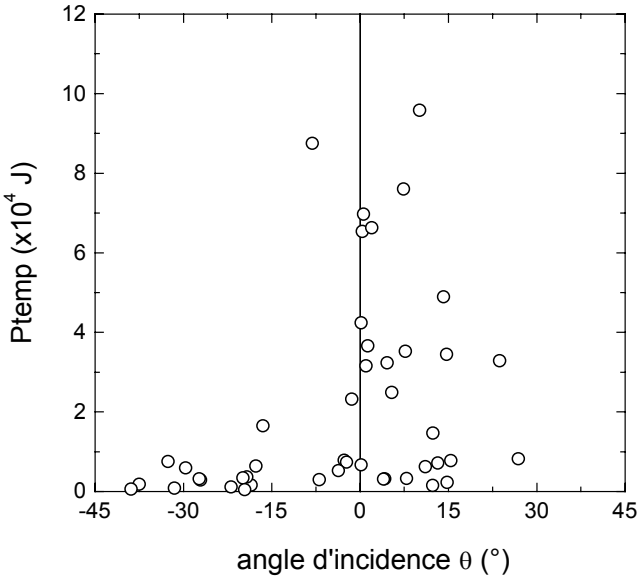


Figure IV. 26 - Relation entre l'énergie totale des tempêtes P_{temp} et l'incidence des vagues.

La paramétrisation de l'intensité d'une tempête par le calcul de son énergie incidente semble être une solution fiable dans la mesure où le flux d'énergie englobe l'ensemble des paramètres qui décrivent le champ de houle (hauteur, période, longueur d'onde). Cependant, une telle paramétrisation est peu pratique. Le paramètre Ω_{moy} ($\Omega_{moy} = H_{s,moy}/w_s T_{s,moy}$) peut être utilisé pour caractériser simplement les épisodes de haute énergie compte tenu de la bonne corrélation qu'il présente avec l'énergie des tempêtes (Figure IV. 27).

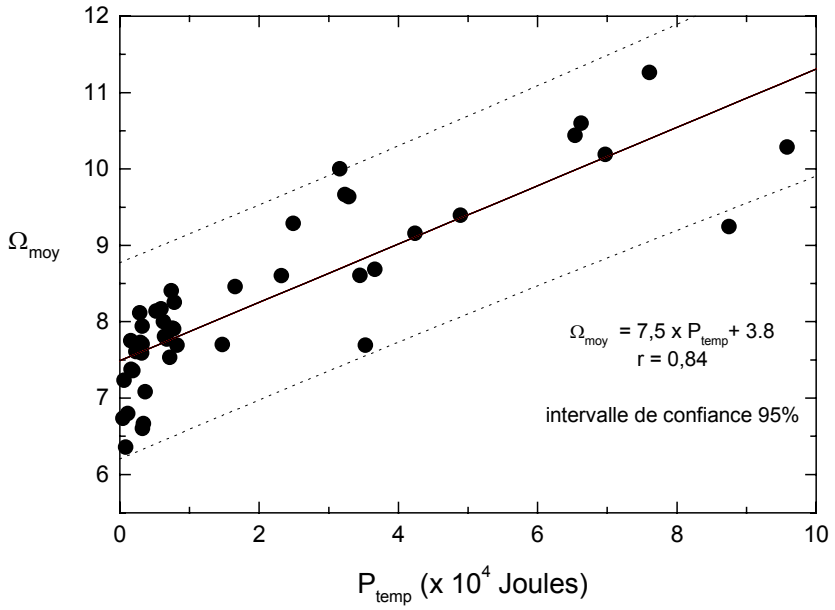


Figure IV. 27 - Relation entre Ω_{moy} et l'énergie de la houle intégrée sur la durée de la tempête P_{temp}.

IV.2 Effet des tempêtes sur l'évolution morphodynamique à moyen terme

La dynamique des systèmes de barres et de bâches au cours des deux années de suivi est schématisée par l'évolution de la position des crêtes des barres (Figure IV. 28a). En parallèle, l'occurrence des tempêtes est illustrée par la figure IV.28b où sont reportées les limites des séquences morphodynamiques identifiées au cours de l'analyse qualitative préliminaire (Stépanian & Levoy, soumis).

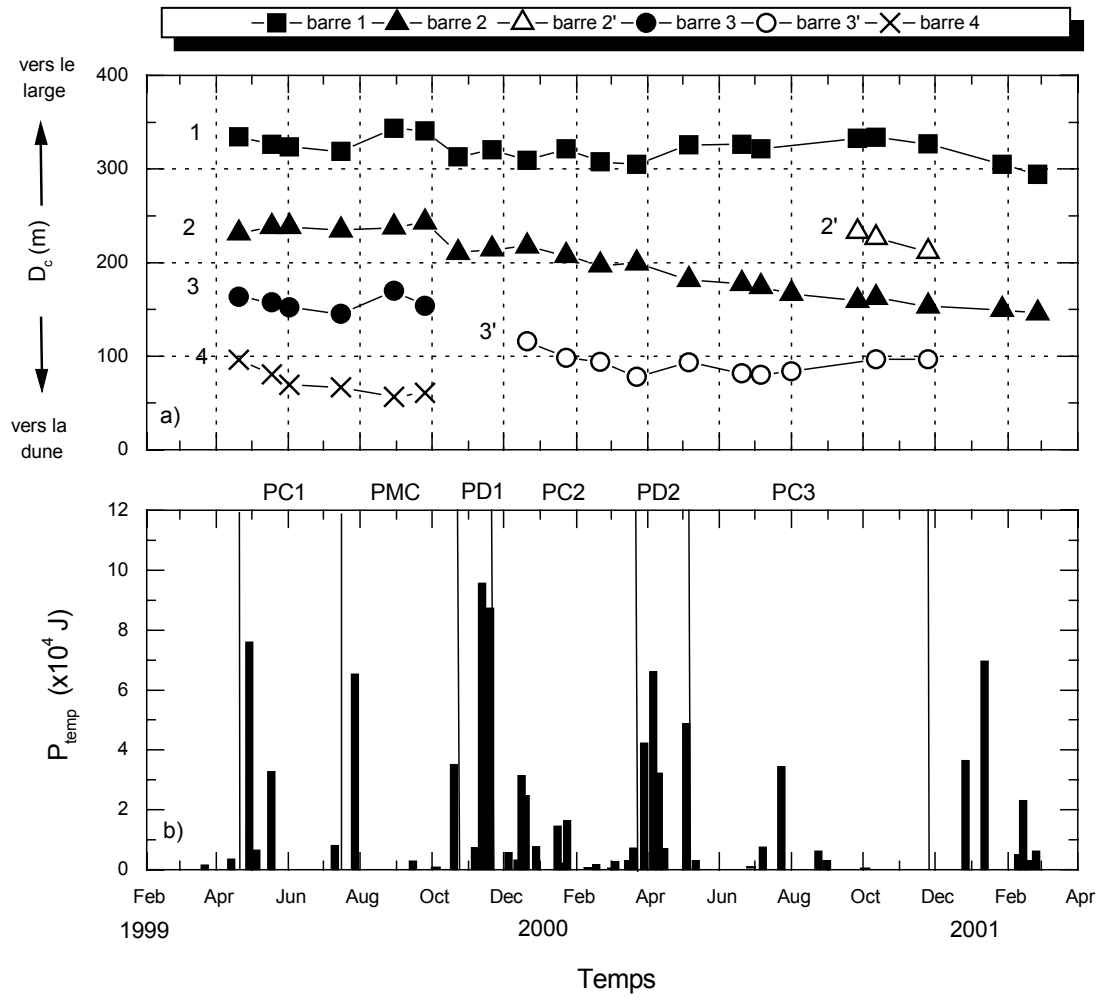


Figure IV. 28 - Relation entre l'évolution morphologique et l'occurrence des tempêtes.
a) Évolution des crêtes des barres au cours du temps ; b) Energie intégrée sur la durée des tempêtes P_{temp}, les lignes verticales signalent les limites des séquences morphodynamiques

La remontée des barres vers le haut de la plage est périodiquement perturbée par les tempêtes dont les conséquences sont variables, en fonction de leur énergie et de leur nombre. Ainsi, la disparition des barres de la partie supérieure de l'estran en novembre 1999 (PC1) résulte de l'impact des tempêtes de très forte énergie durant cette période. En mars 2000, les fortes tempêtes ont des effets moindres mais significatifs sur la morphodynamique. Entre novembre 2000 et janvier 2001, la morphologie intertidale passe de cinq à deux barres à l'issue des tempêtes à la fin de l'année.

Les diverses conséquences morphologiques des tempêtes sont ici détaillées au cas par cas. Celles-ci peuvent être réellement appréhendées lorsque des levés topographiques sont disponibles peu avant et peu après la tempête. Ceci n'a pas été le cas pour des évènements de certaines phases de construction. Leur effet est donc sous-estimé dans l'évolution à moyen terme. A l'inverse, les effets des tempêtes lors des séquences de destruction identifiées illustrent les interactions complexes entre l'agitation, la marée et la morphologie antécédente qui contrôlent l'évolution topographique intertidale.

IV.3 Évolutions morphologiques

IV.3.1 Événements marqueurs des phases de destruction

IV.3.1.1 Tempêtes de novembre 1999

Entre octobre et novembre 1999, la plage subit un fort remaniement topographique avec une redistribution des masses sédimentaires liée à l'impact de trois tempêtes de forte énergie (Figure IV. 29).

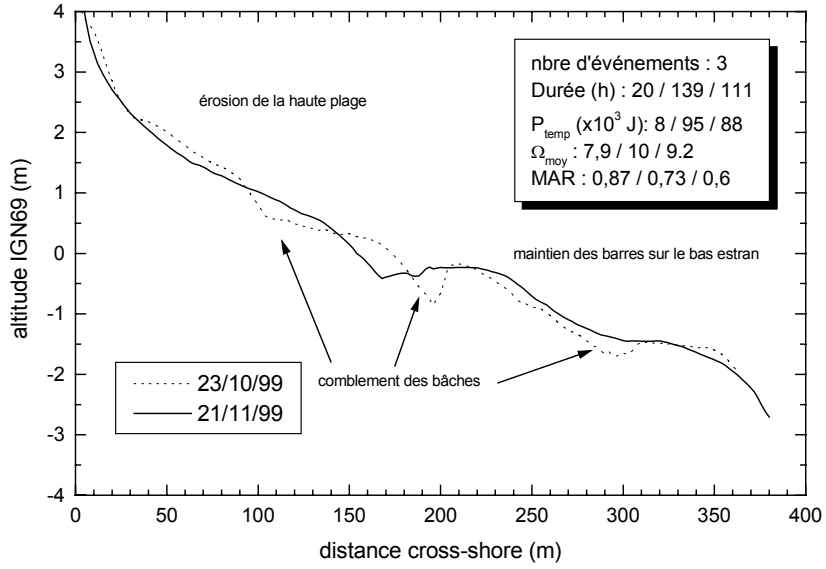


Figure IV. 29 - Évolution topographique résultante des tempêtes de novembre 1999.

La vision 2D des profils présentés ici illustre particulièrement bien le lissage des morphologies intertidales, effectif à l'échelle de la plage entière et visible sur les MNT en annexe 3. Les barres de la haute et moyenne plage supérieure sont détruites sur la totalité de la zone d'étude et seules résistent les formes de la partie inférieure de l'estran. Elles sont cependant fortement arasées. Une telle amplitude d'érosion n'a été observée qu'une seule fois pendant la totalité de la période de suivi morphologique.

Les trois événements s'étalent entre un et six jours environ pendant des phases de petite vive-eau, le paramètre *MAR* variant entre 0,6 et 0,87. L'importante énergie incidente découlant de la longue

durée des deux derniers évènements est caractérisée par des valeurs maximales de P_{temp} de l'ordre de 90.10^3 J. Les valeurs de Ω de ces tempêtes sont comprises entre 9 et 10.

IV.3.1.2 Tempêtes de mars – avril 2000

Entre mars et avril 2000, les conséquences de deux phases énergétiques particulièrement violentes ont pu être mises en évidence par trois levés topographiques espacés d'environ une semaine (Figure IV. 30 et Figure IV. 31).

La première se produit pendant une phase de petite morte-eau (*MAR* = 0,42), pendant 75 h, du 27 au 30 mars 2000. La hauteur de la houle atteint 2 m sur la basse plage ($H_{s,max}$) et le flux total d'énergie intégré sur la durée de la tempête P_{temp} est de l'ordre de 42.10^3 J et $\Omega_{moy} = 9,1$.

Avant la tempête, le profil présente trois barres bien construites avec une forte amplitude sur la moyenne plage (Figure IV. 30). A l'issue de l'évènement, les barres de la basse (1) et moyenne plage (2-3) sont fortement érodées, avec une diminution de leur amplitude crête à creux et une augmentation de leur largeur. Le nombre de barres et la position des bâches ne varie pas. La haute plage est quant à elle relativement préservée de l'action des vagues compte-tenu du niveau de pleine mer de morte-eau.

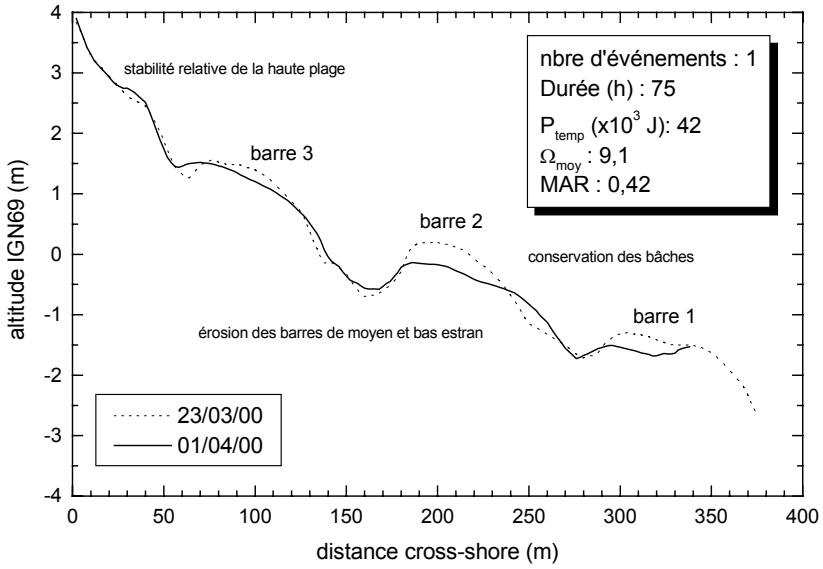


Figure IV. 30 - Évolution topographique résultante de la tempête du 27 au 30 mars 2000.

La seconde tempête se produit du 4 au 7 avril 2000, lors d'une phase de vive-eau moyenne (*MAR* = 1). Elle est d'une durée égale à la précédente (75 h), mais d'une plus forte intensité, la hauteur significative maximale enregistrée atteignant 3 m. L'énergie totale incidente (P_{temp}) est de l'ordre de 66.10^3 J et $\Omega_{moy} = 10,6$.

Les évolutions topographiques induites sur le profil central (P200) sont reportées sur la figure IV.31. La partie supérieure de la plage a profondément évoluée, alors que la partie inférieure est restée

particulièrement stable en comparaison avec les changements topographiques observés lors de la tempête précédente.

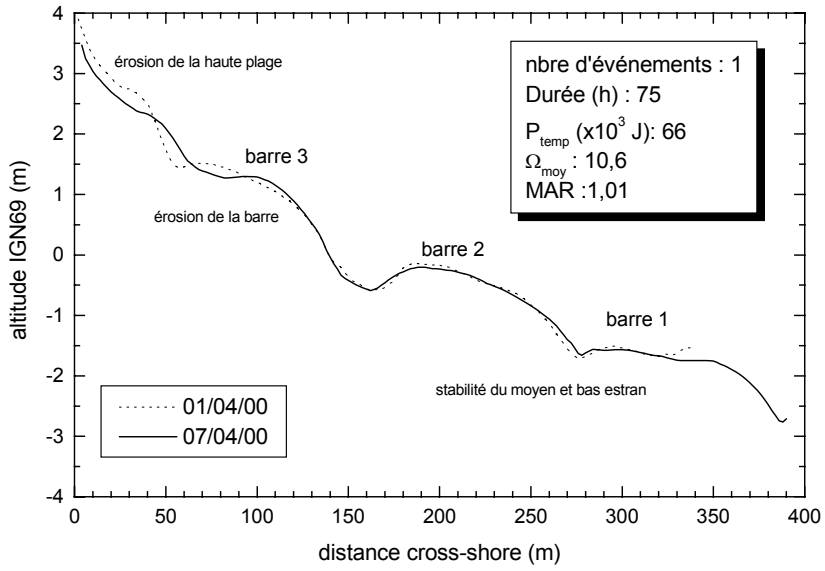


Figure IV. 31 - Évolution topographique résultante de la tempête du 4 au 7 avril 2000.

L'influence de la marée sur la morphodynamique du profil de plage d'Omaha s'illustre ici de manière très significative : elle régit le niveau d'attaque des houles et conditionne la localisation des zones d'érosion.

Cependant, la stabilité de la moyenne et basse plage lors du passage de la seconde tempête, pourtant plus énergétique, montre qu'il existe un autre facteur conditionnant l'évolution, en plus du niveau de marée et de l'intensité de la tempête. Parmi les facteurs fréquemment évoqués dans la littérature, la morphologie antécédente à l'événement, semble être le mieux à même d'expliquer cette différence de comportement morphodynamique. Avant la première tempête, la morphologie du profil de plage tend vers une forme d'équilibre morphodynamique en conditions d'accrétion. Les barres sont bien individualisées et bien construites. La tempête déstabilise cette morphologie : elle arase les barres, augmente leur largeur et diminue la pente des revers marins augmentant de fait le caractère dissipatif du profil de plage. La faible réactivité morphodynamique de la partie inférieure de l'estran pendant la seconde tempête montre que le 1er avril la forme du profil est alors en équilibre avec des conditions de forte agitation, les vagues de tempêtes entre le 1er et le 7 avril, sont alors dissipées sur les barres préexistantes et ne produisent que peu de changements topographiques sur le bas et moyen estran.

IV.3.1.3 Tempêtes de la fin de l'année 2000

Entre décembre 2000 et janvier 2001, le profil central de la zone de suivi subit un important remaniement morphologique illustré par la figure IV.32. Le profil passe de cinq barres de faible amplitude, réparties sur la totalité de l'estran, à deux barres sur la moyenne et basse plage. L'examen des MNT en annexe 3 rend également compte de cette dynamique qui s'effectue à l'échelle totale de la

zone de suivi. La topographie intertidale fortement hétérogène longitudinalement en novembre devient particulièrement uniforme en janvier 2001.

Cette période est marquée par deux événements de haute énergie au minimum. En effet, un dysfonctionnement technique du courantomètre S4DW quelques jours avant le levé topographique, est à l'origine d'une lacune entraînant un manque de données hydrodynamiques au milieu de janvier 2001. Néanmoins, l'important changement morphologique constatée est attribué aux événements de haute énergie qui caractérisent cette période. La durée des deux événements est de 64 et 74 h, pour des énergies totales de 36 et 69.10^3 J. Les valeurs du paramètre Ω_{moy} sont respectivement 8,6 et 10. Les valeurs du paramètre *MAR*, 0,85 et 1,04, indiquent que les tempêtes surviennent en conjonction avec des phases de vive-eau.

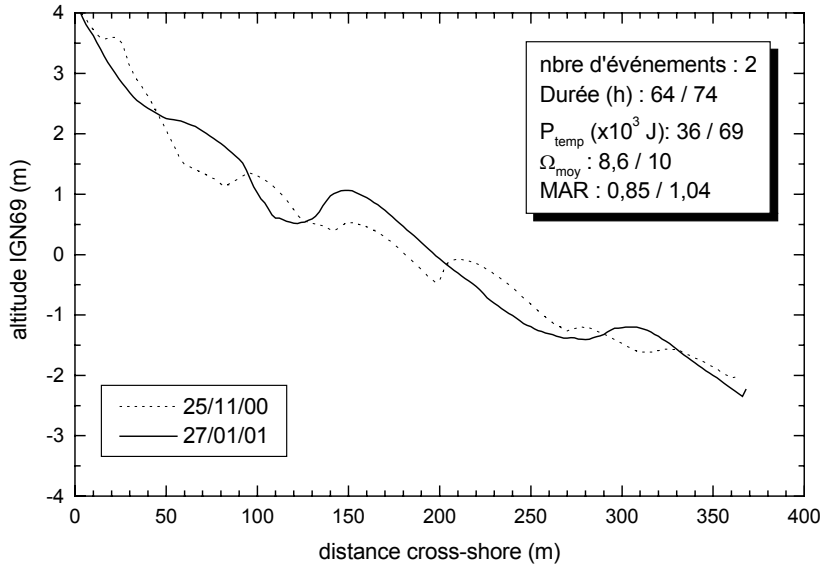


Figure IV. 32 - Evolution topographique entre novembre 2000 et janvier 2001.

Le grand laps de temps entre les deux levés topographiques, l'incertitude sur les données hydrodynamiques manquantes et enfin le caractère ponctuel des deux épisodes énergétiques de trois jours au maximum sur deux mois de mesures, ne permettent pas de déterminer plus précisément l'influence respective de ces événements sur l'évolution topographique.

IV.3.2 Cas des tempêtes lors des phases de construction

L'examen de l'évolution morphologique en fonction de l'occurrence des tempêtes sur la figure IV.28 montre que plusieurs épisodes énergétiques se situent dans les phases de construction des séquences morphodynamiques. Dans la mesure où il n'y a pas de levé topographique encadrant précisément ces événements, la périodicité du suivi morphologique à un pas de temps mensuel révèle ici ses limites.

Cependant, la distribution statistique du paramètre Ω_{moy}, considéré comme représentatif de l'énergie incidente des tempêtes et donc de leur effet érosif potentiel, reportée sur la figure IV.33,

montre que les événements considérés lors des phase des construction sont généralement d'énergie plus faible que ceux observés lors des phases de destruction.

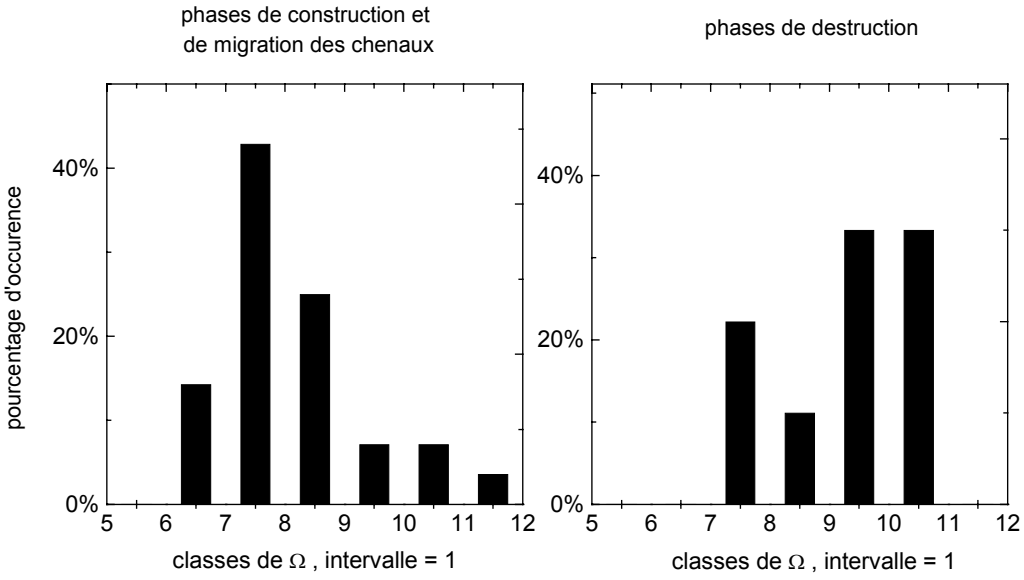


Figure IV. 33 - Distribution statistique de Ω_{moy} pour les tempêtes pendant les phases de construction et les phases de destruction.

Ceci est dû au fait que la majorité des tempêtes durant les périodes de construction sont de secteur NW, avec des durées limitées, généralement inférieures à 24 h, et des hauteurs significatives, maximales ne dépassant que rarement 2 m (Figure IV. 20b). Toutefois, comme le montre la figure IV.33, il est possible que des tempêtes de forte énergie se produisent également pendant ces périodes.

C'est particulièrement le cas pour la période entre le 20 avril et le 18 mai 1999, pendant laquelle il se produit trois événements de tempête d'une durée variant entre 20 et 70 heures environ. Ces tempêtes de forte énergie (Ω_{moy} = 7,7 – 11,3 – 9,9) se situent en vive-eau (MAR = 0,82 – 0,83 – 1,11), à quelques jours d'intervalle.

L'évolution résiduelle constatée à l'aide des levés topographiques témoigne d'une accrétion des barres qui sont au nombre de quatre, dès le mois d'avril (Figure IV. 34). A cette échelle de temps, l'impact de ces tempêtes, significatifs en terme énergétique, n'est donc pas retranscrit en terme d'évolution topographique.

Deux hypothèses non contradictoires, voire complémentaires, peuvent être émises pour expliquer cette différence :

(1) Les tempêtes ont une action destructrice, relativement courte, qui est compensée rapidement par les conditions de faible agitation qui prévalent durant l'ensemble de la période (6 jours de tempête pour 28 jours de période, soit 20 % du temps).

(2) L'impact érosif des tempêtes sur les barres intertidales est affaibli par une importante dissipation de l'énergie des houles sur le profil de plage avec quatre barres. Ceci souligne, une fois de plus, le rôle prépondérant de la morphologie initiale sur l'évolution morphodynamique.

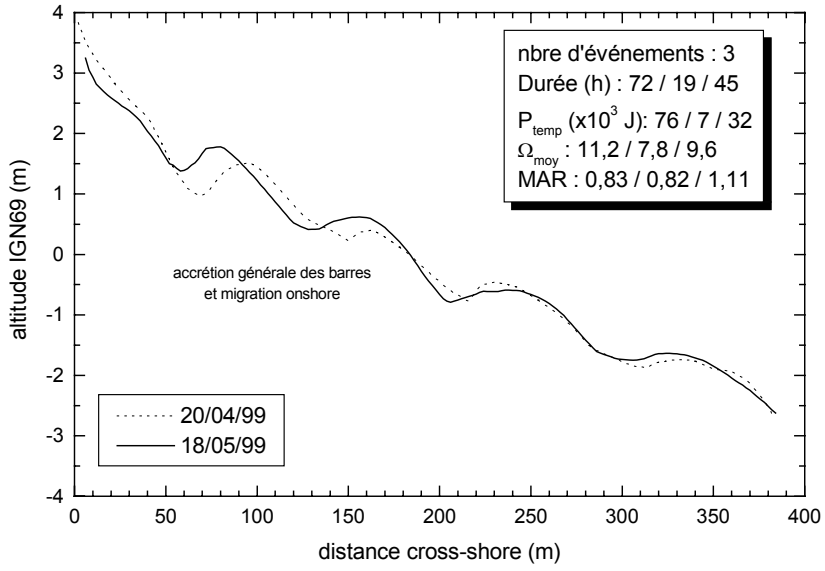


Figure IV. 34 - Évolution topographique entre avril et mai 1999.

IV.4 Discussion

Les résultats présentés soulignent l'importance des tempêtes sur l'évolution morphodynamique des barres et bâches d'Omaha beach. Ils révèlent également les facteurs qui influencent la morphologie intertidale.

- L'intensité des tempêtes est caractérisée par le calcul de l'énergie totale de la houle pendant la durée de l'événement, définie comme le temps où la hauteur significative des vagues sur la basse plage dépasse une valeur seuil de 1 m. Elle est mise en relation avec le paramètre Ω moyenné sur la durée de la tempête.

- Les fortes vitesses orbitales des houles ($\approx$ 1 m.s^{-1}) dans la zone de déferlement interagissent avec un courant de retour vers le large, toutefois subordonné aux écoulements moyens *longshore* qui incluent les courants tidaux et le courant généré par l'incidence oblique des vagues à la côte. Les transits sédimentaires dans ces conditions semblent largement dominés par des transferts longitudinaux.

- Leur impact est fonction de la direction de propagation des houles à la côte et de la distribution saisonnière de la fréquence des tempêtes : les coups de vents de secteur NNW génèrent des tempêtes de courte durée et de moindre intensité que les flux puissants et établis de secteur NE, en raison de la différence de fetch selon ces deux directions de provenance. Leurs effets respectifs sur la morphologie intertidale s'en ressentent : les phases de destruction des systèmes de barres résultent des plus fortes tempêtes de NE pendant lesquelles la hauteur des houles (H_s) peut atteindre 3 m sur la

basse plage. A l'inverse, l'impact des tempêtes de NNW est beaucoup plus limité, les morphologies de la moyenne et basse plage restant stables, comme cela a été observé lors de la campagne Omaha 2K (Ch. III).

- La marée conditionne également les effets destructeurs des tempêtes en régissant le niveau d'attaque des vagues sur le profil comme le montrent les évolutions topographiques d'avril 2000 en réponse à deux épisodes consécutifs, en morte-eau, puis en vive-eau (Figure IV. 30 et Figure IV. 31). Les effets de la tempête en morte-eau se traduisent par une érosion significative des barres de la moyenne et basse plage et une stabilité de la haute plage. Ces observations contrastent avec celles de Levoy (2000) sur la plage de Merlimont (Pas de Calais) qui souligne l'impact limité d'une tempête, de forte intensité en morte-eau sur les systèmes de barres et bâches bien construits. Ceci met en lumière le caractère spécifique de chaque site d'expérimentation. D'une manière générale et à l'échelle de notre étude, la coïncidence entre une tempête de NE et une période de vive-eau est responsable des remaniements morphologiques majeurs observés lors des phases de destruction (novembre 1999, avril 2000 et janvier 2001).

- L'effet de la morphologie initiale sur les évolutions morphodynamiques en période de forte agitation est particulièrement bien illustré au travers de deux cas de phases de destruction décrits ci-dessous. Le premier cas montre le rôle du réseaux des chenaux de drainage sur les évolutions morphologiques. Le second illustre l'état d'équilibre du profil de plage lors des phases de forte agitation.

1 - la phase de destruction PC1 : octobre – novembre 1999

La destruction complète des barres de la partie supérieure de l'estran observée en novembre 1999 est la conséquence de trois épisodes de tempêtes de forte énergie. Cependant, cette phase de destruction est précédée d'une phase de migration des chenaux de vidange identifiée durant l'été 1999.

Les changements de position du réseau de chenaux entre septembre et novembre 1999 sont visibles sur les MNT (Figure IV. 35). En septembre, la plage est marquée par quatre barres et les chenaux de drainage se situent au centre de la zone. Deux tempêtes de faible intensité (Ω_{moy} = 6,8 et 7,7) en morte-eau (*MAR* = 0,53 et 0,47), entre le levé de septembre et celui d'octobre, ont été enregistrées. Leur conséquence sur la morphologie se traduit par un déplacement vers l'Ouest du réseau des chenaux et un approfondissement de ceux-ci. Les trois tempêtes de forte intensité qui marquent la période d'octobre à novembre ont ensuite un effet destructeur sur la morphologie perturbée précédemment.

Dans ces conditions, l'effet érosif des tempêtes de novembre est favorisé par la présence et l'importance des chenaux de vidange. Lors des phases consécutives de forte agitation, les écoulements vers le large, en réponse à l'afflux d'eau à la côte, sont canalisés et accélérés par les chenaux, entraînant une redistribution des sédiments érodés des barres dans les bâches.

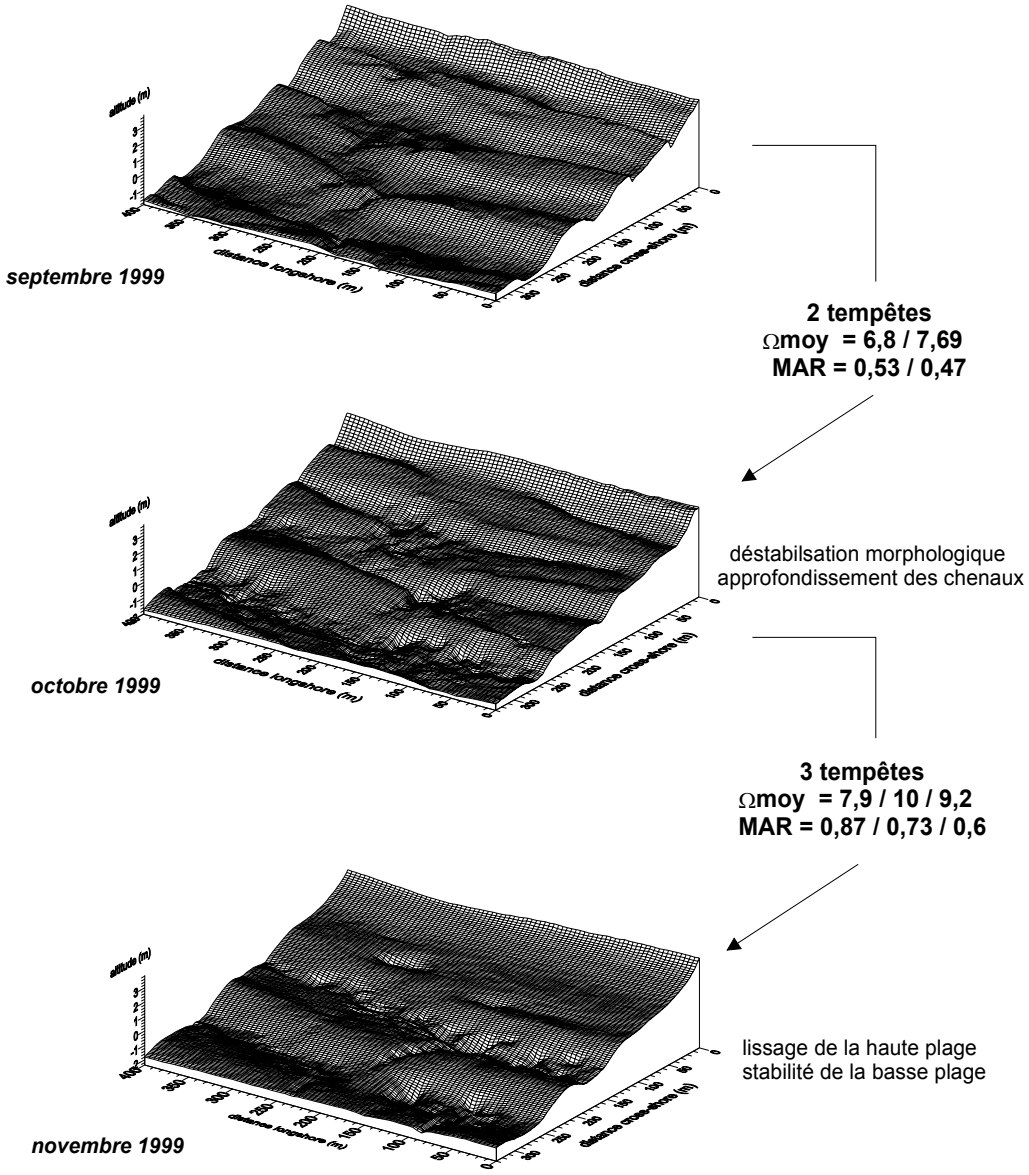


Figure IV. 35 - Évolution morphologique de l'estran entre septembre et novembre 1999.

2 - La phase de destruction PC2 : mars-avril 2000

Cette phase est caractérisée par l'occurrence de deux tempêtes consécutives en morte-eau, puis en vive-eau (Figure IV. 30 et 31). Alors que le premier événement érode les barres bien construites sur la moyenne et basse plage, le second, pourtant plus intense, n'a que peu d'effet sur cette partie de la plage alors qu'il entraîne l'érosion du haut-estran. Cette stabilité du moyen et bas estran est attribuée à un état d'équilibre du profil aux conditions de forte agitation, modulées par le niveau d'eau, à l'échelle de temps de la tempête.

La caractérisation de cet état d'équilibre est attribuable à deux paramètres du profil de plage : sa forme et les caractéristiques des sédiments. La forme du profil influe sur le taux de dissipation de l'énergie des houles. Les changements morphologiques des barres montrent un affaissement de la

crête, une diminution de l'asymétrie vers le haut de plage et une réduction de la pente du versant marin qui participent à une importante dissipation énergétique.

Lee *et al.* (1998) suggèrent également une influence du taux de compaction des sables sur la réponse morphodynamique du profil aux tempêtes. Sur Omaha beach, les crêtes des barres en faible agitation présentent généralement des sables très peu compacts. Lors d'une tempête, ce sable est facilement remis en suspension et érodé. La topographie résiduelle est alors beaucoup plus compacte et plus difficilement mise en mouvement.

IV.5 Conclusions

Les tempêtes jouent un rôle fondamental sur l'évolution morphodynamique intertidale à moyen terme en perturbant périodiquement la migration des barres vers le haut de plage. Leurs conséquences sur la morphologie intertidale sont : une érosion et une migration vers le large de leurs crêtes et une diminution de leur asymétrie vers le haut de plage. Les barres les plus proches de la côte sont les plus sensibles au passage des tempêtes alors que celles sur la partie inférieure du profil sont relativement stables et toujours présentes, bien que parfois arasées.

Les conséquences morphologiques des tempêtes sont directement dépendantes de l'intensité de celles-ci, elle même reliée à leur direction de provenance : les tempêtes de NE sont les plus importantes et les plus intenses, celles de secteur NNW sont moindres. De plus, c'est l'effet cumulatif des tempêtes qui entraîne l'érosion totale des barres.

Par ailleurs, les effets des tempêtes sont modulés par deux paramètres particulièrement influents, dont la part respective sur les changements morphologiques est cependant difficilement quantifiable :

- La marée induit des variations du plan d'eau statique régissant le niveau d'impact de houles sur le profil en fonction de la coïncidence de la tempête et d'une phase de morte-eau ou de vive-eau. Son influence se fait également sentir au cours du cycle tidal semi-diurne avec l'augmentation de la hauteur de la houle à marée haute (Wright *et al.*, 1982 ; Levoy *et al.*, 2001).
- La morphologie antécédente du profil de plage est un facteur important qui conditionne l'impact morphodynamique d'une ou d'une succession de tempêtes. Les résultats présentés montrent que des barres, préalablement déstabilisées par un large réseau de chenaux de drainage, sont plus fragiles et détruites complètement par des épisodes énergétiques ultérieurs. Le profil de plage peut également être déjà « à l'équilibre » avec des conditions de forte agitation, lors du passage d'une tempête et ne subir ainsi que de faibles changements morphologiques. Un profil à barres construites peut également être stable et peu réactif à un seul événement énergétique. D'une manière générale, c'est l'état morphologique de la plage hérité de la chronologie des conditions hydrodynamiques précédant la tempête qui va influencer l'évolution morphodynamique. Cela rejoint la notion d'héritage morphodynamique (*state dependant*) sur lesquels sont basés les modèles conceptuels d'évolution des plages (Wright & Short, 1984 ; Horikawa, 1988 ; Short & Aagaard, 1993).

V SYNTHÈSE DE L'ÉVOLUTION MORPHODYNAMIQUE A MOYEN TERME

V.1 Caractéristiques de la dynamique des barres et des bâches

A l'échelle de temps du moyen terme, le comportement morphodynamique de la zone intertidale d'Omaha beach est contrôlé par une tendance générale à la migration des barres vers le haut de plage qui est périodiquement interrompue par les épisodes de tempêtes.

Ce comportement séquentiel de l'estran est conditionné par l'exposition du littoral au NNE. Ainsi, les vents dominants de direction SSW n'ont que peu d'influence sur l'agitation, alors que les flux de secteur N, moins fréquents, génèrent les fortes tempêtes sur Omaha beach.

L'évolution du volume sableux intertidal de la zone considérée reste stable sur les deux années de suivi, ce qui tend à montrer que les changements morphologiques intertidaux s'effectuent à volume constant. Ils résultent d'une redistribution topographique des masses sédimentaires de l'estran dont les relations avec le domaine subtidal sont faibles au regard de nos mesures. Cette stabilité est attribuée à la géométrie d'anse de la cellule sédimentaire Omaha beach qui fonctionne apparemment en circuit fermé, les pertes sédimentaires vers l'Est, effectives lors des périodes de faible agitation, marquées par une prédominance de houles de secteur NNW, étant alors compensées par les effets des tempêtes de NE qui réinjectent du sable dans le système par transit littoral vers l'Ouest.

La morphologie des barres intertidales est relativement homogène sur l'ensemble du profil. Leur amplitude crête à creux atteint 1 m au maximum sur la moyenne plage, et elles présentent une asymétrie prononcée vers le haut de plage. La barre de *swash* sur la haute plage se distingue cependant des barres et bâches de moyen et bas estran, en raison de son caractère éphémère et de sa largeur inférieure, alors que ces dernières sont plus stables et de plus grande échelle.

Lors des phases de faible agitation, la migration *onshore* des barres s'accompagne d'une augmentation de leur altitude et de leur degré d'asymétrie vers le haut de plage. De plus, pendant ces conditions, elles sont espacées régulièrement sur le profil, avec une longueur d'onde moyenne de l'ordre de 100 m. Ce sont des formes avec un degré de mobilité réduit dans la mesure où elles ne migrent pas complètement de la basse vers la haute plage. De plus, il n'y a pas de migration de barre depuis le domaine subtidal vers la zone intertidale, et inversement. Elles ne se raccordent pas non plus entre elles, les bâches constituant une frontière hydrodynamique efficace. Une dynamique longitudinale des barres est également identifiée. Elle est cependant variable, en intensité et en direction. Les chenaux de drainage migrent latéralement, dans le sens de la dérive littorale, à la faveur de la direction majoritaire de provenance des houles sur les périodes de faible énergie. Ils peuvent être également stables et s'auto-entretiennent en relation avec la forte dynamique de vidange de l'estran en fin de cycle tidal.

L'effet des tempêtes sur l'évolution morphodynamique à moyen terme est particulièrement important dans la mesure où elles créent une nouvelle morphologie intertidale, à partir de laquelle se développent les barres lors des phases de faible agitation ultérieure. Leur effet est fonction de leur direction de provenance, les plus énergétiques et les plus destructrices, étant de secteur NE. Leur

impact sur les systèmes de barres et de bâches est modulé par la marée qui gère le niveau d'attaque des houles sur le profil, ainsi que par l'état morphologique de la plage avant l'événement hérité des conditions hydro-météorologiques précédentes. Il apparaît ainsi que plus qu'une tempête isolée, c'est une succession d'épisodes énergétiques qui est à même d'induire les érosions les plus critiques. La réponse morphodynamique des barres à ces événements varie en fonction de leur position intertidale. Celles situées sur la partie supérieure, au-dessus du niveau moyen, sont les plus fragiles et peuvent être complètement érodées, celles situées au-dessous n'étant jamais détruites entièrement.

V.2 Schématisation de l'évolution à moyen terme

Un schéma de synthèse de l'évolution morphologique à moyen terme, à travers les séquences morphodynamiques, est proposé sur la figure IV.36. Il illustre les grands changements topographiques des systèmes de barres et de bâches en fonction de la chronologie des conditions d'agitation pendant la période d'étude. L'évolution morphologique intertidale est représentée à la fois en 2DV suivant les diverses formes du profil central de la zone et en 2DH pour illustrer les variations longitudinales de la position des barres et des chenaux associés. Les forçages hydrodynamiques sont représentés par la série chronologique du flux d'énergie P ($J.s^{-1}$), afin de distinguer les tempêtes ou groupes de tempêtes majeurs.

D'une manière conceptuelle, la plage oscille entre un état morphodynamique dit « construit » et un état « détruit ». La récurrence des tempêtes empêche la plage d'atteindre l'état d'équilibre, vers lequel elle tend lors de périodes de faible agitation. L'état morphologique le plus construit observé est caractérisé par un nombre de barres variant entre 3 et 5, avec le développement d'une barre de *swash* sur la haute plage. En revanche, l'état le plus détruit observé pendant les mesures, est quant à lui marqué par un profil de plage à deux barres et une partie supérieure concave.

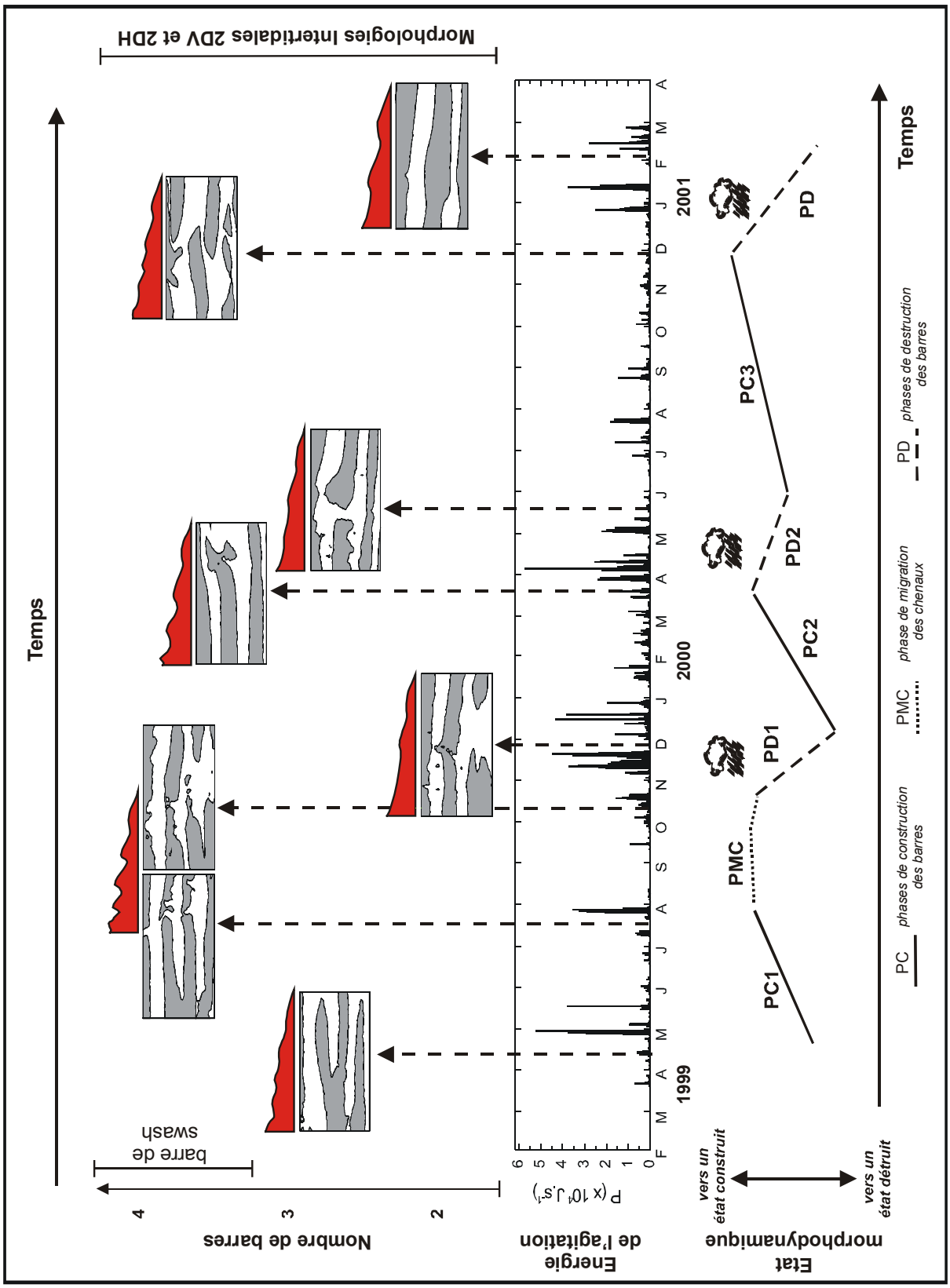


Figure IV. 36 - Schéma de synthèse de l'évolution morphodynamique à moyen terme.

CONCLUSIONS GENERALES

« ... en toute chose, c'est la fin qui est essentielle. »

Aristote

Conclusions générales

L'étude entreprise a pour objectif principal d'apporter des éléments de compréhension de la morphodynamique des barres intertidales de la plage d'Omaha beach sur la côte du Calvados (Basse Normandie) dans un environnement macrotidal.

Omaha beach peut être considérée comme un site représentatif des plages à barres et à bâches, très fréquentes sur les littoraux du NW de l'Europe. La présence des barres intertidales est généralement associée à un ensemble de facteurs hydrodynamiques (marnage méso- macrotidal et agitation modale faible), géomorphologiques (faible pente du littoral) et sédimentaires (volume abondant de sables fins à moyens). De fait, ces systèmes se rencontrent préférentiellement en bordure de mers épicontinentales semi-fermées. L'anse sableuse d'Omaha beach possède les caractéristiques générales précédentes. Avec une pente moyenne $\tan\beta \approx 0{,}015$, elle est située en Baie de Seine occidentale, où l'amplitude du marnage atteint 6,2 m en vive-eau moyenne, et où l'agitation modale est faible ($H_{s,moy}$ = 0,40 m ; $T_{s,moy}$ = 5 s). D'un point de vue morphodynamique, c'est une plage dissipative qui présente un profil transversal où deux à six barres intertidales sont susceptibles de se développer suivant les conditions d'agitation. Ses paramètres environnementaux modaux $\Omega = 3{,}2$ et $RTR = 14{,}4$ incorporent Omaha beach dans la catégorie des plages ultra-dissipatives de la classification morphodynamique de Masselink & Short (1993) sans toutefois que son profil en présente la morphologie type.

Nous avons concentré notre travail sur l'étude de l'évolution des barres intertidales en nous basant sur une approche morphodynamique suivant deux échelles temporelles complémentaires :

- le court-terme, échelle de l'événement hydrodynamique, basé sur les résultats de deux campagnes de mesures quotidiennes, topographiques et hydrosédimentaires ;
- le moyen terme, basé sur un suivi mensuel de la morphologie intertidale et des conditions d'agitation pendant deux années.

I ÉVOLUTION MORPHODYNAMIQUE DES BARRES INTERTIDALES A OMAHA BEACH

Les travaux réalisés à plusieurs échelles temporelles permettent de déterminer les caractéristiques de l'évolution morphodynamique des barres intertidales. Elles sont résumées ci-dessous en fonction de l'approche retenue.

I.1 Évolution morphodynamique à court-terme

Les enregistrements hydrodynamiques continus sur la basse plage permettent de distinguer les conditions d'agitation en fonction de leurs conséquences sur la morphologie. Les conditions de faible agitation sont définies comme les périodes pendant lesquelles la hauteur significative de la houle sur la basse plage H_s est inférieure à 1 m. Cette valeur seuil, définie à partir d'observations morphodynamiques et de statistiques annuelles, est une caractéristique spécifique au site d'Omaha beach qui permet de distinguer les phases de forte agitation.

I.1.1 Conditions de faible agitation (H_s < 1 m)

De telles conditions représentent 90% de la durée des mesures. Elles induisent une accrétion des barres déjà formées et la formation de nouvelles barres.

- La dynamique des barres intertidales est contrôlée en grande partie par les processus hydrosédimentaires transversaux dans les faibles tranches d'eau, *swash* et déferlement. Les effets des courants de marée longitudinaux sont largement subordonnés, leur influence sur la dynamique sédimentaire étant principalement localisée dans les bâches, notamment en fin de jusant lors de la vidange de l'estran. Ils participent ainsi au creusement de la bâche, et à l'édification de la morphologie de barre.
- L'accrétion des barres s'accompagne d'une migration *onshore* à des vitesses inférieures à 1 m.jour^{-1}. Au cours de ces déplacements, leur asymétrie augmente vers le haut de plage.
- La migration des barres *onshore* est le résultat d'une redistribution des sédiments à l'échelle de la barre notamment, lors du passage de la zone *swash* et de déferlement : les sables érodés du revers marin sont déposés au niveau du talus, augmentant ainsi l'asymétrie des barres.
- La mobilité des barres est fonction de leur position sur l'estran. Les barres de basse plage sont peu mobiles, alors que les principales évolutions se concentrent sur la haute et moyenne plage. Ceci marque l'amplification des processus de *swash* du bas vers le haut de plage en relation avec l'augmentation du niveau d'énergie des houles à marée haute. A pleine mer, la dissipation des houles sur le profil de haute plage concave est faible. A marée basse, les houles sont largement dissipées sur l'avant côte, les conséquences sur l'évolution de la basse plage étant ainsi réduites.
- Le budget sédimentaire intertidal est stable. Les évolutions morphologiques s'effectuent à volume constant et les transferts sédimentaires entre les domaines subtidal, intertidal et dunaire sont faibles.

I.1.2 Conditions d'agitation de modérée à forte (H_s > 1 m)

De telles agitations représentent moins de 10% de la durée des mesures. Elles sont toutefois responsables des évolutions topographiques les plus significatives car provoquant la destruction partielle ou totale des barres. Celles situées sur la partie haute de la plage peuvent être érodées par des épisodes énergétiques successifs alors que celles de la moyenne et basse plage sont relativement stables. L'impact d'un seul événement, généralement de courte durée (< 12 h), n'a que peu d'effet sur les morphologies intertidales. C'est l'effet cumulatif de ces épisodes qui engendre les changements topographiques significatifs.

- Les processus hydrodynamiques particulièrement intenses pendant les tempêtes conduisent systématiquement à la déstabilisation des morphologies de barres. Les vitesses orbitales maximales atteignent 1,5 $m.s^{-1}$, et le courant de retour significatif est cependant subordonné au courant d'obliquité lié à l'angle d'incidence de la houle à la côte.
- Les caractéristiques des tempêtes sont variables sur le littoral d'Omaha beach. Les tempêtes de secteur NE sont les plus intenses. En comparaison avec celles de secteur NNW, elles s'étalent sur des durées plus longues, avec des hauteurs de houle supérieures et donc une énergie plus importante. Le paramètre de Gourlay (1968), $\Omega = H_s/w_sT$, calculé à partir des valeurs moyennes de H_s et T_s sur l'événement, se révèle un bon indice pour adimensionner et comparer l'énergie des tempêtes entres elles.
- Les conséquences morphologiques des tempêtes sont extrêmement variables en fonction d'une part, de leur intensité, et d'autre part, de leur conjonction avec le marnage, notamment à l'échelle du cycle tidal semi-lunaire. De plus, l'effet cumulatif des tempêtes, et donc la chronologie des événements énergétiques, est également un paramètre particulièrement influent sur les modalités de l'érosion de l'estran.
- Les fortes tempêtes en période de vive-eau entraînent une érosion de la partie supérieure de la plage alors que, cette dernière est préservée de l'action des vagues lors d'une conjonction avec une morte-eau. Dans ces conditions, les parties moyenne et basse de la plage sont fortement arasées.
- La destruction des systèmes de barres a notamment été observée au cours de l'automne 1999 (MNT de novembre 1999). Elle résulte de la succession de trois tempêtes de forte intensité. La partie supérieure de la plage est aplanie alors que les barres de basse et moyenne plage sont érodées, mais conservent leur forme générale.
- Enfin, l'impact des tempêtes est également modulé par la morphologie initiale. Une tempête isolée, ou une succession d'épisodes énergétiques, sur un profil à barres nombreuses et bien construites, a des conséquences érosives moindres qu'une tempête agissant sur une morphologie préalablement déstructurée par un réseau de chenaux de drainage prononcés.

I.2 Évolution morphodynamique à moyen terme

L'évolution morphodynamique à moyen terme des barres intertidales est fortement dépendante de la chronologie des conditions d'agitation.

- L'alternance des conditions de beau temps et de tempêtes est conditionnée par la climatologie des vents en Normandie et l'orientation du trait de côte. Les vents dominants de secteur SW à W, donc en provenance de la terre, n'ont que peu d'influence sur l'agitation à Omaha beach. A l'inverse, les vents de mer, de NW à NE, génèrent périodiquement des fortes agitations. Une tendance saisonnière est mise en évidence, les tempêtes les plus importantes se produisant généralement durant le printemps.
- Cette alternance des conditions hydro-météorologiques est à l'origine du comportement morphodynamique séquentiel des barres d'Omaha beach. En effet, l'évolution morphologique, suivie à un rythme mensuel, montre que les barres évoluent suivant des phases de construction et de destruction consécutives. Le calcul du flux moyen d'énergie des houles pendant chaque phase d'évolution permet de les distinguer et de les caractériser de manière relative.

- Les tempêtes rythment périodiquement le comportement morphodynamique à moyen terme en perturbant la remontée des barres vers le haut de plage, qui constitue la tendance générale d'évolution des formes intertidales à cette échelle de temps. A cette évolution 2D, se superposent parfois des effets 3D du fait d'une dynamique des chenaux de drainage, associée à des mouvements longitudinaux des barres intertidales.
- Ces chenaux ont un rôle perturbateur sur l'évolution morphodynamique des barres dans le sens du profil. Leur apparition en phase d'agitation modérée est une réponse de l'estran au développement des barres pour évacuer les masses d'eau accumulées dans les bâches, générant ainsi de forts courants de retour. Leur élargissement résulte de l'action des tempêtes sur des morphologies bien développées.
- Sur la période d'étude, le volume du stock sableux intertidal est également stable. Les changements morphologiques, construction et destruction des barres, résultent d'une redistribution des masses sédimentaires sous l'effet des forçages hydrodynamiques. Ils s'effectuent donc à volume constant comme cela a été observé lors de l'approche court-terme. Cette caractéristique est en phase, d'une part, avec la stabilité du trait de côte observée depuis une cinquantaine d'années et d'autre part, explique le maintien d'un volume abondant de sable nécessaire au développement des barres.
- Il n'a pas été observé de changement d'état des barres intertidales, en ce sens qu'elles ne migrent pas en dehors de leur zone tidale de formation. Il ne se produit pas non plus de raccordement d'une barre vers une autre. Elles se forment et se déplacent autour de localisations préférentielles, en accord avec les niveaux moyens de marée. De plus, c'est l'enchaînement d'évolutions à court-terme en relation avec la chronologie des événements hydrodynamiques, et donc de leur caractère aléatoire, qui constitue le moteur des évolutions morphodynamiques à moyen terme.

II MODELE D'EVOLUTION TYPE DES BARRES INTERTIDALES

Sur la base des résultats présentés, un modèle graphique synthétisant l'évolution morphodynamique intertidale est proposé (Figure 2). Il intègre les divers états morphodynamiques, 2DV et 2DH, observés sur Omaha beach lors des phases de construction, ainsi que les diverses modalités de leur érosion pendant les phases de destruction.

Le modèle est paramétré par le paramètre de Gourlay (1968) Ω ($=H_s/w_sT$, p. 183) représentatif de l'énergie induite par l'agitation. Cependant, ses valeurs relatives sont indicatives, spécifiques au site, et n'ont donc pas de caractère universel. Le modèle, basé sur les caractéristiques principales de l'évolution morphodynamique des barres intertidales d'Omaha beach observées sur deux ans, présente les états suivants :

- Des valeurs de Ω proches de 3 correspond à l'état modal de la plage d'Omaha beach qui tend en permanence vers un équilibre morphodynamique avec des barres bien construites. Le nombre de barres du profil à l'équilibre varie de 3 à 5 sur la moyenne et basse plage, une barre de *swash*, se développant épisodiquement sur le haut estran, si le temps de persistance des conditions de faible agitation est suffisant.
- Il ne se produit pas de changement direct entre les divers états construits observés. Cette transition, et la variation induite du nombre de barres sur le profil, s'effectue obligatoirement par une phase de destruction.

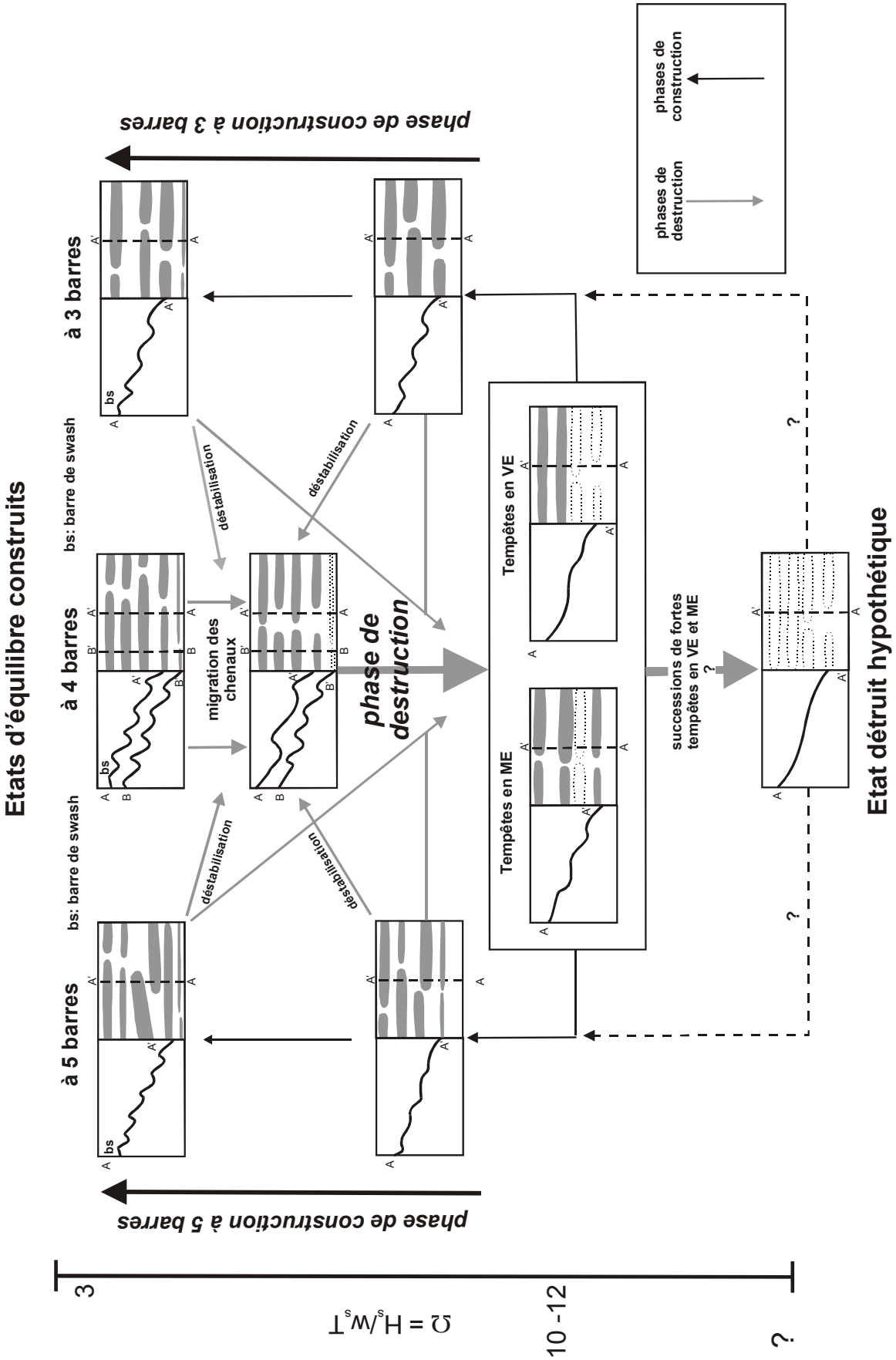


Figure 2 – Modèle d'évolution type des barres intertidales d'Omaha beach.

- La dynamique des chenaux de vidange entraîne une déstabilisation des profils de plage, conduisant à un comportement morphodynamique hétérogène des barres parallèlement au trait de côte. Elle peut également être un facteur amplificateur de l'action érosive des événements de haute énergie.
- Les tempêtes successives (Ω = 8 - 11) conduisent à un état partiellement détruit des systèmes de barres. Leur influence est modulée par la conjonction entre une tempête et les niveaux de pleine mer lors d'une marée de morte-eau ou de vive-eau. La destruction totale des barres sur le profil n'a pas été observée sur la durée de l'étude. Cependant, elle nous paraît possible si des tempêtes de forte intensité se succèdent au cours d'une longue période de temps, intégrant plusieurs cycles tidaux semi-lunaire.
- La reconstruction du profil à barres s'effectue à partir des états morphologiques post-tempêtes. Le nombre potentiel de barres en formation est fonction de la topographique résiduelle, issue de la redistribution notamment cross-shore des sédiments lors des tempêtes. Sur la figure 2, la colonne centrale décrit une séquence de destruction à partir d'un état à quatre barres sur le moyen et bas estran et une barre de *swash*, sur la haute plage. A l'issue d'une tempête, ou d'une succession de tempêtes, les reliefs résiduels reconnaissables sur la basse plage en particulier constituent des points d'appui à partir desquels de nouvelles barres se développent. Les cas de reconstruction à trois et cinq barres sont ainsi représentés de part et d'autre de la séquence des destruction. Cependant, dans ce système multi-barres, la re-formation de quatre ou deux barres (non représentée ici) est également envisageable.

Ce modèle simple met en avant les caractéristiques principales de l'évolution morphodynamique de la plage d'Omaha beach, à savoir :

- Son caractère séquentiel et cyclique, relié à la succession d'évolutions morphologiques dues aux variations stochastiques des conditions d'agitation ;
- Le rôle des tempêtes sur les remaniements morphologiques majeurs ;
- L'importance de la morphologie pré-existante sur la reconstruction des barres en phase d'accrétion.

III DISCUSSION SUR LA PRÉSENCE DES BARRES INTERTIDALES

III.1 Sur Omaha beach

Concernant la formation des barres, les résultats acquis sur Omaha beach méritent d'être comparés avec les différentes théories envisagées dans la littérature.

Il est établi que les barres sont des formes d'équilibre du profil de plage aux conditions de faible agitation qui prévalent 90% du temps sur notre site d'étude. Les barres se construisent alors et migrent vers le haut de plage sous l'effet de redistributions sédimentaires par les processus de *swash* et de déferlement. La construction de la barre de *swash* sur la haute plage, d'une amplitude moindre que celles de la moyenne et de la basse plage atteste de la capacité du *swash* à construire des morphologies sur les estrans macrotidaux. Nous avons également observé sur Omaha beach une correspondance entre les niveaux moyens de marée de morte-eau et la localisation de la crête des barres. King (1972) s'appuie sur cette constatation et suppose que le *swash* joue le rôle principal dans la construction des

barres à des positions du profil où le plan d'eau est plutôt stationnaire. Il considère que, lors des étales de pleines et basses mers, le temps d'action des processus est alors suffisant pour imprimer une morphologie de barres au fonds sédimentaires. En revanche, la position de barres en milieu de plage est contradictoire avec cette hypothèse, en raison de la vitesse de montée et de descente du niveau du plan d'eau qui est maximale à cette localisation. Par ailleurs, la position des barres sur l'estran, exceptée la barre de *swash*, implique qu'elles sont soumises plus fréquemment aux processus de la zone de déferlement qu'à ceux de la zone de *swash* (Kroon & Masselink, 2002). Le *swash*, si important qu'il soit pour la migration et le modelé des barres en conditions de faible agitation, n'est donc pas l'unique responsable de leur formation. Les barres des moyenne et basse plage ne peuvent donc pas être qualifiés de barres de *swash*.

Lors des phases de construction, le profil de plage montre deux états, un à quatre barres et un second à trois barres, avec une longueur d'onde régulière du bas vers le haut de plage. Celle-ci est de 80 m dans le premier cas et de 110 m dans le second. L'origine de cette rythmicité régulière est attribuée classiquement aux effets des ondes infragravitaires (Short, 1991). Une fois encore, cette théorie nécessite une action des processus au moment de l'étale de pleine mer pour que les ondes infragravitaires acquierent une structure *cross-shore* stationnaire. De plus, cette théorie repose sur l'existence d'une réflexion des ondes incidentes sur la plage et suppose donc une forte pente de la haute plage. Par ailleurs, elle n'est pas compatible avec une migration des barres sur l'estran. De plus Huntley (1996) estime que l'apparition d'ondes infragravitaires dans le spectre d'énergie de l'agitation peut être générée par la topographie lorsque les barres intertidales sont construites. Nos mesures, en accord avec celles présentes dans la littérature, montrent une intensification des ondes infragravitaires dans la zone de déferlement et par extension dans la zone de *swash*. Il nous semble donc plus adéquat d'envisager l'influence des ondes infragravitaires sur l'évolution topographique en tenant compte de leur importance dans la zone de *swash*, qui contrôle le modelé morphologique des barres lors de son excursion sur l'estran au cours du cycle tidal.

A partir de l'ensemble des résultats présentés et des informations bibliographiques, nous rejoignons les conclusions de Carter (1988) qui considère les barres intertidales des plages macrotidales comme des formes composites dont la construction ne dépend pas d'un seul processus hydrodynamique. Un modèle de formation des barres sur Omaha beach est proposé :

- Les barres sont initiées sous forme d'accumulations sédimentaires par les processus de *swash* à des situations préférentielles (niveaux moyens de marée de morte eau et vive eau). Les influences des ondes infragravitaires dans cette zone sont susceptibles de favoriser l'accrétion sédimentaire, à la manière de ce qui est observé au niveau des barres de *swash* s.s. (Degryse *et al.*, 2000) .
- Les processus dans la zone des brisants entretiennent la morphologie par une rétroaction positive : la convergence des flux sédimentaires du fait de la combinaison du courant de retour et de l'asymétrie des courants orbitaux participe à l'édification de la barre et à son maintien au point de déferlement (Van Rijn *et al.*, 1999).
- Le développement de la morphologie de barres, génère localement un profil plus réflectif, favorisant éventuellement l'établissement d'ondes infragravitaires stationnaires à marée haute (Short, 1991 ; Huntley, 1996). Les écoulements résiduels générés agiraient alors de manière positive sur le maintien morphologique.
- Les courants de marée et de vidange en fin de jusant, participent au creusement des bâches, amplifiant ainsi la taille des barres (Orme & Orme, 1988 ; Sipka & Anthony, 1999).

- Durant les cycles tidaux successifs, les processus de *swash* et de déferlement conduisent à l'accrétion des barres et à leur migration *onshore* (Voulgaris *et al.*, 1998 ; Stépanian *et al.*, 2001 ; Kroon & Masselink, 2002).

Le lieu d'initiation de la barre est un point fondamental qui mérite discussion. Après une tempête, le profil présente toujours des irrégularités topographiques résiduelles issues des barres érodées et des masses sableuses redistribuées. Le développement morphologique ultérieur, constaté lors des périodes de faible agitation, s'appuie sur ces irrégularités du profil. C'est donc à partir de la morphologie antécédente que se développent les barres sur Omaha beach. Une telle caractéristique s'accorde avec les théories actuelles de *self organisation* qui considèrent que les formes littorales (croissants de plages, barres sableuses) résultent pour une grande partie de rétroactions de la morphologie pré-existante sur les processus hydrosédimentaires, ces derniers étant fortement non linéaires (Southgate & Beltran, 1998 ; Coco *et al.*, 2000, 2001 ; Falqués *et al.*, 2000 ; Wijnberg & Kroon, 2002).

III.2 Sur les estrans macrotidaux

Dans leur classification des plages macrotidales, Masselink & Short (1993) considèrent que la morphologie de barres intertidales est un caractère secondaire des plages ultra-dissipatives ($RTR > 7$; $\Omega > 2$). Elle se développerait en fonction de la disponibilité sédimentaire. Cependant, les plages à barres avec leur morphologies rythmiques n'ont que peu de similitudes avec le profil lisse retenu comme représentatif des plages ultra-dissipatives. De plus, l'importance du *swash* à diverses localisations du profil contraste particulièrement avec leurs conclusions qui attribuent les effets principaux du *swash* au niveau des haut-estrans macrotidaux.

Une adaptation de cette classification aux plages macrotidales à barres apparaît donc nécessaire pour inclure ces environnements qui, bien que localisés sur les littoraux du NW de l'Europe, représentent un linéaire côtier non négligeable. De plus, le profil avec des barres construites constitue un état modal, vers lequel tend ce type de plage macrotidale, et contraste fortement avec les choix de Masselink & Short (1993) qui les considèrent secondaires. Soulignons par ailleurs, qu'il existe une grande variabilité de plages macrotidales à barres. En effet, bien que les caractéristiques hydrodynamiques soient similaires pour la plupart (marnage méso-macrotidal et agitation dominée par des mers de vent), elles présentent une grande variabilité d'états morphologiques et de mobilité des barres, cette dernière étant en partie attribuée à l'équilibre de leur budget sédimentaire (Masselink & Anthony, 2001; Reichmüth & Anthony, sous presse).

IV RECOMMANDATIONS ET PERSPECTIVES DE RECHERCHE

Ce travail souligne l'effort à poursuivre pour aboutir à une compréhension approfondie de la morphodynamique des barres intertidales des plages macrotidales. Les deux approches temporelles révèlent encore des incertitudes à lever et des manques à combler.

IV.1 Concernant les processus d'évolution morphodynamique à court-terme

(1) Les travaux réalisés mettent en avant l'importance des processus de *swash* sur l'évolution morphodynamique des barres intertidales. L'amélioration de la caractérisation des effets du *swash* nécessite une approche de mesures in situ des mécanismes de transport et de dépôt sédimentaires dans ces zones fortement turbulentes. Les travaux de thèse de Christine Degryse-Kulkarni (à paraître) sur la plage d'Omaha beach concernent l'évolution de la haute plage et de la barre de *swash* associée. Les mesures hydrodynamiques (vitesse par vélocimétrie acoustique) dans les faibles tranches d'eau sont corrélées avec les variations topographiques à haute fréquence de la haute plage. Une extension de cette démarche est à envisager sur les barres de moyen et de bas estran afin de quantifier les effets du *swash* sur les barres et de vérifier la variabilité de son influence en fonction de leur position intertidale.

Une telle approche se heurte à la difficulté majeure qui consiste à mesurer les caractéristiques hydrodynamiques d'un milieu triphasique à proximité d'un fond meuble et très mobile. Les recherches à poursuivre doivent s'inspirer des études et développements instrumentaux menés par de nombreux organismes sur ce processus. En effet, ce point constitue actuellement un axe de recherche particulièrement développé au niveau international (c.f. Programme européen SASME, *Surf and Swash zone Mechanics*), avec un nombre croissant de publications sur le sujet (Hughes & Turner, 1999 ; Butt & Russell, 1999, 2000 ; Degryse-Kulkarni, à paraître, pour une revue bibliographique exhaustive). Dans un tel contexte, les plages macrotidales à barres se révèleraient des milieux particulièrement adaptés pour de telles recherches.

(2) La quantification des processus hydrodynamiques doit s'étendre au-delà de la zone de *swash*. En effet, une meilleure connaissances des transferts sédimentaires au sein même de la zone de déferlement et des brisants est nécessaire pour valider leur rôle sur la construction et le maintien des barres. Il en est de même pour les ondes infragravitaires, leur origine et leurs conséquences à court-terme sur la topographie, ainsi que pour la compréhension des transferts sédimentaires dans les chenaux. Une telle détermination passe par l'utilisation de moyens de mesures hydrosédimentaires adéquates, notamment à proximité du fond, de manière extensive, sur de longues périodes et durant des conditions énergétiques contrastées. Elles doivent être réalisées de plus en parallèle d'un suivi topographique détaillé, en raison du rôle fondamental de la morphologie initiale sur les transferts sédimentaires et par conséquent sur les évolutions morphodynamiques.

(3) Une perspective primordiale concerne les processus de (re)formation des barres. L'ensemble des mesures hydrodynamiques et sédimentaires à haute fréquence ne pourront lever le doute sur les processus d'édification des barres qu'à condition qu'elles soient réalisées lors de la formation de la barre. Cela nécessite une présence quasi-constante sur le terrain des appareils de mesure pour cerner cette phase morphodynamique. En tout état de cause, c'est la disponibilité humaine et matérielle et les aléas météorologiques qui conditionnent la levée d'une telle incertitude.

(4) A cette échelle de temps, l'influence de la morphologie initiale est également une caractéristique à considérer. Les études menées doivent préciser l'influence de la forme du profil, en tenant compte de sa capacité intrinsèque à dissiper l'énergie des houles et de son état hérité de la

chronologie des événements hydrodynamiques antécédents. La prise en considération des caractéristiques physiques des sédiments permettrait d'éclairer ce paramètre. En effet, en phase d'accrétion, la crête des barres est généralement recouverte de sables à structure lâche, alors qu'après une tempête, la crête et le revers marin sont particulièrement compacts. Des essais géotechniques, appropriés à cet environnement et à ce type de sédiment, pourraient être mis en œuvre afin de préciser les réponses de ces états différents de compaction à une intensification du régime des houles.

(5) L'apport de la modélisation physique en canal ou bassin à houle peut également se révéler profitable pour mettre en évidence les processus d'évolution morphodynamiques. Aux défauts de similitude près, le contrôle quasi-total des paramètres hydrodynamiques, sédimentaires, géotechniques, et morphologiques permet de les étudier indépendamment et de les quantifier par des mesures in situ précises (vélocimétrie acoustique, PIV - *Particule Imagery Velocimetry*, charge en suspension). Une adaptation de ces outils est nécessaire, et réalisable, pour mettre en place un niveau variable du plan d'eau et des conditions de houle aléatoire.

Les quelques perspectives présentées soulignent les compléments nécessaires à une approche morphodynamique basée sur une étude des processus à haute fréquence. Une telle approche déterministe n'est cependant valable qu'à cette échelle de temps et intègre un biais dans la mesure où chaque observation et mesure résulte des rétroactions entre les forçages hydrodynamiques et la morphologie initiale. La compréhension de ces processus et l'acquisition de mesures in situ est toutefois une étape indispensable en vue des développements de modèles numériques.

IV.2 Comportement morphodynamique à moyen-terme

L'amélioration des connaissances concernant ce comportement sur des pas de temps pluriannuels, nécessite, en premier lieu, l'acquisition de séries de données topographiques et hydrodynamiques sur de longues périodes de temps. Sur Omaha beach, le suivi morphologique et l'enregistrement des conditions d'agitation incidente sont mis en place depuis février 1999.

(1) A terme, cette base de données doit permettre de déterminer les grands traits du comportement des barres à moyen terme. L'étude sur deux ans a permis de déterminer quelques caractéristiques de ce comportement incluant, certains états morphodynamiques de la plage et les échelles de temps de construction et de destruction des barres intertidales. La poursuite des mesures engagées doit tendre vers la détermination plus précise de ces paramètres, mais aussi doit permettre d'apprécier la période de retour de ces états, et d'identifier les rétroactions entre les barres (Horn, 2002 ; Wijnberg & Kroon, 2002). Il est également très important de couvrir une période de temps suffisante afin d'observer la récurrence des séquences d'évolution morphodynamique, sa durée restant pour le moment indéterminée.

(2) D'une manière générale, deux réflexions sur le protocole de suivi topographique peuvent être faites. Tout d'abord, maintenant que les processus *cross-shore* des barres sont relativement bien décrits par les levés réalisés, il peut être profitable d'étendre la zone de levé afin de suivre les mouvements longitudinaux des barres et des chenaux. Enfin, un suivi bathymétrique régulier de l'avant côte, qui n'a pu être qu'initié lors de ce travail, doit être mis en place afin de quantifier les transferts entre les domaines subtidaux et intertidaux, la faisabilité et la périodicité de tels levés restant

à définir. Cela permettrait également de vérifier les relations et interactions morphodynamiques entre les différentes barres de part et d'autre du niveau des basses mers.

(3) La dynamique des chenaux à cette échelle de temps doit également faire l'objet d'investigations afin de cerner leurs modalités d'apparition sur l'estran et leurs changements de position. Leur relation avec les variations des forçages hydrodynamiques est également un paramètre à préciser. D'une manière plus générale, c'est la variabilité tridimensionnelle des changements topographiques intertidaux qui est à étudier. Les techniques d'analyse en composante principale des MNT (CEOF, *Complex Eigen Orthogonal Function*) semblent à l'heure actuelle assez convaincantes pour parvenir à la quantifier (Ruessink *et al.*, 2000 ; Van Enckevort, 2001).

(4) Des suivis topographiques couvrant la cellule sédimentaire d'Omaha beach entre la Pointe-de-la-Percée et Ste-Honorine-des-Pertes peuvent être également entrepris pour vérifier d'une part, l'éventualité d'un fonctionnement saisonnier de « plage en rotation » de cette anse en fonction des vents dominants, et d'autre part, son incidence sur la distribution latérale des barres à cette échelle spatiale.

(5) Outre son intérêt pour le suivi morphodynamique, la base de données compilée est une source originale et pertinente qui peut être valorisée par une exploitation à des fins de modélisations numériques. Une approche évènementielle est envisageable pour certains levés topographiques rapprochés en particulier pour les effets des tempêtes et pour les campagnes de terrain. Concernant l'évolution morphodynamique à moyen terme, les outils numériques disponibles semblent limités pour le moment, dans la mesure où ils ne prennent pas en compte les processus de *swash*, fondamentaux pour l'étude de la morphodynamique des barres intertidales.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Références bibliographiques

Aagaard, T., 1988. A study on nearshore bar dynamic in a low-energy environment: Northern Zealand, Denmark. *Journal of Coastal Research,* 4(1), 115-128.

Aagaard, T., 1991. Multiple-bar morphodynamics and its relation to low-frequency edge waves. *Journal of Coastal Research,* 7(3), 801-813.

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.

Akouango, E., 1997. Morphodynamique et dynamique sédimentaire dans le Golfe du Lion. Contribution à l'étude de la zone côtière dans l'actuel et le Quaternaire récent. Thèse de Doctorat, Univ. Perpignan, 193 p.

Alduc, D., 1979. La Manche orientale, étude géomorphologique du réseau des paléovallées. Thèse de Doctorat, Univ. Caen, 140 p.

Aloisi, J.C., Auffret, G.A., Auffret, J.P., Barusseau, J.P., Hommeril, P., Larsonneur, C., & Monaco, A., 1977. Essai de modélisation de la sédimentation actuelle sur les plateaux continentaux français. *Bulletin de la Société Géologique de France,* 7(2), 183-195.

Aubrey, D.G., 1989. Measurements errors for electromagnetic current meters. In ; Seymor R.J. (Ed.), Nearshore Sediment Transport, Plenum Press, New York, 67-78.

Auffret, J.P., & d'Ozouville, L., 1986. Apports de l'imagerie fournie par le sonar à balayage latéral à la connaissance de la dynamique sédimentaire en Baie de Seine. *La Baie de Seine (Greco-Manche)*. IFREMER. Actes de colloque n°4, 201-210.

Auffret, J.P., Alduc, D., & Larsonneur, C., 1980. Cartographie du réseau des paléovallées et de l'épaisseur des formations meubles de la Manche orientale. *Annales de l'Institut Océanogaphique*, 56, 21-35.

Balouin, Y., 2001. Les embouchures mésotidales (*tidal inlets*) et leur relation avec les littoraux adjacents – Exemple de la Barra Nova, Sud Portugal. Thèse de Doctorat, Univ. Bodeaux I, 291 p.

Barusseau, J.P., Brissaud, L., Drapeau, G., & Long, B., 1991. Processus hydrodynamiques et morphosédimentaires de l'environnement des barres d'avant-côte du littoral du golfe du Lion. *Oceanologica Acta,* 11(vol.sp.), 163-176.

Barrusseau, J.P., Radulescu, M., Descamps, C., Akouango, E., & Gerbe, A., 1994. Morphosedimentary multiyear changes on a barred coast (Gulf of Lion, Mediterranean Sea, France). *Marine Geology,* 122, 47-62.

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, 79-99.

BCEOM, 1975. Le littoral français, dommages côtiers, ouvrages de défense. Ministère de l'équipement, service central de l'hydrologie et de l'environnement.

Bird, E.C.F., 1986. Submerging Coasts. Wiley & Sons Ltd, Chichester, 184 p.

Birkemeier, W.A., Long, C.E., & Hathaway, K.K., 1997. Delilah, Duck94 and SandyDuck: three nearshore field experiments. Proceedings of The International Coastal Engineering Conference, ASCE, 4052-4065.

Bockzar-Karakiewicz, B., & Davidson-Arnott, R.G.D., 1987. Nearshore bar formation by non-linear wave process - A comparison of model results and field data. *Marine Geology,* 77, 287-304.

Bockzar-Karakiewicz, B., *et al.*, 1995. Dynamics of sand bars in coastal regions. Proceedings of Coastal Dynamics, Gdansk, Poland, ASCE, 862-867.

Bonnefille, R., 1992. Cours d'Hydraulique Maritime (3ème édition). Masson, Paris, 208 p.

Bowen, A.J., & Inman, D.L., 1971. Edge waves and crescentic bars. *Journal of Geophysical Research,* 94, 18023-18030.

Bowen, A.J., & Huntley, D.A., 1984. Waves, long waves, and nearshore morphology. *Marine Geology,* 60, 1-13.

Bowen, A.J., & Holman, R.A., 1989. Shear instabilities of the mean longshore current: 1. Theory. *Journal of Geophysical Research,* 94, 18023-18030.

Brander, R.W., 1999. Field observations on the morphodynamic evolution of a low-energy rip current system. *Marine Geology,* 157, 199-217.

Bretel, P., 2002, à paraître. Processus éoliens et morphodynamique dunaire sur les côtes bas-normandes. Thèse de Doctorat, Univ. Caen, 187 p. +annexes.

Bruun, P., 1954. Coast erosion and developments of beach profiles. Technical Memorandum n°44, Beach Erosion Board, CERC, US Army Waterways Experimentation.

Butt, T., & Russell, P.E., 1999. Suspended sediment transport mechanisms in high-energy swash zone. *Marine Geology,* 161, 361-375.

Butt, T., & Russell, P.E., 2000. Hydrodynamics and crosshore sediment transport on natural beaches: a review. *Journal of Coastal Research,* 16(2), 255-268.

Carrier, G.F., & Greenspan, H.P., 1958. Water waves of finite amplitude on a sloping beach. *Journal of Fluid Mechanics,* 4, 97-109.

Carter, T.G., Liu, P.L.F., & Mei, C.C., 1973. Mass tranports by waves and offshore sand bedforms. *Journal of Waterways, Harbour, and Coastal Engineering Division,* WW2, 165-184.

Carter, R.W.G., 1988. Coastal Environements. An Introduction to physical, ecological and cultural systems of coastlines, Academic Press, London, 617 p.

Carter, R.W.G., & Balsillie, J.H., 1983. A note on amount of wave energy transmitted over nearshore sand bars. *Earth Surface Processes and Landforms,* 8, 213-222.

Chabert d'Hières, G., & Le Provost, C., 1978. Atlas des composantes harmoniuqes de la marée dans la Manche. *Annales hydrodgraphiques*, 6, Fasc. 3, 5-36.

Chapalain, G., 1988. Etude hydrodynamique et sédimentaire des environnements littoraux dominés par la houle. Thèse de Doctorat, Univ. Grenoble, 318 p.

Chapalain, G., 1993. Modélisation des barres de sable pré-littorales sous l'effet de la houle. *Journal de Recherche Océanographique,* 18(3-4), 88-91.

Chauhan, P.P.S., 2000. Bedform association on ridge and runnel foreshore: implications for the hydrography of a macrotidal estuarine beach. *Journal of Coastal Research,* 16(4), 1011-1021.

Clet-Pellerin, M., Dupeuble, P.A., Helluin, M., Lefebvre, D., Pellerin, J., et coll., 1987. Les formations marines et continentales du Pléistocène récent dans la région d'Asnelles-St-côme-de-Fresné (Calvados). *Bulletin du Centre de Géomorphologie du CNRS*, n° 32, Caen, 71-98.

Clifton, H.E., Hunter, R.E., & Phillips, R.L., 1971. Depositional structures and processes in the non-barred high-energy nearshore. *Journal of Sedimentary Petrology,* 41, 651-670.

Coco, G., Huntley, D.A., & O'Hare, T.J., 2000. Investigation of a self-organisation model for beach cusp formation and development. *Journal of Geophysical Research*, 105(C9), 21991-22002.

Coco, G., Huntley, D.A., & O'Hare, T.J., 2001. Regularity and randomness in the formation of beach cusps. *Marine Geology,* 178, 1-9.

Corbau, C., 1995. Dynamique sédimentaire en domaine macrotidal : Exemple du littoral du Nord de la France. Université de Lille I, 222 p.

Corbau, C., Howa, H.L., Tessier, B., De Resseguier, A., & Chamley, H., 1994. Evaluation du transport sédimentaire sur une plage macrotidale par traçage fluorescent, Dunkerque Est, France. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Paris),* 319(II), 1503-1509.

Cornish, V., 1898. On sea beaches and sandbanks. *Geographical Journal,* 11(5-6), 528-628.

Correia, P., 1999. Guide pratique du GPS. Editions Eyrolles, 200 p.

Coutard, J.P., & Lautridou, J.P., 1975. Le Quaternaire de Grandcamp-les-bains (Calvados), Loess et plage marine normanienne. Un problème de datation. *Bulletin de la Société Linéenne de Normandie,* 104, 136-144.

Coutard, J.P., Lautridou, J.P., Lefebvre, D., & Clet, M., 1979. Les bas-niveaux marins éemien et pré-éemien de Grandcamp-les-bains. *Bulletin de la Société Linéenne de Normandie,* 107, 11-20.

Cowell, P.J., & Thom, B.G., 1994. .Morphodynamics of coastal evolution. In: R.G.W., Carter & Woodroffe, C.D., (Ed.s), Coastal Evolution: Late Quaternary shoreline morphodynamics, Cambridge University Press, Cambridge, 33-86.

Dabrio, C.J., 1982. Sedimentary structures generated on the foreshore by migrating ridge and runnel systems on microtidal and mesotidal coasts of South Spain. *Sedimentary Geology,* 32, 141-151.

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.

Davidson, M.A., Russell, P.E., Huntley, D.A., & Hardisty, J., 1993. Tidal asymmetry in suspended sand transport on a macrotidal intermediate beach. *Marine Geology,* 110, 333-353.

Davies, J.L., 1964. A morphogenic approach to world shorelines. *Zeitschrift für Geomorphologie,* 8, 127-142.

Davis, R.A., & Fox, W.T., 1972. Coastal process and nearshore sand bars. *Journal of Sedimentary Petrology,* 42(2), 401-412.

Davis, R.A., Fox, W.T., Hayes, M.O., & Boothroyd, J.C., 1972. Comparison of ridge and runnel systems in tidal and non-tidal environment. *Journal of Sedimentary Petrology,* 2, 413-421.

Dean, R.G., 1991. Equilibrium beach profiles: Characteristics and applications. *Journal of Coastal Research*, 7(1), 53-84.

De Vriend, H.J., 1991. Mathematical modelling and large-scale coastal behavior, Part I: Physical processes. *Journal of Hydraulic Research,* 29, 727-740.

De Vriend, H.J., Capobianco, M., Chesher, T., De Swart, H.E., Latteux, B., & Stive, M.J.F., 1993. Approaches to long-term modelling of coastal morphology. *Coastal Engineering,* 23, 305-327.

Degryse, C., 1997. Facteurs d'évolution morphodynamique d'une plage macrotidale: exemple de la plage de Merlimont. Rapport de DEA. Univ. Lille I, 51 p.

Degryse-Kulkarni, C., à paraître. Morphodynamique de la zone de swash. Thèse de Doctorat, Univ. Caen.

Degryse, C., Levoy, F., & Ruessink, G., 2001. Influence des vagues infragravitaires sur la morphodynamique de la zone de swash. *Revue Française de Génie-Civil,* 5-7, 959-972

Dhyr-Nielsen, M., & Sorensen, T., 1970. Some sand transport phenomena on coast with bars. Proceedings of the 12th Conference of Coastal Engineering, ASCE, 855-866.

Doré, F., Larsonneur, C., Pareyn, C., & Rioult, M., 1987. Normandie Maine (2ème édition). Guide Géologique Régionaux, Masson*,* Paris, 216 p.

Duane, D.B., & James, W.J., 1980. Littoral transport in the surf zone elucidated by an eulerian sediment tracer experiment. *Journal of Sedimentary Petrology*, 50, 929-942.

Duncan, J.R., 1964. The effects of watertable and tide cycle on swash-backwash sediment distribution and beach profile development. Marine Geology, 2, 186-197.

Duplessy, J.C., 1990. Gros temps sur la planète. Odile Jacob, Paris, 296 p.

EDF, 1986. Catalogue sédimentologique des côtes de France. Côtes de la Mer du Nord et de La Manche. Ed. Eyrolles, Paris, 406 p.

Ehrhold, A., 1993. Cartographie et dynamique des dépôts meubles de la Baie de Seine occidentale. Rapport de DEA. Univ. Caen, 95 p.

Elhaï, H., 1963. La Normandie occidentale entre la Seine et le Golfe Normand-Breton. Etude Morphologique. Thèse de Doctorat, Univ. Paris - Sorbonne, 624 p.

Elhaï, H., & Larsonneur, C., 1969. Dépôts tardiglaciaires et postglaciaires sur la côte du Calvados. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire,* 19(2), 93-104.

Elhaï, H., & Sparks, B.W., 1958. Une tourbière littorale: Colleville-sur-mer (Calvados). *Bulletin de la Société Géologique de France,* 6(VIII.-20), 295-304.

Evans, O.F., 1940. The low and ball of the east shore of Lake Michigan. *Journal of Geology,* 48, 476-511.

Falqués, A., Coco, G., & Huntley, D.A, 2000. A mechanism for the generation of wave driven patterns in the surf zone. *Journal of Geophysical Research*, 105(C10), 24071-24088.

Fily, G., 1975. Observations lithostratigraphiques et sédimentologiques sur le Bathonien Moyen d'Englesqueville-Saint-Pierre-du-Mont (Calvados). *Bulletin de la Société Linéenne de Normandie,* 104, 107-120.

Fily, G., Coutard, J.P., Pareyn, C., Rioult, M., Auffret, J.P., & Larsonneur, C., 1987. Carte géol. France (1/50 000), feuille Grandcamp-Maisy (95) – Orléans: Bureau de recherches géologiques et minières.

Froidefond, J.M., Galissaires, J., & Prud'Homme, R., 1990. Spatial variation in sinusoidal wave energy on a crescentic nearshore bar: application to the Cap-ferret coast. *Journal of Coastal Research,* 6(4), 927-942.

Galvin, C.J., 1968. Breaker type classification on three laboratory beaches. *Journal of Geophysical Research,* 73, 3651-3659.

Gourlay, M.R., 1968. Beach and dune erosion tests. Delft Hydraulics Laboratory, report n° M935/M936.

Goudie, A., 1988. Geomorphological Techniques. Unwin Hyman, London, 570 p.

Greenwood, B., & Davidson-Arnott, R.G.D., 1979. Sedimentation and equilibrium in wave formed bars: a review and case study. *Canadian Journal of Earth Sciences,* 16, 323-332.

Greenwood, B., & Mitler, P.R., 1979. Vertical sequence and lateral transitions in the facies of a barred nearshore environment. *Marine Geology,* 32, 191-203.

Greenwood, B., & Osborne, P.D., 1990. Vertical and horizontal structure in cross-shore flows: An example of undertow and set-up on a barred beach. *Coastal Engineering,* 4, 543-580.

Greswell, R.K., 1937. The geomorphology of the south-west Lancashire coastline. *Geographical Journal,* 90, 335-348.

Guilcher, A., 1954. Morphologie littorale et sous-marine. Presses Universitaires Françaises*,* Paris, 216 p.

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.

Guza, R.T., & Thornton, E.B., 1985. Observations of surf beat. *Journal of Geophysical Research,* 90(C2), 3161-3172.

Ham, L., Madsen, P.A., & Peregrine, D.H., 1993. Wave transformation in the nearshore zone: a review. *Coastal Engineering,* 21, 5-39.

Hardisty, J., 1990. Beaches, Form and Process. Unwyn Hyman*,* London, 324 p.

Hardisty, J., 1994. Beach and nearshore sediment transport. Sediment transport and depositionnal processes, ed. Pye., K., Blackwell Scientific, 219-255.

Hardisty, J., & Laver, A.J., 1989. Breaking waves on a macrotidal barred beach: a test of McCowan's criteria. *Journal of Coastal Research,* 5(1), 79-82.

Hawley, N., 1982. Intertidal sedimentary structures on macrotidal beaches. *Journal of Sedimentary Petrology,* 52(3), 785-795.

Hayes, M.O., & Boothroyd, J.C., 1969. Storm as modifying agents in the coastal environment. Coastal Environments, NE Massachussets and New Hampshire, Eastern Section, SEPM, 245-265.

Héquette, A., & Hill, P.R., 1993. Storm-generated currents and offshore sediment transport on a sandy shoreface, Tibjak Beach, Canadian Beaufort Sea. *Marine Geology*, 113, 283-304.

Hesp, P.A., 1999. The beach backshore and beyond. In : A. D. Short (Ed.), Handbook of beach and shoreface morphodynamics, Chichester, Wiley, 145-175.

Holman, R.A., 1995. Nearshore processes. *Reviews of Geophysics,* 33(U.S. National Report to IUGG, 1991-1994.), [http://earth.agu.org/revgeophys/holman01/holman01.html].

Holman, R.A., & Bowen, J., 1982. Bars, bumps, and holes: Models for the generation of complex beach topography. *Journal of Geophysical Research,* 87(C1), 457-468.

Holman, R.A., & Sallenger, A.H.J., 1993. Sand bar generation: a discussion of the Duck experiment series. *Journal of Coastal Research,* 15(SI), 76-92.

Horikawa, K., 1988. Nearshore dynamics and coastal processes. University of Tokyo Press*,* Tokyo, 522 p.

Horn, D.P., 1993. Sediment dynamics on a macrotidal beach: Isle of Man. *Journal of Coastal Research,* 9(1), 189-208.

Horn, D.P., 1996. Beach research in the 1990s. *Progress in Physical Geography,* 21(3), 454-470.

Horn, D.P., 2002. Mesoscale beach processes. *Progress in Physical Geography,* 26(2), 271-289.

Howd, P., Bowen, T., Holman, R., & Oltman-Shay, J., 1991. Infragravity waves, longshore currents, and linear sand bar formation. Proceedings of Coastal Sediments'91, Seattle, 72-84.

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.

Hughes, M.G., & Turner, I. The beachface. In: A. D., Short, (Ed.), Handbook of beach and shoreface morphodynamics, Chichester, Wiley & Sons, 119-144.

Hunt, J.N., 1979. Direct solution of wave dispersion equation. *Journal of Waterways, Port, and Coastal, and Ocean Engineering*, 4, ASCE, 457-459.

Huntley, D.A., 1996. Long period motion and wave reflection. In: O'Connor, B.A., (Ed.), Ciculation and Sediment Transport Around Banks (CSTAB) Handbook. Report N° CE/05/96, Departement of Civil Engineering, University of Liverpool, 485-500.

Huntley, D.A., & Hanes, D.M., 1987. Direct measurement of suspended sand transport. *Proceedings of Coastal Sediments'87*, ASCE, 723-737.

Huntley, D.A., & Short, A.D., 1992. On the spacing between observed rip currents. *Coastal Engineering*, 11, 211-225.

Huntley, D.A., Guza, R.T., & Thornton, E.B., 1981. Field observations of surf beat. 1. Progressive edge waves. *Journal of Geophysical Research,* 86, 6451-64-66.

Ingle, J.C., 1966. The movement of beach sand. Elsevier*,* New York, 211 p.

Interocean, 1990. S4 current meter, user's manual. 90 p.

Jago, C.F., & Hardisty, J., 1984. Sedimentology and morphodynamics of a macrotidal beach, Pendine Sands, SW Wales. *Marine Geology,* 60, 123-154.

King, C.A.M., 1951. Depth of disturbance of sand on sea beaches by waves. *Journal of Sedimentary Petrology,* 21(3), 131-140.

King, C.A.M., 1972. Beaches and coasts. Edward Arnold*,* London, 570 p.

King, C.A.M., & Williams, W.W., 1949. The formation and mouvement of sand bars by wave action. *Geographical Journal,* 113, 70-85.

Kingston, K.S., Ruessink, B.G., Van Enckevort, I.M.G., & Davidson, M.A., 2000. Artificial neural network correction of remotely sensed sandbar location. *Marine Geology,* 169, 137-160.

Kingston, K.S., & Davidson, M.A., 2001. A parametric morphologic descriptor for nearshore sandbar feature.

Proceedings of Coastal Dynamics'01, Lund, Suède, ASCE, 673-682.

Komar, P.D., 1998. Beach processes and sedimentation (2éme édition). Prentice-Hall, New Jersey, 545 p.

Komar, P.D., & Inman, D.L., 1970. Longshore sand transport on beaches. *Journal of Geophysical Research,* 75, 5914-5927.

Komar, P.D., & Gaughan, M.K., 1972. Airy wave theory and breaker height prediction. *Proceedings of the 13th International Conference on Coastal Engineering*, ASCE, 405-418.

Komar, P.D., & Miller, M.C., 1973. The threshold of movement under oscillatory water waves. *Journal of Sedimentary Petrology,* 43, 1101-1110.

Konicki, K.M., & Holman, R.A., 2000. The statistics and kinematics of transverse sand bars on a open coast. *Marine Geology,* 169, 69-101.

Kraus, N.C., 2001. On equilibrium properties in predictive modeling of coastal change. Proceedings of Coastal Dynamics'01, Lund, Suède, 1-15.

Kroon, A., 1994. Sediment transport and morphodynamics of the beach and nearshore zone, near Egmond, The Netherlands. Thèse de Doctorat, Univ. Utrecht (NL), 275 p.

Kroon, A., 1998. Intertidal bar dynamics. In: A., Kroon, & Ruessink, B.G., (Eds.), Geographical developments in coastal morphodynamics: a tribute to Joost Terwindt, Univ. Utrecht (NL), 169-184.

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.

Larson, M., & Kraus, N.C., 1989. SBEACH: Numerical Model for Simulating Storm-Induced Beach Change, Report 1: Theory and model Foundation. Technical Report CERC-89-9, US Corps of Engineers.

Larson, M., & Kraus, N.C., 1992. Analysis of cross-shore movement of natural longshore bars and material placed to create longshore bars. Technical Report DRP92-5, US Corps of Engineers, 89 p.

Larson, M., & Kraus, N.C., 1995. Prediction of cross-shore sediment transport at different spatial and temporal scales. *Marine Geology,* 126, 111-127.

Larsonneur, C., 1971. Manche centrale et Baie de Seine: géologie du substratum et des dépôts meubles. Thèse de Doctorat d'Etat, Univ. Caen, 393 p.

Lautridou, J.P., 1989. Les lignes de rivages pléistocènes en Normandie, âges des plates-formes littorales. *Bulletin du Centre de Géomorphologie du CNRS*, n° 36, Caen, 231-234.

Lee, G., Nicholls, R.J., Birkemeier, 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., & Birkemeier, W.A., 1998. Storm-driven variability of the beach-nearshore profile at Duck, North Carolina, USA, 1981-1991. *Marine Geology,* 148, 163-177.

Le Provost, C., Fornerino, M., et Villaret, C., 1986. Sur l'hydrodynamique de la Baie de Seine. Résultats d'observations et de mesures. *La Baie de Seine (Greco-Manche)*. IFREMER. Actes de colloque n°4, 15-24.

Levoy, F., 1994. Évolution et fonctionnement hydrosédimentaire des plages macrotidales: l'exemple de la côte ouest du Cotentin. Thèse de Doctorat, Univ. Caen, 423 p.

Levoy, F., 2000. L'influence de la marée sur la morphodynamique des plages sableuses. Habilitation à Diriger des Recherches. Univ. Caen, 183 p.

Levoy, F., Monfort, O., & Larsonneur, C., 1997. Transports 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., Baltzer, A., Howa, H.L., & Tessier, B., 1997. Echanges sédimentaires plage - prisme subtidal. Action de Recherche Spécifique, Rapport Final. Ministère de l'Éducation Nationale, de la Recherche et de la Technologie, 44 p. + Annexes.

Levoy, F., Anthony, E., Barusseau, J.P., Howa, H.L., & Tessier, B., 1998. Morphodynamique d'une plage macrotidale à barres. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences (Paris),* 327, 811-818.

Levoy, F., Bretel, P., Rousset, H., & Larsonneur, C., 1999. Suivi de l'évolution du littoral du Calvados. Conseil Général du Calvados, 79 p.

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.

Lippman, T.C., & Holman, R.A., 1990. The spatial and temporal variablity of sand bar morphology. *Journal of Geophysical Research,* 95(C7), 11575-11590.

Lippman, T.C., Holman, R.A., & Hathaway, K.K., 1993. Episodic, nonstationnarity behaviour of double bar system at Duck, N.C., U.S.A., 1986-1991. *Journal of Coastal Research,* 15(SI), 49-75.

Lippman, T.C., Herbers, T.H.C., & Thornton, E.B., 1999. Gravity and shear wave contributions to nearshore infragravity motions. *Journal of Physical Oceanogaphy*, 29, 231-239.

List, J.H., 1991. Wave groupiness variations in the nearshore. *Coastal Engineering,* 15, 475-496.

Long, B., & Ross, N., 1989. Revue et classification des barres d'avant-côte. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine,* 13(1), 175-187.

Madsen, O.S., 1989. Transport determination by tracers: tracer theory. In: Seymour, R.J. (Ed.), Nearshore Sediment Transport, Plenum Press, New York, 103-113.

Masselink, G., 1993. Simulating the effects of tides on beach morphodynamics. *Journal of Coastal Research,* 15(SI), 180-197.

Masselink, G., & Short, A.D., 1993. The effect of tide range on beach morphodynamics an morphology: a conceptual beach model. *Journal of Coastal Research,* 9(3), 785-800.

Masselink, G., & Hegge, B., 1995. Morphodynamics of meso-macrotidal beach from central Queensland, Australia. *Marine Geology,* 129, 1-23.

Masselink, G., & Turner, I., 1999. The effects of tide in beach morphodynamics. In: A. D., Short, (Ed.), Handbook of beach and shoreface morphodynamics, Chichester, Wiley & Sons, 204-229.

Masselink, G., & Anthony, E.J., 2001. Location and height of intertidal bars on macrotidal ridge and runnel beaches. *Earth Surface Processes and Landforms,* 26, 759-774.

McCave, I.N., & Geiser, A.C., 1978. Megaripples, ridges and runnels on the intertidal flats of the Wash, England. *Sedimentology,* 26, 353-369.

McCowan, J., 1894. On the highest wave of permanent type. *Philosophical Magazine,* 38, 351-357.

McCubin, D.G., 1981. Barrier-Island and strain-plain facies. *AAPG bulletin*, 247.

Michel, D., 1997. Evolution morphodynamique d'un littoral sableux situé à l'aval d'une embouchure lagunaire. Thèse de Doctorat, Univ. Bordeaux I, 162 p.

Michel, D., & Howa, H.L., 1999. Short-term morphodynamic response of a ridge and runnel system on a mesotidal beach. *Journal of Coastal Research,* 15(2), 428-437.

Michel, D., Thomas, C., Howa, H.L., Chapalain, G., Thais, L., & Malengros, D., 1999. Processus hydrodynamiques et sédimentaires sur le plateau continental interne aquitain. 7ème congrés de Sédimentologie, Nancy, ASF, 229-230.

Miles, J., Ruessink, B.G., Levoy, F., Russell, P.E., Thornton, E.B., & Huntkey, D.A., 2000. Shear wave and edge wave distribution on a barred beach. Proceedings of the International Conference of Coastal Engineering 2000, Sidney, ASCE.

Miller, R.L., 1976. The role of vortices in surf zone prediction: sedimentation and wave forces. Beach and Nearshore Sedimentation, R. A. Davis, & Ethington, R.L., (Ed.), SEPM, special publication, 24, 92-114.

MNEAT, 1995. Catalogue de fiches synthétiques de mesures de houles. Service Technique de la Navigation Maritime et des Transmissions de l'Equipement.

Moore, J.N., Fritz, W.J., & Futch, R., 1984. Occurence of megaripples in a ridge and runnel system, Sapelo Island, Georgia: morphology and process. *Journal of Sedimentary Petrology,* 54(2), 615-625.

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.

Mulrennan, M.E., 1992. Ridge and runnel beach morphodynamics: an example from the central east coast of Ireland. *Journal of Coastal Research,* 8(4), 906-918.

Munk, W.H., 1949. Surf beats. *Transactions, American Geophysical Union,* 30, 849-854.

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: Dundrum Bay, Northern Ireland. *Journal of Coastal Research,* 34(SI - ICS 2000 New Zealand), 183-193.

Niedoroda, A.W., & Tanner, W.F., 1970. Preliminary study of transverse bars. *Marine Geology,* 9, 41-62.
O'Hare, T.J., 1994. The role of long waves in sand bar formation - a model exploration. Proceedings of Coastal Dynamics'94, Barcelone, ASCE, 74-88.

O'Hare, T.J., & Davis, A.G., 1993. Sand bar evolution beneath partially-standing waves: laboratory experiment and model simulations. *Continental Shelf Research,* 13, 1149-1181.

O'Hare, T.J., & Huntley, D.A., 1994. Bar formation due to wave groups and associated long waves. *Marine Geology,* 116, 313-325.

Oltman-Shay, J., & Hathaway, K.K., 1989. Infragravity energy and its implications in nearshore sediment transport and sandbar dynamics. *Technical report CERC-89-8, Departement of the Army,* Waterways Experiment Station, Wiksburg, 21 p.

Orford, J.D., & Wright, P., 1978. What's in a name? - Descriptive or genetic implications of 'ridge and runnel' topography. *Marine Geology,* 28, M1-M8.

Orme, A.R., & Orme, A.J., 1988. Ridge and runnel enigma. *The Geographical Review,* 78, 169-184.

Owens, E.H., & Froebel, D.H., 1977. Ridge and runnel systems in the Magdalen islands, Quebec. *Journal of Sedimentary Petrology,* 47(1), 191-198.

Parker, W.R., 1975. Sediment mobility and erosion on a multi-barred foeshore (southwest Lancashire, UK). In: J., Hails, & Carr, A. (Eds.), Nearshore Sediment Dynamics and Sedimentation, London, Wiley & Sons, 151-179.

Paskoff, R., 1987. Les variations du niveau de la mer. *La Recherche,* 191(18), 1010-1019.

Paskoff, R., 1998. Les littoraux. Impact des aménagements sur leur évolution. 3^{e} édition, Armand Colin, Paris, 264 p.

Pilkey, O.H., & Hume, T., 2001. Coastal Research – The Shoreline erosion problem: lessons from the past. *Water & Atmosphere*, 9(2), National Institute of Water and Atmosphere, New Zealand. [http://www.niwa.cri.nz/]

Pilkey, O.H., Young, R.S., Riggs, S.R., Sam Smith, A.W., Wu, H., & Pilkey, W.D., 1993. The concept of shoreface profile of equilibrium: a critical review. *Journal of Coastal Research,* 9(1), 255-278.

Pirazolli, P.A., 1989. Present and near future global sea level changes. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology,*75, 241-258.

Pierowicz, J., & Boswood, P., 1995. Interaction between natural process on macro-tidal beaches. case Study along Capricorn coast, Australia. Proceedings of Coastal Dynamics'95, Gdansk, Poland, ASCE, 489-500.

Pruszak, Z., Rozynski, G., & Zeidler, R.B., 1997. Statistical properties of multiple bars. *Coastal Engineering,* 31, 263-280.

Reichmüth, B., & Anthony, E., 2002. The variability of ridge and runnel beach morphology: examples from Northwestern France. *Journal of Coastal Resarch*, SI 32, ICS2002, Templepatrick, Northern Ireland, sous presse.

Rey, V., Davies, A.G., & Belzons, M., 1995. On the formation of bars by the action of an erodible bed: a laboratory study. *Journal of Coastal Research,* 11(4), 1180-1194.

Roelvink, J.A., 1993a. Dissipation in random wave groups incident on a beach. *Coastal Engineering,* 19, 127-150.

Roelvink, J.A., 1993b. Cross-shore profile models. *Coastal Engineering,* 21, 163-191.

Roelvink, J.A., & Stive, M.J.F., 1989. Bar generating cross-shore flows on a beach. *Journal of Geophysical Research*, 94(C4), 4785-4800.

Rozynski, G., Pruszack, Z., & Aminti, P., 1997. Dynamics of one bar and multibar beach profiles. Proceedings of Coastal Dynamics'97, ASCE, New York, ASCE, 325-336.

Ruessink, B.G., 1998a. Infragravity waves in a dissipative multiple bar system. Thèse de Doctorat, Univ. Utrecht (NL), 245 p.

Ruessink, B.G., 1998b. The temporal and spatial variability of infragravity energy in a barred nearshore zone. *Continental Shelf Research,* 18, 585-605.

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, 289-302.

Ruessink, B.G., Van Enckevort, I.M.G., Kingston, K.S., & Davidson, M.A., 2000. Analysis of observed two- and three-dimensional nearshore bar behaviour. *Marine Geology,* 169, 161-183.

Ruessink, B.G., Holman, R.A., & Wijnberg, K.M., 2001. Interannual nearshore bar behaviour: an inter-site comparison. Proceedings of Coastal Dynamics'01, Lund, Suède, ASCE, 646-655.

Russell, P.E., 1993. Mechanisms for beach erosion during storms. *Continental Shelf Research,* 13, 1243-1265.

Sallenger, A.H., & Richmond, B.M., 1984. High-frequency sediment-level oscilllations in the swash zone. *Marine Geology,* 60, 155-164.

Sallenger, A.H., & Holman, R.A., 1987. Infragravity waves over a natural barred profile. *Journal of Geophysical Research,* 92(C9), 9531-9540.

Sallenger, A.H., & Howd, P.A., 1989. Nearshore bars and breakpoint hypothesis. *Coastal Engineering,* 12, 301-313.

Sallenger, A.H., Holman, R.A., & Birkemeier, W.A., 1985. Storm-induced response of a nearshore-bar system. *Marine Geology,* 64, 237-257.

Shand, R.D., & Bailey, D.G., 1999. A review of net offshore bar migration with photographic illustrations from Wanganui, New Zealand. *Journal of Coastal Research,* 15(2), 365-378.

Shand, R.D., Bailey, D.G., & Shepherd, M.J., 1999. An inter-site comparison of net offshore bar migration characteristics and environmental conditions. *Journal of Coastal Research,* 15(3), 750-765.

Shand, R.D., Bailey, D.G., & Shepherd, M.J., 2001. Longshore realignment of shore-parallel sand-bars at Wanganui, New Zealand. *Marine Geology,* 179, 147-161.

Shepard, F.P., 1948. Submarine Geology. Harper and Row, New York, 557 p.

SHOM, 1996. Atlas des courants de marée. Baie de Seine, de Cherbourg à Fécamp, 15 p.

SHOM, 1998. GPS et navigation maritime. Editions du SHOM, Brest, 61 p.

Short, A.D., 1975. Multiple offshore bars and standing waves. *Journal of Geophysical Research,* 80(27), 3838-3840.

Short, A.D., 1979. Three dimensionnal beach-stage model. *Journal of Geology,* 87, 553-571.

Short, A.D., 1985. Rip-current type, spacing and persistance, Narrabean beach, Australia. *Marine Geology*, 65, 47-71.

Short, A.D., 1991. Macro-meso tidal beach morphodynamics - An overview. *Journal of Coastal Research,* 7(2), 417-436.

Short, A.D., 1999. Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics. Wiley, Chichester, 379 p.

Short, A.D., & Aagaard, T., 1993. Single and multi-bar beach change models. *Journal of Coastal Research,* 15(SI), 141-157.

Short, A.D., & Brander, R.W., 1999. Regional variations in rip density. *Journal of Coastal Research,* 15, 813-822.

Simmonds, D.J., Voulgaris, G., & Huntley, D.A., 1995. Dynamics processes on a ridge and runnel beach. Proceedings of Coastal Dynamics'95, ASCE, Gdansk, Poland, 868-878.

Simmonds, D.J., O'Hare, T.J., & Huntley, D.A., 1996. The influence of long waves on macrotidal beach morphology. Proceedings of the 25th International Conference of Coastal Engineering, ASCE, New York, 3090-3103.

Sipka, V., 1998. Les plages macrotidales du Nord Pas-De-Calais : contexte environnemental et caractérisation morphodynamique. Thèse de Doctorat, Université du Littoral, 224 p.

Sipka, V., & Anthony, E., 1999. Morphology and hydrodynamics of a macrotidal ridge and runnel beach under modal wave conditions. *Journal de la Recherche Océanographique*, 24(1), 25-31.

Sonu, C.J., 1973. Three-dimensional beach changes. *Journal of Geology,* 81, 42-64.

Soulsby, R., 1997. Dynamics of Marine Sands. Thomas Telford*,* London, 249 p.

Southgate, H.N., & Beltran, L.M., 1998. Self-organisational processes in beach morphology. *In:* Dronkers & Scheffers (Eds.), *Physics of Estuaries and Coastal Seas,* 409-416.

Stépanian, A., & Levoy, F., soumis. Séquences d'évolution morphodynamique des barres intertidales d'une plage macrotidale: l'exemple d'Omaha beach (Normandie, France). *Oceanologica Acta*.

Stépanian, A., Vlaswinkel, B., Levoy, F., & Larsonneur, C., 2001. Sediment transport on a macrotidal ridge and runnel beach during accretions conditions. Proceedings of Coastal Dynamics'01, ASCE, Lund, Sweden, 1017-1027.

Stive, M.J.F., Roelvink, D.J.A., & De Vriend, H.J., 1991. Large-scale coastal evolution concept. Proceedings of the 22th Coastal Engineering Conference, New York, ASCE, 1962-1974.

Sunamura, T., & Takeda, I., 1984. Landward migration of inner bars. *Marine Geology,* 60, 63-78.

Suntherland *et al.*, 2001. Final volume of summary papers. Project MAST III COAST3D. Report TR 121. HR Wallingford (Ed.)

Svendsen, I.A., 1984a. Wave heights and set-up in the surf zone. *Coastal Engineering,* 8, 303-329.

Svendsen, I.A., 1984b. Mass flux and undertow in the surf zone. *Coastal Engineering,* 8, 347-365.

Symonds, G., Huntley, D.A., & Bowen, A., 1982. Two-dimensional surf beat: long wave generation by time-varying breakpoint. *Journal of Geophysical Research,* 87(C1), 492-498.

Thauront, F., Berné, S., Cirac, P., & De Resseguier, A., 1993. Etudes des déplacements sableux sur une dune tidale, observations en plongée sous-marine et utilisation de traceurs fluorescents, 4ème Congrés Français de Sédimentologie, Publications A.S.F., Paris, 19, 337-338.

Thornton, E.B., & Guza, R.T., 1982. Energy saturation and phase speed measured on a natural beach. *Journal of Geophysical Research,* 88, 9499-9508.

Thornton, E.B., & Guza, R.T., 1989. Wind wave transformation. In: Seymor R.J. (Ed.), Nearshore Sediment Transport, Plenum Press, New York, 137-171.

Trimble, 1998. Guide pratique d'utilisation du TRIMBLE 4400RS, Trimble Navigation France. [http://www.trimble.com]

USACE, 1995. Coastal Geology. US Army Corps of Engineers, Engineer Manual EM 1110-2-1810. [http://www.usace.army.mil/inet/usace-docs]

USACE, 1996. NAVSTAR Global Positionning System. US Army Corps of Engineers, Engineer Manual EM 1110-1-1003, 328 p. [http://www.usace.army.mil/inet/usace-docs]

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 Enckevort, I.M.J., 2001. Daily to yearly nearshore bar behaviour. Thèse de Doctorat, Univ. Utrecht (NL), 174 p.

Van Rijn, L.C., 1990. Principles of fluid flow and surface waves in rivers, estuaries, seas and oceans. Aqua Publications*,* Amsterdam, 343 p.

Van Rijn, L.C., 1993. Principles of sediment transport in rivers, estuaries, coastal seas and oceans. Aqua Publications*,* Amsterdam, 673 p.

Van Rijn, L.C., 1998. Principles of coastal morphology. Aqua Publications*,* Amsterdam, 730 p.

Van Rijn, L.C., Ruessink, B.G., & Grasmeijer, B.T., 1999. Generation and migration of nearshore bars under non- to macrotidal conditions. Proceedings of Coastal Sediments'99, New York, ASCE, 463-478.

Vincent, C.E., Kay, R.C., Chen, C., Li, L., & Jarvis, J., 1990. Morphology, sedimentary bedforms and sand transport across a ridge-and-runnel beach under the action of summer waves. *Chinese Journal of Oceanology and Limnology,* 8(3), 197-212.

Voulgaris, G., & Simmonds, D., 1996. Incident waves. In: O'Connor, B.A., (Ed.), Ciculation and Sediment Transport Around Banks (CSTAB) Handbook. Report N° CE/05/96, Departement of Civil Engineering, University of Liverpool, 457-467

Voulgaris, G., Mason, T., & Collins, M.B., 1996. An energetics approach for suspended sand transport on macrotidal ridge and runnel beaches. Proceedings of the 25th International Conference of Coastal Engineering, ASCE, New York, 3949-3961.

Voulgaris, G., Simmonds, D., Michel, D., Howa, H.L., Collins, M.B., & Huntley, D.A., 1998. Measuring an modelling sediment transport on a macrotidal ridge and runnel beach: an intercomparaison. *Journal of Coastal Research,* 14(1), 315-300.

White, T.E., & Inman, D.L., 1989. Transports determination by tracers. In: Seymour, R.J. (Ed.) Nearshore Sediment Transport, Plenum press, New York, 115-128.

Wijnberg, K.M., 1994. Morphologic behaviour of a barred coast over a period of decades. Thèse de Doctorat, Univ. Utrecht (NL), 245 p.

Wijnberg, K.M., & Kroon, A., 2002. Barred beaches. *Geomorphology*, 48, 103-120.

Wolf, F.C.J., 1997. Hydrodynamics, sediment transport and daily morphological development of bar-beach system. Thèse de Doctorat, Univ. Utrecht (NL), 267 p.

Wright, L.D., & Thom, B.G., 1977. Coastal depositional landforms: a morphodynamic approach. *Progress in Physical Geography,* 1(3), 412-459.

Wright, L.D., & Short, A.D., 1984. Morphodynamics of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine Geology,* 56, 93-118.

Wright, L.D., Nielsen, P., Short, A.D., & Green, M.O., 1982. Morphodynamics of a macrotidal beach. *Marine Geology,* 50, 97-128.

Wright, L.D., Short, A.D., & Green, M.O., 1985. Short-term changes in the morphodynamic states of beaches and surf zones: an empirical predictive model. *Marine Geology,* 62, 339-364.

Wright, P., 1976. The morphology, sedimentary structures and processes of the foreshore at Ainsdale, England. Thèse de Doctorat, Univ. Reading (UK), non publiée.

Yasso, W.E., 1966. Formulation and use of fluorescent tracer coatings in sediment transport studies. *Sedimentology*, 6, 287-301.

Zhang, D.P., & Sunamura, T., 1994. Laboratory experiments of longshore bars produced by breaker-induced vortex action. Proceedings of Coastal Dynamics'94, Barcelone, ACSE, 10-21.

ANNEXES

ANNEXE 1 - METHODOLOGIE DES LEVES TOPOGRAPHIQUES
235

ANNEXE 2 - DONNEES HYDRODYNAMIQUES (MAREE ET AGITATION) ET METEOROLOGIQUES 245

ANNEXE 3 - MODELES NUMERIQUES DE TERRAIN D'OMAHA BEACH
253

Annexe 1

Méthodologie des levés topographiques

La topographie optique à l'aide d'un théodolite est classiquement utilisée en géomorphologie côtière pour mesurer l'évolution altimétrique des estrans (King, 1972 ; Goudie, 1988 ; USACE, 1995). Généralement, le suivi morphologique se résume à la réalisation de profils transversaux à la plage. Des semis de points peuvent être parfois employés dans les études qui nécessitent une prise en compte de la morphologie en trois dimensions. Cette méthode demeure la plus simple à mettre en œuvre mais la densité de points levés « à l'heure » limite son application lorsque l'objectif est de comparer les changements topographiques des larges zones intertidales des environnements à fort marnage. A Omaha beach, la taille des barres intertidales varie entre 200 et 400 m parallèlement au trait de côte. De plus, l'étude de l'évolution morphodynamique des barres littorales nécessite une large couverture topographique parallèlement au trait de côte. La topographie optique atteint donc ces limites sur ces zones où le temps d'intervention à marée basse est limité.

Afin d'obtenir un semis de points suffisamment conséquent pour décrire la morphologie de barres et bâches sur une zone de 400 m de linéaire côtier, le choix de la méthode topographique s'est porté sur le relevé par DGPS centimétrique. Cette technique initiée par Morton *et al.* (1993), et utilisée sur les plages Egmond an Zee (NL) et Teignmouth (UK) dans le cadre du programme MAST COAST3D (Suntherland *et al.*, 2001) présente l'avantage d'être simple à mettre en œuvre et de permettre l'acquisition d'un semis de points important. Utilisée par l'Université de Caen au cours de ce programme européen, cette technique a conquis à présent divers laboratoires comme l'Université d'Ulster (Navas *et al.*, 2002) et l'Université d'Utrecht [http://coast.geog.uu.nl/] travaillant sur la même thématique, la morphodynamique des barres intertidales des plages méso- et macrotidales.

1. Le système GPS (Global Positioning System)

Le but de ces informations étant de se renseigner succinctement sur le principe de fonctionnement du GPS, nous envoyons le lecteur à diverses sources bibliographiques dont, USACE (1996), SHOM (1998), Correia (1999) et Trimble (1998) pour des documentations plus complètes. Dans les années 70, le système NAVSTAR GPS (Global Positioning System) a été développé par le DoD (Departement of Defense) de l'armée américaine afin de permettre un positionnement précis à la surface du globe en s'affranchissant de balises terrestres utilisées par les systèmes de radio-positionnement contemporains (Decca Torran, Loran et Doris, par exemple). Il fournit les informations de position, vitesse et temps, n'importe quand et n'importe où, sur et au voisinage de la terre.

Généralement confondu avec le récepteur uniquement, le GPS (Global Positionning System) est un système de positionnement constitué de trois segments :

- Le segment spatial : il est constitué de 24 satellites sur 6 orbites différentes à 20200 kilomètres d'altitude. Chaque satellite, en révolution complète autour du globe, transmet en permanence un message de navigation indiquant sa position orbitale, ainsi que l'heure exacte d'émission du message.
- Le segment de contrôle : il fait référence à cinq stations de contrôle réparties autour du globe (île de l'Ascension, Diego Garcia, îles Marshall, Hawaii, et Colorado Springs). Leur rôle est de capter tous les messages des satellites et de les transmettre à la station maître de Colorado Springs qui calcule l'orbite exacte de chaque satellite et renvoie les messages de corrections à apporter. Colorado Springs veille également au bon fonctionnement du système.
- Le segment utilisateur : il englobe toute personne qui utilise un récepteur GPS. Celui-ci effectue les calculs de position à partir des messages de navigation reçus des satellites. Les informations fournies concernent alors la position, la vitesse, la route du mobile, ainsi que la date et l'heure.

Principe de positionnement par satellite

Le fonctionnement du GPS peut de résumer en cinq étapes :

- Intersection spatiale : la mesure de la distance récepteur-satellite est fondée sur la propagation des ondes électromagnétiques (Distance D = Vitesse lumière × Temps trajet). Cette mesure est réalisée pour quatre satellites au minimum. L'intersection des quatre sphères de rayon D permet de positionner un point dans l'espace et le temps.
- Mesure de la distance : elle est effectuée par une mesure sur le code du signal et une mesure sur la phase de l'onde porteuse. La vitesse étant constante, c'est le temps de trajet qui est mesuré.
- Mesure précise du temps : le temps de trajet est mesuré à l'aide d'horloges atomiques dont sont équipés tous les satellites GPS.
- Positionnement des satellites : c'est le rôle du segment de contrôle qui enregistre continuellement le signal GPS, transmet à Colorado Spring qui recalcule les trajectoires et les corrections d'horloges.
- Corrections de erreurs troposphériques et ionosphériques : le récepteur corrige les retards du signal dus à la traversée de l'ionosphère et de la troposphère. La qualité de la correction dépend des modèles de correction et du type de récepteur utilisé.

Récepteurs GPS

Il existe trois types de récepteurs GPS dont dépend la précision finale de la mesure.

- **Les Récepteurs GPS classiques**

Ce sont les GPS utilisés pour la navigation maritime ou terrestre en applications de loisirs. Jusqu'en l'an 2000, leur précision horizontale était inférieure à ± 100 m dans 95% des cas et leur précision verticale inférieure à ± 156 m dans 95% des cas. L'arrêt du brouillage (Selective Avaibility - SA) par l'armée américaine en 2000 a largement bénéficié à la précision de ces récepteurs qui atteint ± 10 m horizontalement mais reste très imprécis verticalement.

- **Les GPS à différence de code**

Ils sont également appelés GPS différentiels ou DGPS. Le principe de ce type de GPS est de recueillir les informations reçues par chaque satellite au moyen d'une station dont la position est parfaitement connue (Figure A.1.1). Les corrections à appliquer à la mesure DGPS sont calculées par la station puis transmises au récepteur. Ce type de DGPS, dont la précision est métrique, est particulièrement employé en navigation maritime professionnelle et en navigation aéronautique.

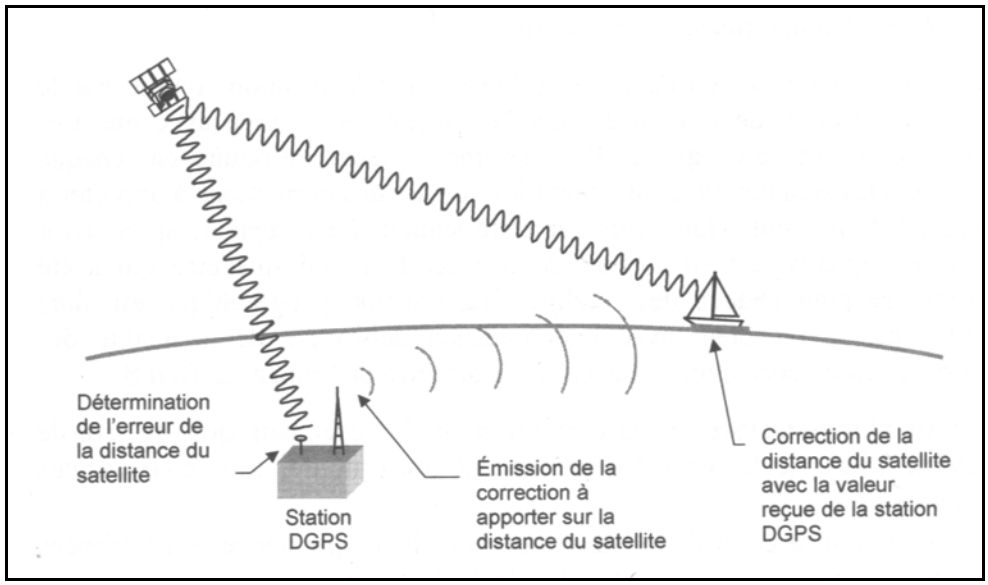


Figure A.1.1 – Principe de fonctionnement des GPS à différence de code (d'après Correia, 1999)

- **Les GPS à différence de phase**

Ces DGPS sont en passe de remplacer les anciennes méthodes de relèvement dans des applications topographiques[1]. A la différence des DGPS précédents qui utilisent les informations contenues dans le signal émis par les satellites, ces récepteurs utilisent le décalage du signal lui-même entre un point de référence et le point de mesure (Figure A.1.2). Cette méthode permet de mesurer deux points éloignés jusqu'à 30 kilomètres avec une précision comprise entre un millimètre et un centimètre en fonction de l'appareil utilisé et du temps de stationnement. Pour chaque satellite, plusieurs mesures de distance sont faites à différentes positions du satellite. Le traitement en temps réel des mesures sur plusieurs satellites permet d'aboutir rapidement à des précisions centimétriques mais nécessite un appareillage aussi perfectionné que coûteux.

Le DGPS TRIMBLE 4400RS bi-fréquence utilisé pour le suivi morphologique d'Omaha beach est de ce type.

[1] Dossier GPS et Nivellement. *Géomètres* n°6, le mensuel des géomètres experts français, 51-52.

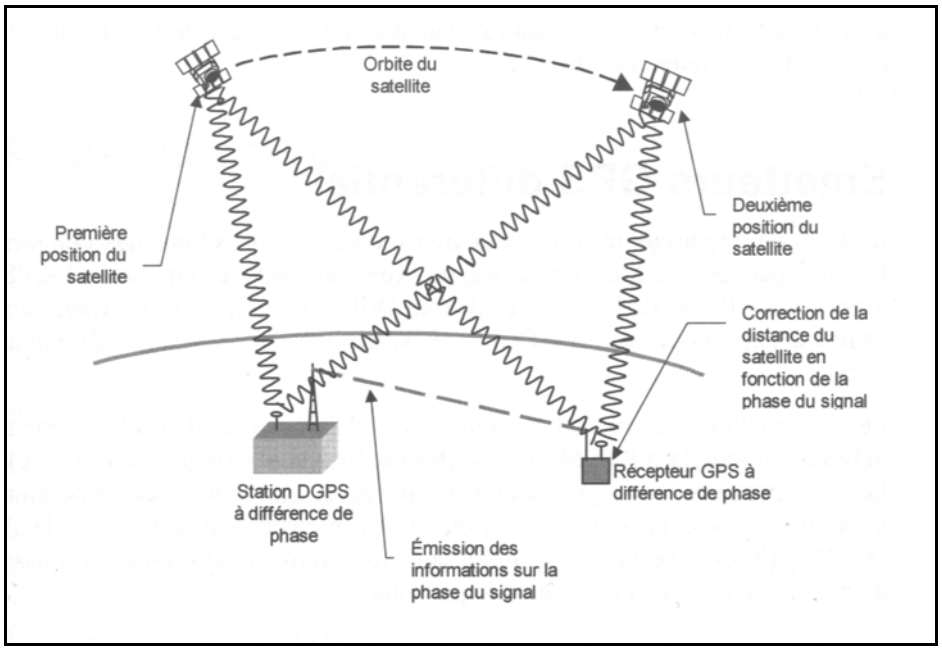


Figure A.1.2 - Principe de fonctionnement des Récepteurs GPS à différence de phase (d'après Correia, 1999)

2. Les levés topographiques réalisés sur Omaha beach

Mise en place du réseau de suivi : station de base et calage topographique

La station de base utilisée pour les levés topographiques à Omaha beach a été implantée sur le poste de secours de St-Laurent-sur-mer. Sa position précise a été recalculée à partir des points topographiques de référence situés sur trois couples de bornes fixes positionnées sur la plage.

La position de ces bornes a été mesurée précisément, avec la base calée au centimètre sur le point géodésique NTF d'ordre 2 de Colleville-sur-mer, rattaché au système RGF-93[1] pour la latitude et longitude et au système de référence NGF-IGN69 pour l'altitude. Un calage précis de l'altitude a été réalisé par le relevé des repères de nivellement de l'IGN situés sur les communes de Colleville-sur-mer et St-Laurent-sur-mer.

Protocole de levé topographique

Ils peuvent être exécutés de deux manières :

- La mesure de points topographiques ou « S*top and Go* » : l'utilisateur stationne sur les points qu'il désire mesurer, le temps de la mesure et du calcul (quelques secondes). C'est un procédé comparable à celui réalisé lors d'un relevé topographique optique.
- Le levé cinématique « *RTK – Real Time Kinematics* » : la mesure s'effectue en permanence, et les points sont enregistrés suivant un pas de temps régulier. Cette méthode permet de mesurer

[1] Système RGF-93 : Projection conique conforme sécante Lambert 93 – Ellipsoïde IAG-GRS80

en continu la position d'un récepteur mobile, à la manière d'un levé bathymétrique. C'est la méthode employée en routine sur Omaha beach.

Les levés topographiques sont ainsi réalisés suivant des radiales perpendiculaires au trait de côte et s'étendent jusqu'à la ligne de basse mer. Le mobile est tracté par un quad le long de chaque profil espacé de 10 m. La cadence de mesures varie de un point toute les deux à trois secondes en fonction de la morphologie de la plage. Une attention particulière est portée sur le levé des points hauts et des points bas (crête de barre et bâche) afin de limiter les approximations dues à l'interpolation lors du traitement. Des points topographiques sont pris à pied dans les bâches trop profondes pour permettre le passage du quad (*Stop and Go*).

La zone recouvre une longueur de 400 m parallèlement à la côte et s'étend sur une largeur d'estran variant entre 300 m en mortes-eaux et 450 mètres lors des plus grandes vives-eaux. Une quarantaine de profils espacés de 10 m est donc réalisée à chaque intervention. Chaque levé est constitué d'un nombre variant entre 2500 et 4000 points en fonction de la largeur d'estran à chaque intervention. Par comparaison, lors de l'étude morphologique de la plage macrotidale à barres de Merlimont, Degryse (1997) a réalisé des semis de points au théodolite d'environ 300 points topographiques pour une zone couvrant 200 m de linéaire côtier et sur une distance cross-shore de 200 m. La densité de points acquises à l'aide d'un DGPS cinématique est donc trois fois supérieure à celle obtenue par méthode optique.

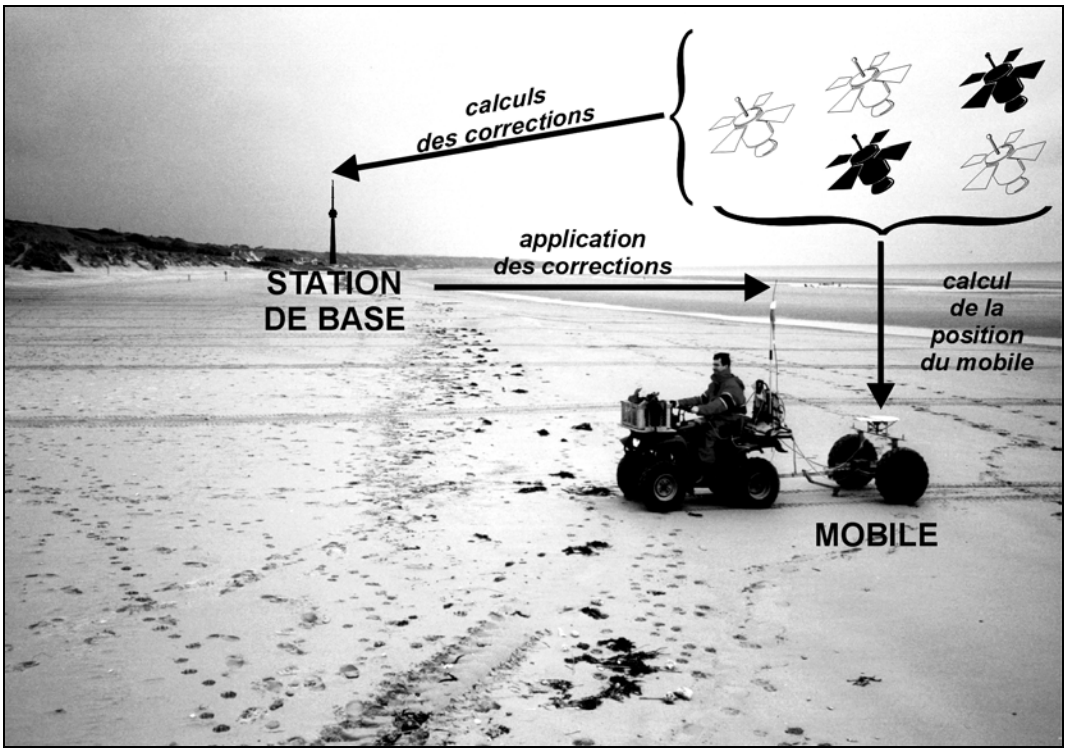


Photo A.1.1 - Levé topographique sur Omaha beach en quad - traitement en temps réel

Protocole de traitement

Il est schématisé sur la Figure A.1.3.

- **Création d'un repère local**

Les points levés à l'aide du DGPS sont référencés dans le système géodésique métrique Lambert-93 pour la longitude et la latitude (y) et dans le système IGN69 pour l'altitude. Vue l'orientation de la côte N114, il nous a semblé cependant plus pratique de créer un système de référence local ayant pour axe des abscisses, une parallèle au trait de côte et pour axe des ordonnées, une perpendiculaire, tout en conservant l'altitude en IGN69. Le point d'origine de ce repère est un point virtuel situé au niveau du pied de dune à la limite ouest de la zone. Un changement d'origine est donc effectué pour ramener la position des points par rapport à celui-ci, puis une rotation anti-horaire de 24° est réalisée. Les points sont alors repérés en fonction de la distance longshore par rapport à la limite ouest de la zone et de la distance cross-shore depuis le pied de dune.

- **Construction du Modèle Numérique de Terrain**

Le MNT est construit à partir des levés en coordonnées locales après une phase d'interpolation réalisée à l'aide du logiciel SURFER (Golden Software). La méthode de maillage choisie est une interpolation triangulaire linéaire. Ce choix est fonction de plusieurs facteurs incluant la rapidité du traitement, la pertinence de la représentation graphique et la qualité des levés qui incluent les points hauts et les points bas. Ce choix se trouve être le meilleur compromis entre ces facteurs. La maille d'interpolation choisie est de 5 m suivant la distance longshore et de 2 m suivant la distance cross-shore.

Une fois le levé topographique interpolé, la maille calculée est extraite sous forme de tableaux présentant l'altitude z en fonction de la position du profil (distance longshore, x) et la distance cross-shore depuis le pied de dune (y). Il est alors possible d'extraire directement de la maille calculée, les profils de plage pour tout x (position longshore du profil) [Figure A.1.4].

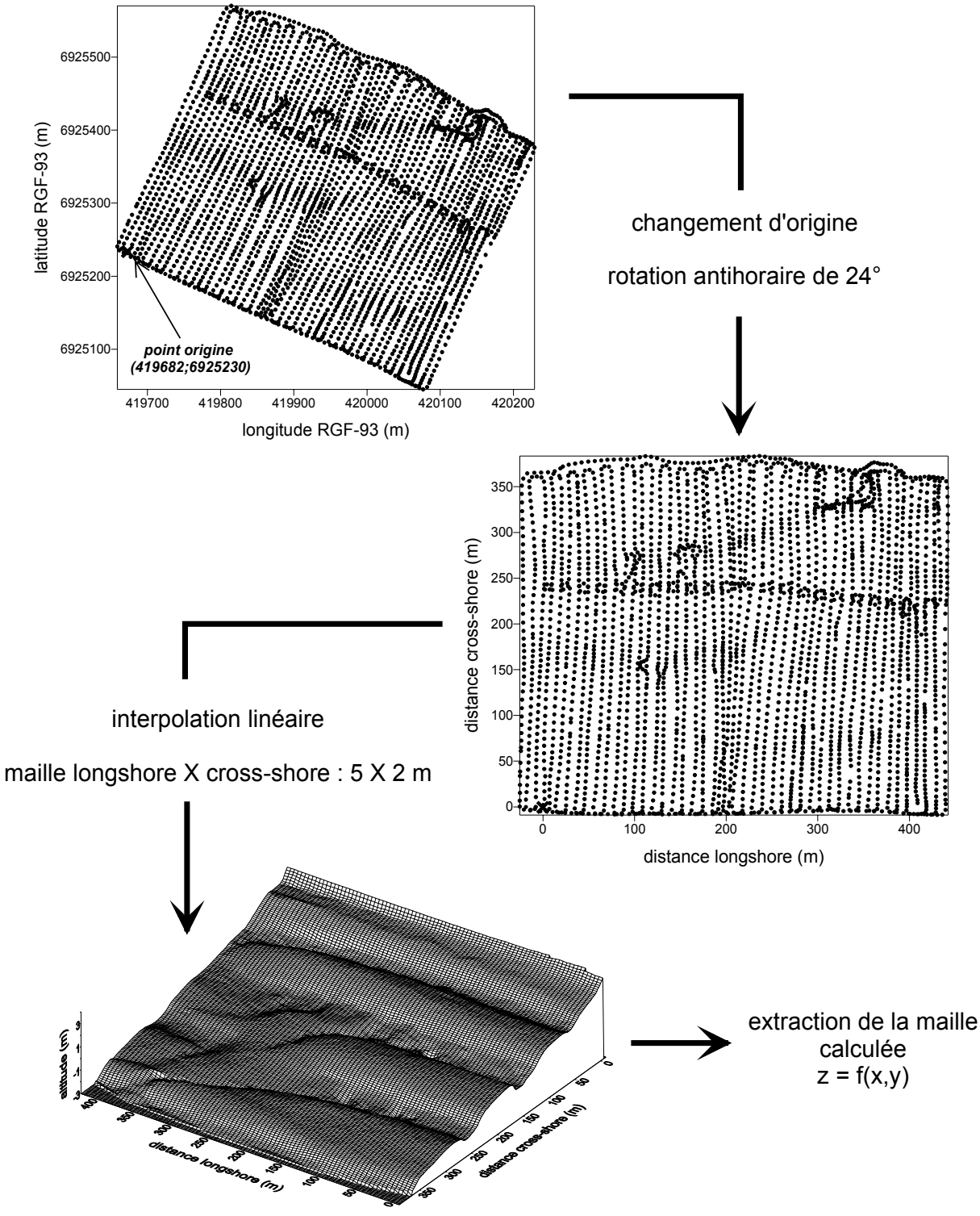


Figure A.1.3 - Transformation de coordonnées RGF- 93 en coordonnées locales : exemple du levé de février 2000

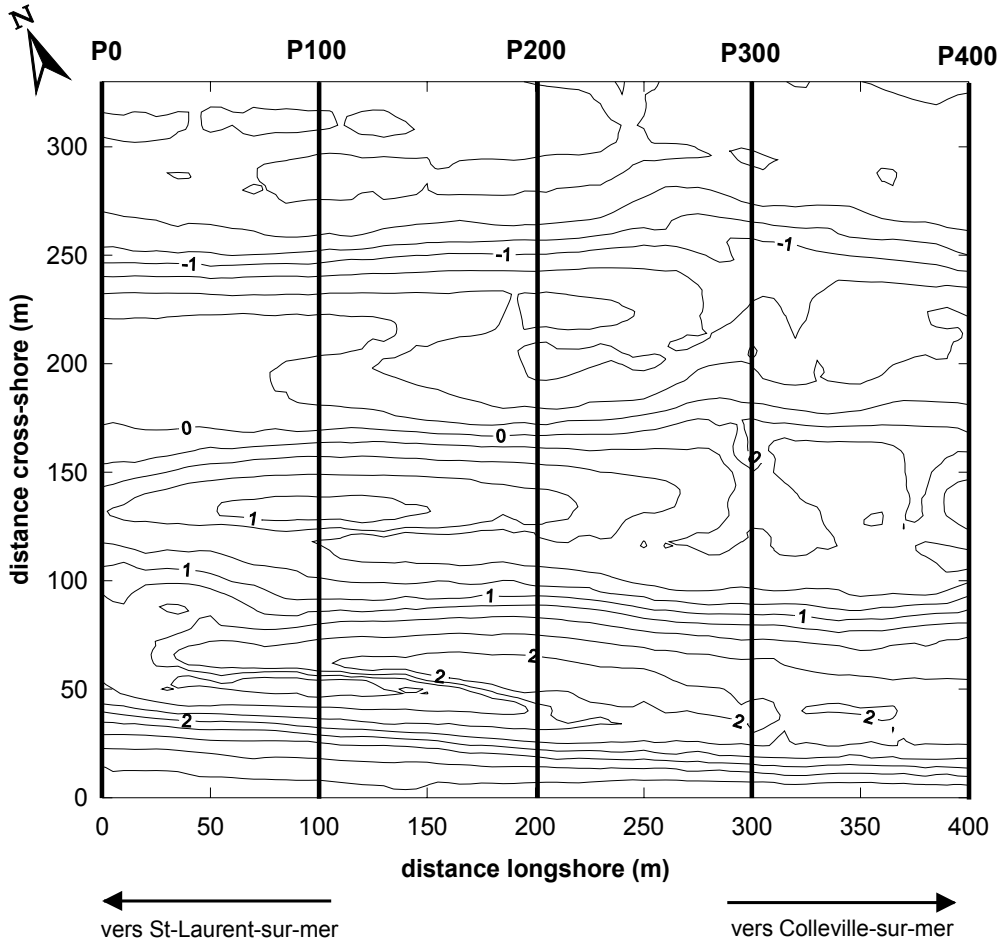


Figure A.1.4 – Numérotation des profils en fonction de leur distance longshore par rapport au repère local

- **Calcul de la précision de la mesure topographique**

A chaque levé topographique, les six bornes positionnées sur la haute plage sont repérées par le DGPS. A l'issue de l'ensemble des mesures, les valeurs moyennes (*x, y, z*) de la position topographique de chaque borne ainsi que l'écart type des mesures sont rassemblées dans le tableau ci-dessous.

Borne	**X Longitude RGF-93** *m*	**Y Latitude RGF-93** *m*	**Z Altitude IGN69** *m*	σ_x *m*	σ_y *m*	σ_z *m*
AM	419695,45	6925257,44	3,461	0,000	0,000	0,015
AT	419686,50	6925239,26	3,992	0,009	0,010	0,012
BM	419871,96	6925170,27	3,743	0,005	0,000	0,020
BT	419863,76	6925151,48	4,162	0,000	0,010	0,017
CM	420065,05	6925087,35	3,347	0,005	0,000	0,012
CT	420056,93	6925069,17	3,925	0,011	0,000	0,016

Tableau A.1.1 - Statistiques des mesures des points topographiques de référence

L'écart type des valeurs est considéré comme une estimation de la précision de la mesure. La précision horizontale (σ_x , σ_y) est ainsi fixée à ± 0,01 m et la précision verticale (σ_z) à ± 0,02 m.

Annexe 2

Données hydrodynamiques (marée et agitation) et météorologiques

1. Données de marée et hauteurs d'eau

Les données de marée théorique, utilisées dans cette étude, sont calculées à l'aide du logiciel PREDIT du SHOM pour Port-en-Bessin. Les niveaux moyens de marée (Tableau A.2.1) sont obtenus à l'aide des valeurs des constantes harmoniques de la marée à Port-en-Bessin (données du SHOM ; Z0[1]=4,4 m ; M2[2]=2,32 m ; S2[3] = 0,78 m), suivant la méthode de Doodson & Warburg (1941)[4] (*in* Hardisty, 1990). Ils sont par la suite rapportés au référentiel IGN69 (0 m IGN69 = 4,05 m C.M. à Port-en-Bessin).

Niveau marin	Calcul	cote (m C.M.)	cote (m IGN69)
niveau moyen des pleines mers de vives-eaux – PMVE	Z0 + (M2 + S2)	7,5	3,45
niveau moyen des pleines mers de morte-eaux – PMME	Z0 + (M2 - S2)	5,94	1,89
Niveau moyen de pleines mers - PM	Z0 + M2	6,72	2,67
niveau moyen de la mer – NM	Z0	4,4	0,35
Niveau moyen des basses mers - BM	Z0 – M2	2,08	-1,97
niveau moyen des basses mers de mortes-eaux – BMME	Z0 – (M2 - S2)	2,86	-1,19
niveau moyen des basses mers de vives-eaux – BMVE	Z0 – (M2+ S2)	1,3	-2,75

Tableau A.2.1 - Cotes des niveaux marins à Port-en-Bessin

[1] niveau moyen de la mer (en cote marine C.M.)

[2] amplitude de la composante lunaire semi-diurne (phase 302°)

[3] amplitude de la composante solaire semi-diurne (phase 350°)

[4] Doodson, R.A., & Warburg, H.D., 1941. Admiraulty Manual of Tides. H.M.S.O., London, 270 p.

Les marnages moyens sont calculés à partir de ces données (Tableau A.2.2).

marnage	valeur (m)
marnage moyen de vives-eaux (MSR)	6,2
marnage moyen de mortes-eaux	3,08
marnage moyen	4,64

Tableau A.2.2- Marnages moyens à Port-en-Bessin

L'amplitude du marnage moyen de vives-eaux (MSR) à Port-en-Bessin est de 6,2 m, ce qui définit le caractère macrotidal de Omaha beach.

2. Mesures de houles et de courant

La plupart des mesures hydrodynamiques dans ce mémoire ont été réalisées à l'aide de courantomètres de type S4 de la société INTEROCEAN (Photo A.2.1). Ils peuvent être munis de capteur de pression mesurant les fluctuations de la surface libre et donc permettre de calculer les caractéristiques de la houle (S4DW).

Photo A.2.1 – Courantomètre S4DW sur la plage intertidale

Principe de fonctionnement

Ce sont des courantomètres électromagnétiques. Le champ de courant est mesuré selon deux composantes X et Y suivant le principe d'induction de Faraday, qui indique qu'un courant électrique est généré par un conducteur traversant un champ magnétique établi. Dans ce cas, l'eau de mer est le conducteur et le champ magnétique est produit par les deux couples d'électrodes X et Y situés au niveau de l'équateur de l'appareil. Le voltage du courant électrique généré est linéairement proportionnel à la vitesse du courant hydrodynamique (Aubrey, 1989). Les vitesses mesurées par chaque paire d'électrodes (composantes X et Y) sont orientées par rapport au Nord à l'aide d'un compas interne.

Les fluctuations à haute fréquence de la surface libre sont enregistrées par le capteur de pression. Elles sont converties en variations de hauteur d'eau par l'application d'une fonction de transfert basée sur la théorie linéaire de la houle (Thornton & Guza, 1989).

Protocole d'acquisition et autonomie de mémoire

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 de la programmation est fonction d'un nombre de facteurs :

- la capacité mémoire et l'autonomie d'alimentation du houlographe ;
- la fréquence d'acquisition ;
- le pas d'échantillonnage temporel .

Le but étant de mesurer les caractéristiques de la houle, l'acquisition doit être effectuée à la fréquence de 2 Hz. Le choix s'est portée sur une programmation de 9 minutes de mesures, avec un pas de temps entre les burst variant en fonction des objectifs.

- Pour le suivi continu des conditions hydrodynamiques sur deux ans, l'agitation incidente et les courants de marée sont mesurés à l'interface entre la plage et le domaine subtidal proche. Un houlographe (S4DW INTEROCEAN, courantomètre électromagnétique muni d'un capteur de pression) a été installé au droit de la zone d'étude, au-dessous de la limite moyenne des basses mers (≈ -2,5 m IGN69). L'appareil est positionné sur une potence lestée implantée prés de la laisse de basse mer de vives-eaux pour des raisons pratiques d'intervention (Figure A.2.1). L'enregistrement des conditions de houle s'est effectuée suivant des séquences de mesures (bursts) de 9 minutes toutes les 4 heures. Ce choix de programmation est un compromis entre l'autonomie des mémoires du houlographe et le pas de temps mensuel des interventions de récupération sur le terrain.

- Pour les campagnes de terrain Omaha 99 et Omaha 2K, l'enregistrement des cycles tidaux a nécessité la programmation des appareils selon des bursts de 9 minutes toutes les 20 ou 30 minutes : notre présence constante sur le terrain facilitant la récupération des données à marée basse.

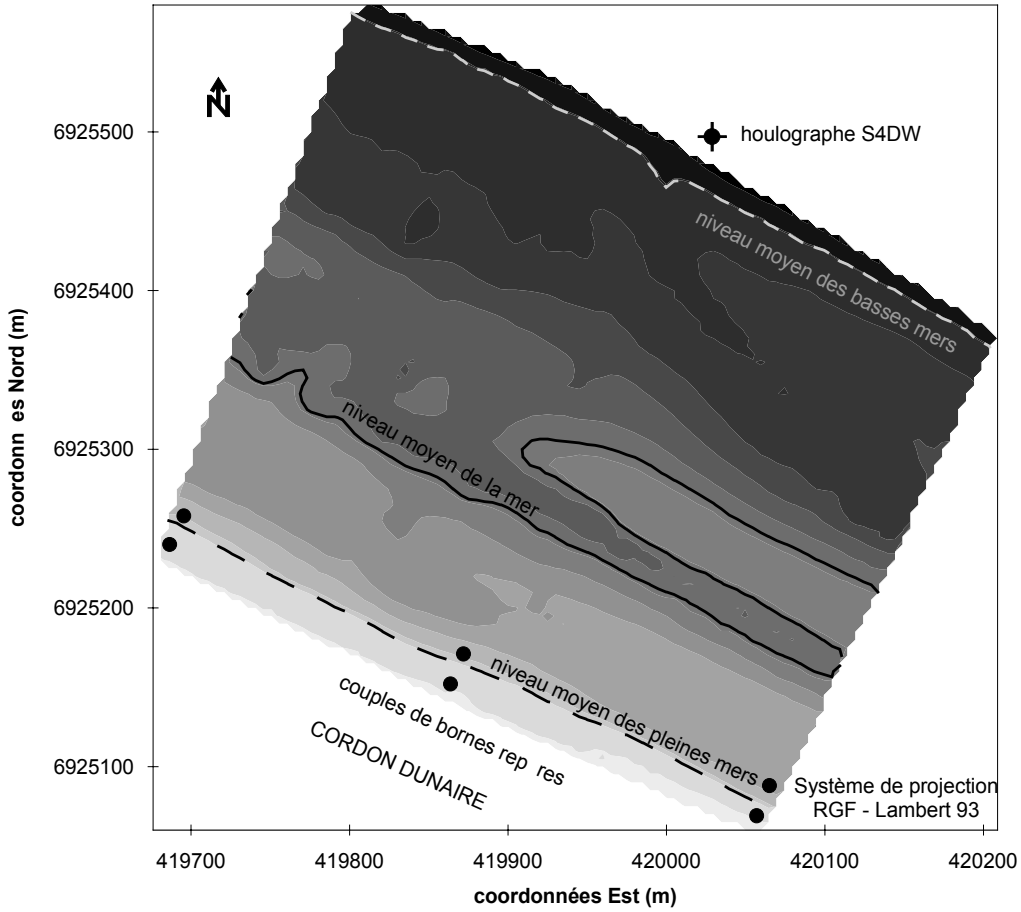


Figure A.2.1 - Positionnement du S4DW en bas de plage. Morphologie intertidale du 01/08/2000. Les points noirs signalent les bornes, repères topographiques de référence.

Traitement analytique des données

- **Mesures des caractéristiques de la marée**

Les caractéristiques de la marée sont obtenues par la moyenne des valeurs brutes sur la durée de chaque burst (9 minutes). La vitesse et la direction des courants tidaux sont obtenues directement, alors que le calcul de la hauteur d'eau au niveau de la potence du S4DW nécessite un retrait de l'*offset* (réponse du capteur à la pression atmosphérique) et l'ajout de la distance du capteur par rapport au fond (*offbottom*) .

- **Calcul de l'offset**

Avant sa mise en place et juste après sa dépose, le houlographe est mis en marche à l'air libre pour mesurer la valeur renvoyée par le capteur pression lorsqu'il n'est pas dans l'eau. Cette valeur, *offset* du capteur, est fonction de la réponse du capteur à la pression atmosphérique. Dans le suivi à moyen terme, pour s'affranchir de ces variations, l'ensemble des valeurs obtenues pour chaque appareil utilisé pendant les deux ans de mesures est moyennée. Pour chaque appareil, correspond alors un *offset* moyen qui est retranché des hauteurs d'eau enregistrées.

- **Mesures de l'offbottom**

Il est directement mesuré, à l'aide d'un mètre, lors de la pose et la dépose de l'appareil, et une valeur moyenne entre ces deux instants est retenue dans les calculs. Suivant les potences utilisés pour l'installation du courantomètre, l'*offbottom* varie entre 40 et 75 cm. Pour les points de mesures intertidaux, il est d'environ d'une quarantaine de centimètres sur des potences légères (Photo. A.2.1), mais peut varier en fonction de l'évolution topographique des fonds. Pour les installations subtidales et le suivi hydrodynamique permanent, le capteur de courant est situé à 75 cm du fond lorsque la potence est posée sur le fond. Celle-ci peut s'enfoncer au cours du temps ou bien les fonds peuvent s'engraisser, d'où la nécessité de prendre une valeur moyenne entre la pose et la dépose de l'appareil. Des valeurs de l'*offbottom* de 50 cm ont pu être mesurés, signifiant un enfoncement relatif de 25 cm de ce type de potence.

- **Calculs des caractéristiques de la houle**

Ils sont réalisés à l'aide du logiciel de traitement de la houle dw124 (Interocean), fourni par le constructeur. Il permet une analyse spectrale de la houle naturelle dans la zone côtière, et la détermination de caractéristiques simples décrivant l'agitation.

L'analyse spectrale est réalisée sur un échantillon de 1024 valeurs cadencées à 2 Hz sur une bande de fréquence allant de 0,05 à 0,33 Hz. Ces fréquences de coupures correspondent aux oscillations considérées comme relevant de la houle gravitaire. La limite supérieure élimine les oscillations à haute fréquence dues au bruit électronique et aux phénomènes de surface. La limite inférieure est fixée à 20 s, ce qui correspond à la transition avec les phénomènes infragravitaires (20 – 200 s), employée communément dans les mers semi-fermées (Kroon, 1994, Voulgaris & Simmonds, 1996 ; Ruessink, 1998a ; Suntherland *et al*., 2001).

Les caractéristiques de la houle utilisées dans ce travail sont :

- La hauteur significative des vagues H_s (m) : elle est calculée à l'aide de σ_n, écart type des fluctuations de la surface libre par rapport au niveau moyen, $H_s = 4.\sigma_n$.
- La période des vagues significatives T_s (s) et la période de pic de la houle T_p (s) ;
- La direction de provenance de la houle par rapport au Nord *DIR* (°) .

- **Calcul de l'incidence de la houle par rapport à la côte**

L'angle d'incidence de la houle par rapport à la normale au trait de côte (N114) θ est calculé à partir de la direction de provenance de la houle *DIR*. Les valeurs positives de l'angle θ définissent des houles de secteur NNE-E et négatives, celles de secteur W-NNE (Figure A.2.2).

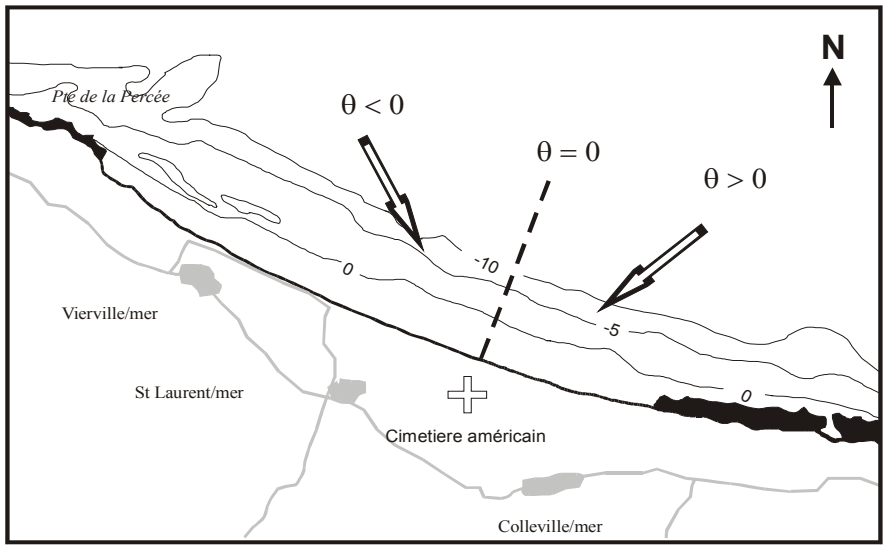


Figure A.2.2 - Détermination du signe de l'angle θ

- **Calcul de la longueur d'onde**

La longueur d'onde de la houle est un paramètre important qui n'est pas directement obtenu grâce au traitement du logiciel. Elle s'obtient dans le cas de la houle régulière en résolvant itérativement l'équation de dispersion :

$$L = \frac{gT^2}{2\pi}\tanh\left[\frac{2\pi h}{L}\right]$$

avec L, longueur d'onde de la houle (m), g, accélération de la pesanteur g = 9,81m.s^{-2}, T, période de la houle (s) et h,, hauteur d'eau (m)

Dans ce travail, nous considérons les houles significatives de hauteur H_s et de période T_s comme régulières afin de caractériser simplement l'agitation incidente sur un burst. De plus, afin de simplifier les calculs, nous appliquerons la méthode de Hunt (1979) pour obtenir la longueur d'onde de la houle. Cette méthode était exploitée par le CERC (Coastal Engineering Research Center) dans les modèles de propagation de houle afin de réduire les temps de calculs dans les eaux intermédiaires et peu profondes.

Elle se base sur l'approximation suivante:

$$\frac{gT}{2\pi}\tanh\left[\frac{2\pi h}{L}\right] \approx \sqrt{\frac{gh}{F}}$$

Avec $F = \dfrac{1}{1 + 0.65226G + 0.4622G^2 + 0.0864G^4 + 0.0675G^5}$

et $G = 2\pi\left[\dfrac{h}{L_0}\right] = \left[\dfrac{2\pi}{T}\right]^2 \dfrac{h}{g}$

où L_0 : Longeur d'onde en profondeur infinie $L_0 = \dfrac{gT^2}{2\pi}$

Donc $L = \sqrt{\frac{gh}{F}}$

3. Données météorologiques

Quatre paramètres ont été retenus pour caractériser les conditions météorologiques à Omaha beach : la vitesse du vent, sa direction, la pression atmosphérique et l'état de la mer. Les données tri-horaires sont mesurées au sémaphore de Port-en-Bessin, intégré au réseau de METEOFRANCE, fournisseur des séries de données.

Annexe 3

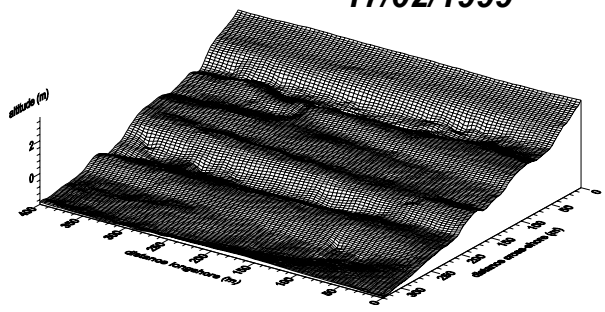
Modèles Numériques de Terrain d'Omaha beach

1. Levés topographiques du suivi à moyen terme : février 1999 - février 2001

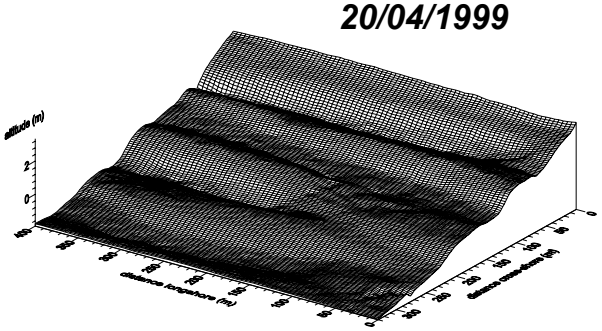
n° de levé	date	coeff. marée	remarque
OMLT-1	17/02/99	101	
OMLT-2	20/04/99	100	
OMLT-3	18/05/99	103	
OMLT-4	02/06/99	75	
OMLT-5	16/07/99	60	
OMLT-6	30/08/99	96	
OMLT-7	25/09/99	98	
OMLT-8	23/10/99	90	
OMLT-9	21/11/99	88	
OMLT-10	21/12/99	92	
OMLT-11	23/01/00	103	
OMLT-12	21/02/00	106	
OMLT-13	23/03/00	94	
OMLT-14	01/04/00	61	
OMLT-15	07/04/00	103	
OMLT-16	06/05/00	102	
OMLT-17	20/06/00	71	
OMLT-18	06/07/00	86	
OMLT-19	01/08/00	106	
OMLT-20	01/09/00	104	Incomplet Problème GPS
OMLT-21	26/09/00	94	
OMLT-22	12/10/00	87	
OMLT-23	25/11/00	88	
OMLT-24	27/01/01	79	
OMLT-25	26/02/01	86	

Tableau A.3.1- Tableau récapitulatif des levés topographiques à Omaha beach – suivi mensuel

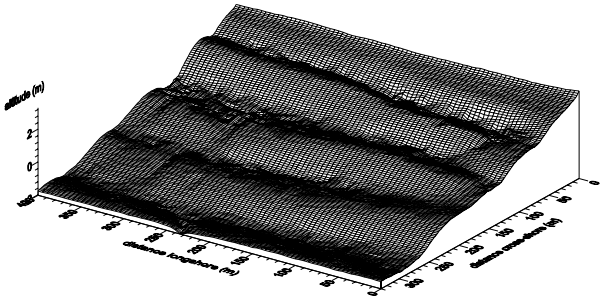
17/02/1999



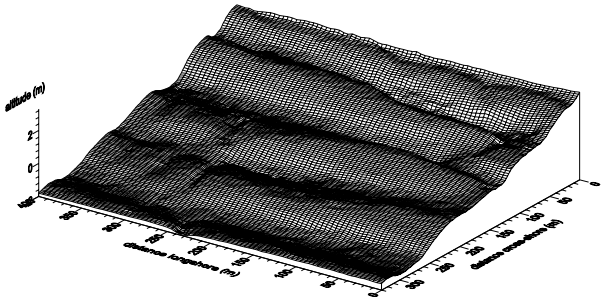
20/04/1999



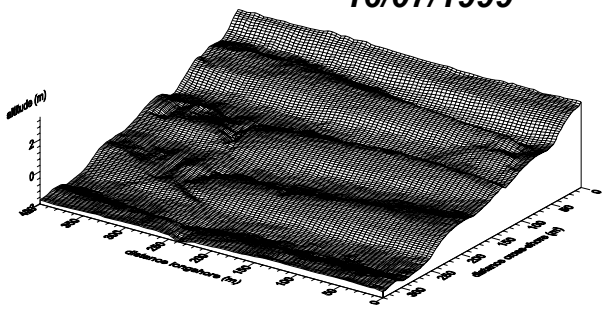
18/05/1999



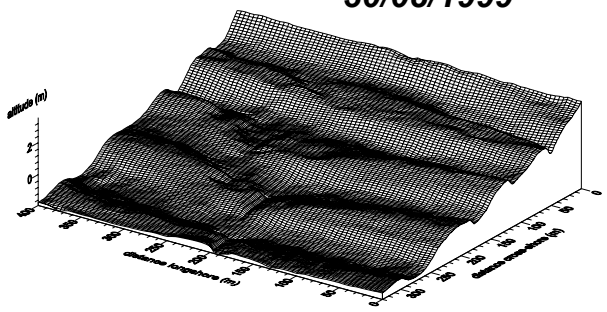
02/06/1999



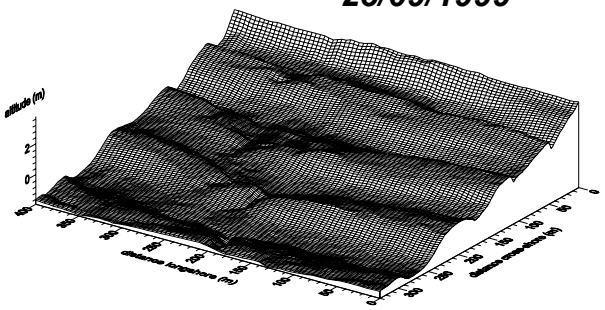
16/07/1999



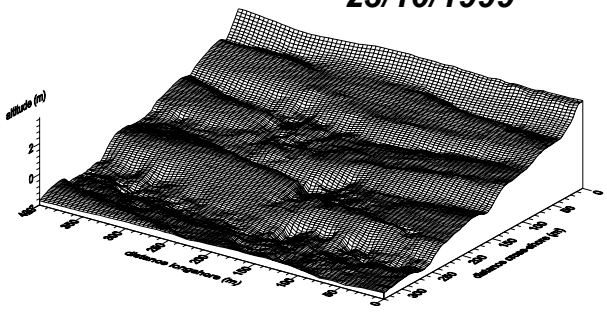
30/08/1999



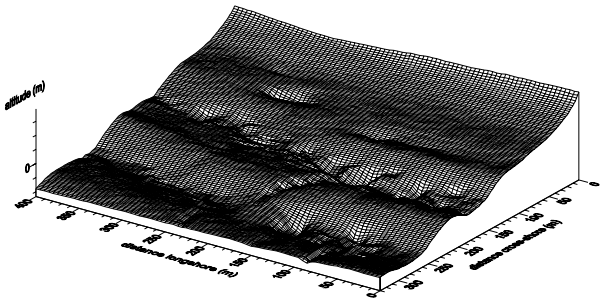
25/09/1999



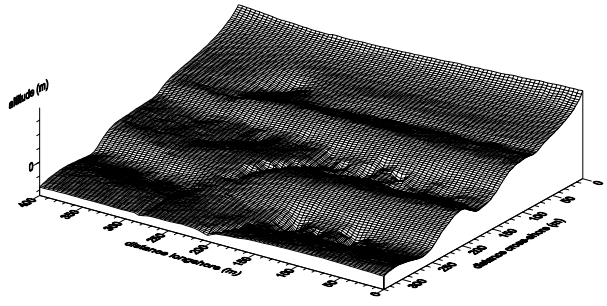
23/10/1999



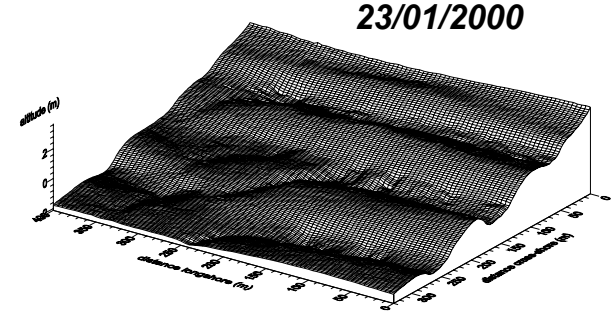
21/11/1999



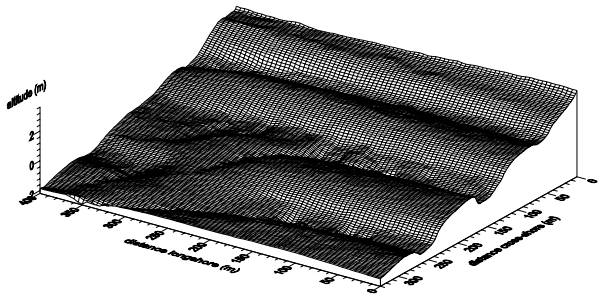
21/12/1999



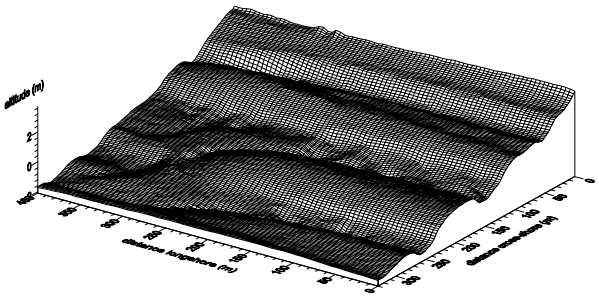
23/01/2000



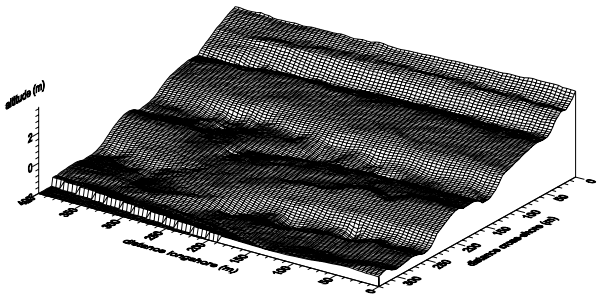
21/02/2000



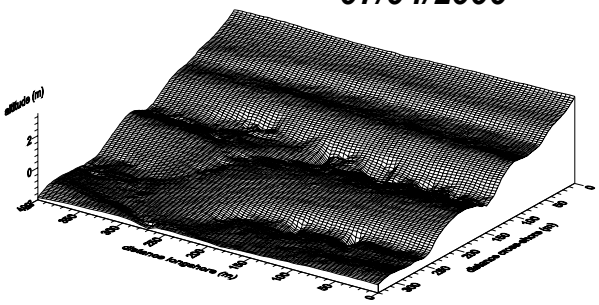
23/03/2000



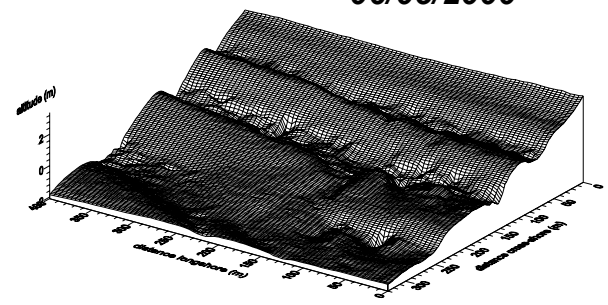
01/04/2000



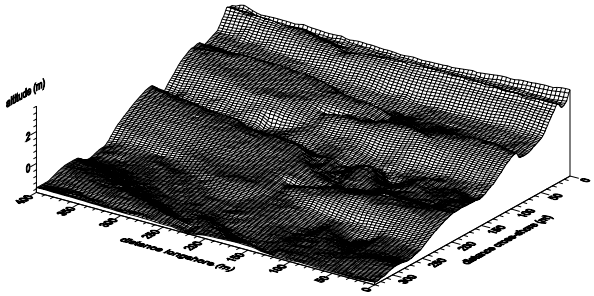
07/04/2000



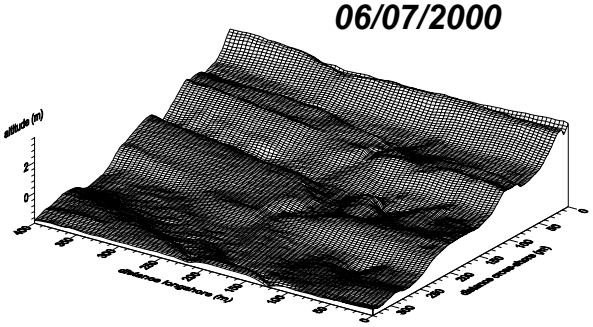
06/05/2000



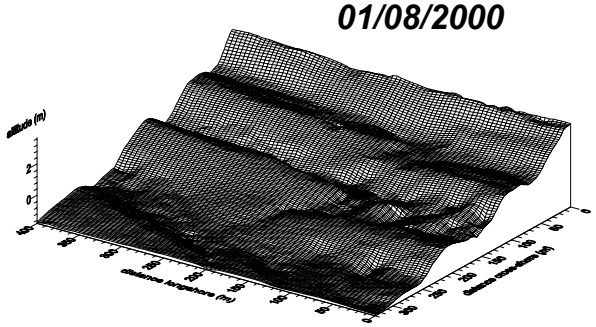
20/06/2000



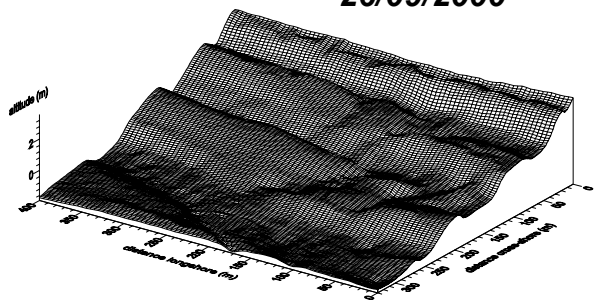
06/07/2000



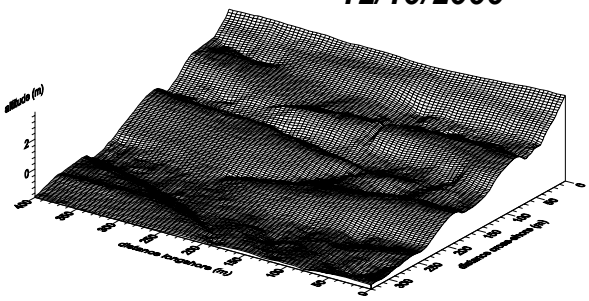
01/08/2000



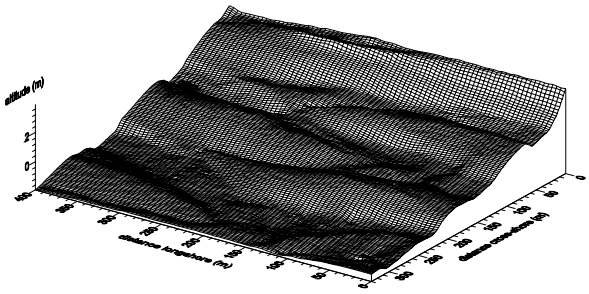
26/09/2000



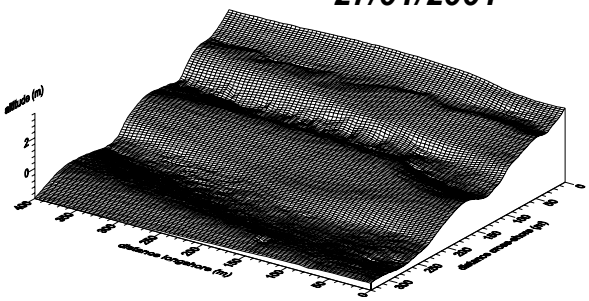
12/10/2000



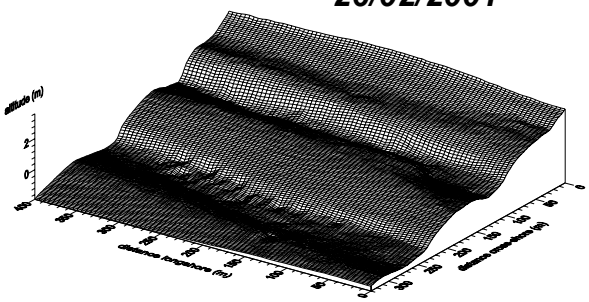
25/11/2000



27/01/2001



26/02/2001

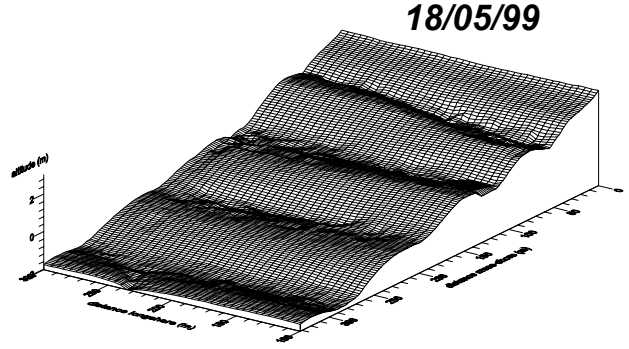


2. Levés topographiques de la campagne Omaha 99 : 18 mai – 02 juin 1999

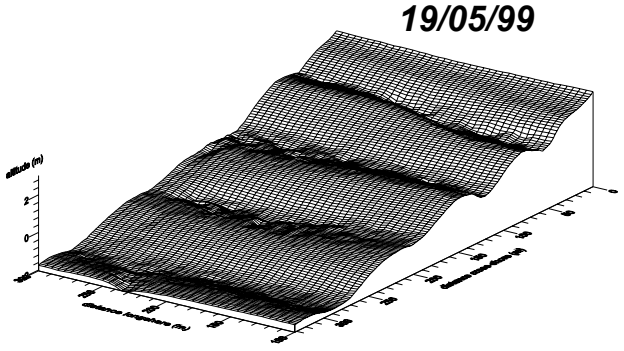
n° de levé	date	coeff. marée
OM99-1	18/05/99	103
OM99-2	19/05/99	91
OM99-3	20/05/99	77
OM99-4	21/05/99	70
OM99-5	22/05/99	58
OM99-6	23/05/99	49
OM99-7	24/05/99	50
OM99-8	25/05/99	55
OM99-9	26/05/99	62
OM99-10	28/05/99	74
OM99-11	29/05/99	77
OM99-12	30/05/99	78
OM99-13	31/05/99	78
OM99-14	01/06/99	77
OM99-15	02/06/99	75

Tableau A.3.2 – Tableau récapitulatif des levés topographiques durant Omaha 99

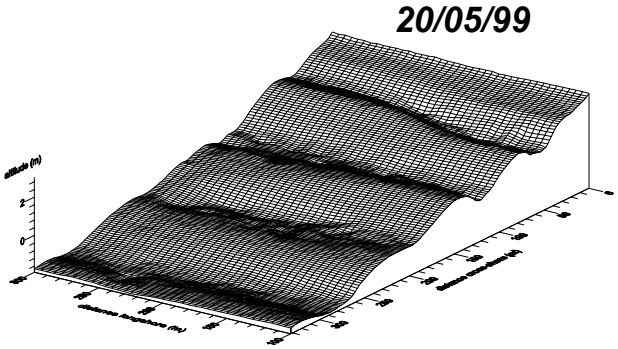
18/05/99



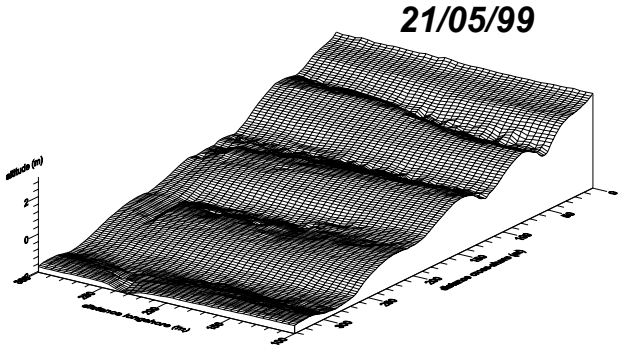
19/05/99



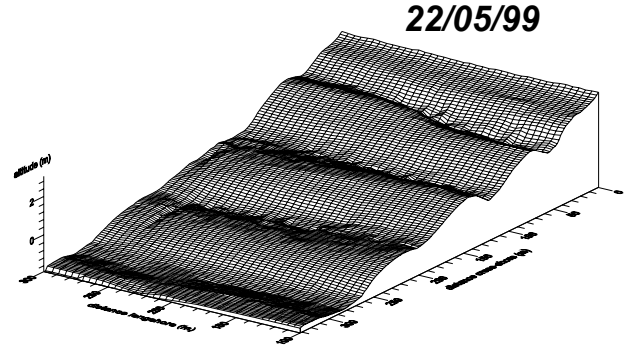
20/05/99



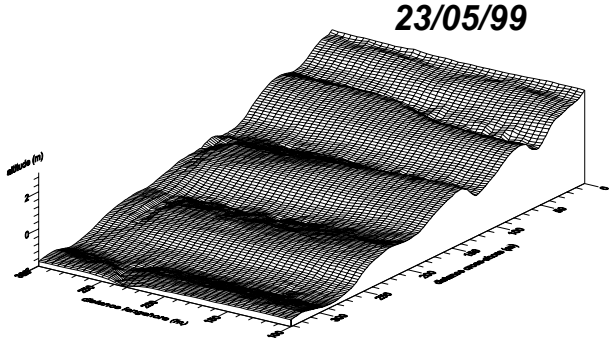
21/05/99



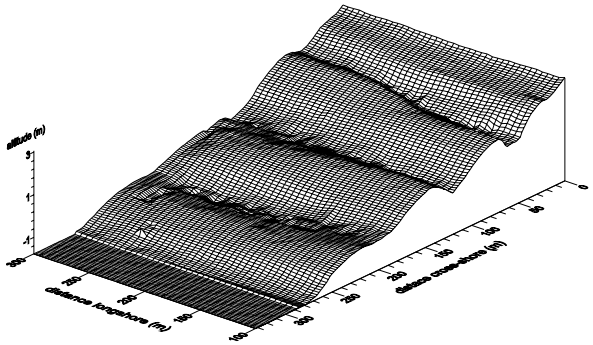
22/05/99



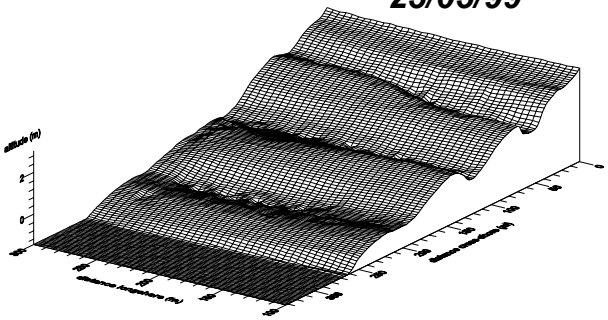
23/05/99



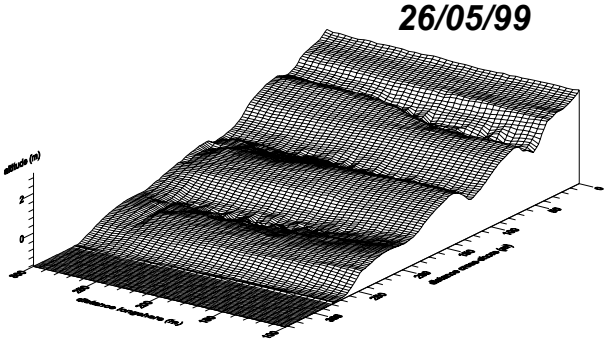
24/05/99



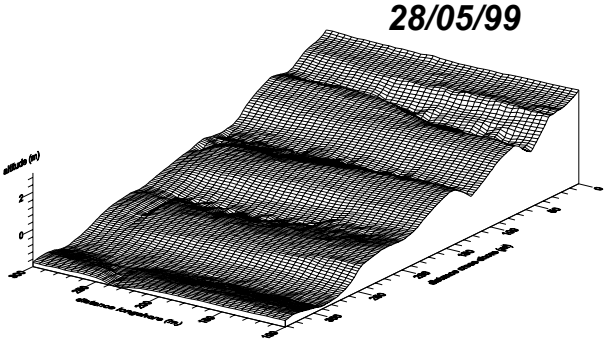
25/05/99



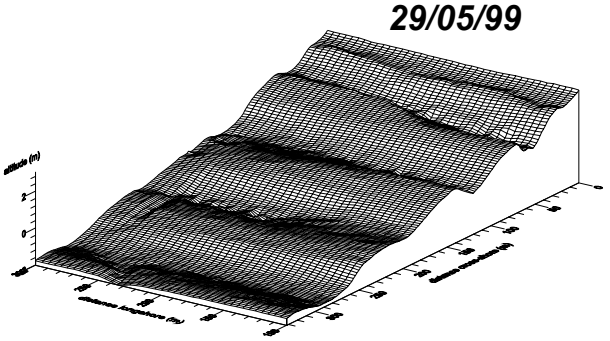
26/05/99



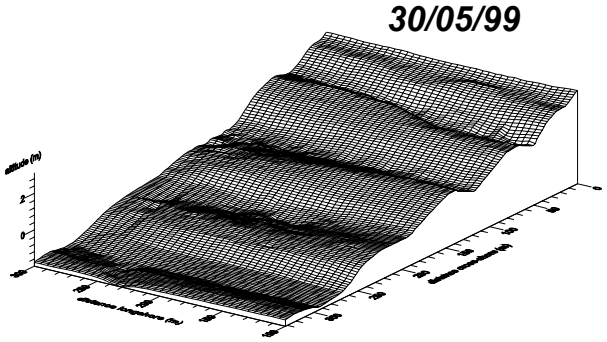
28/05/99



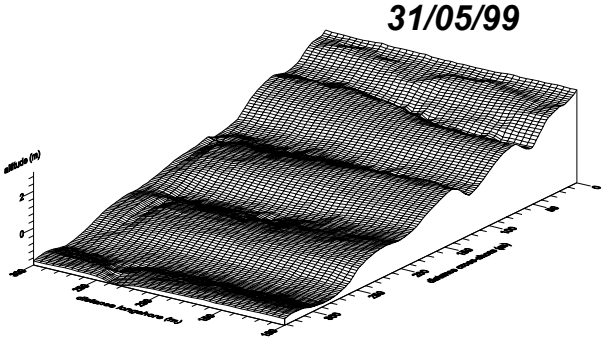
29/05/99



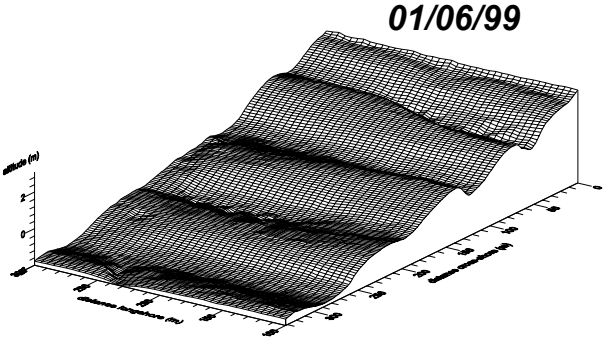
30/05/99



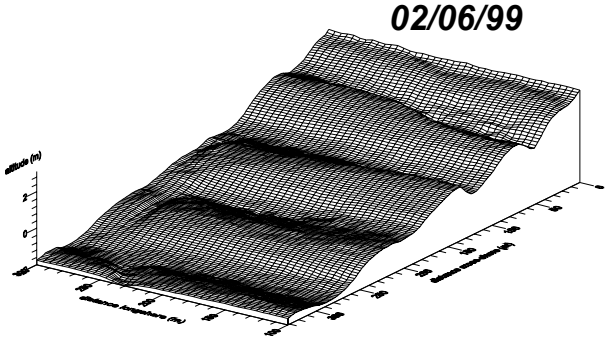
31/05/99



01/06/99



02/06/99

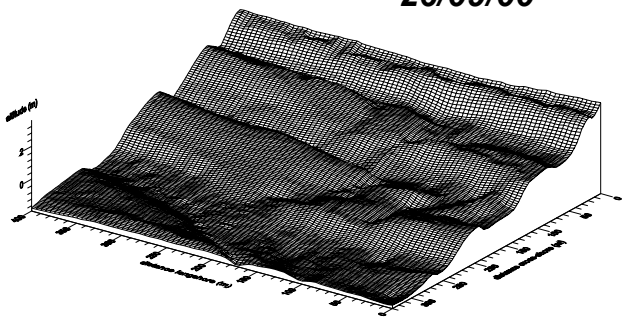


3. Levés topographiques de la campagne Omaha 2K : 26 septembre – 12 octobre 2000

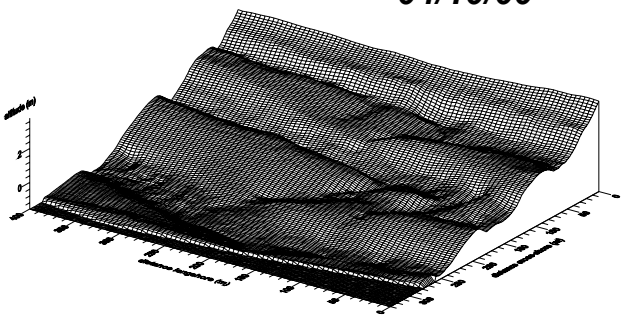
n° de levé	date	coeff. marée	remarque
OM2K-1	26/09/00	94	
OM2K-2	04/10/00	58	
OM2K-3	08/10/00	40	
OM2K-4	11/10/00	77	Levé incomplet
OM2K-5	12/10/00	87	

Tableau A.3.3 – Tableau récapitulatif des levés topographiques pendant Omaha 2K

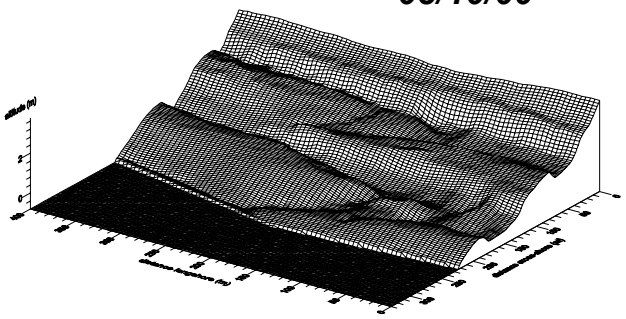
26/09/00



04/10/00



08/10/00



12/10/00

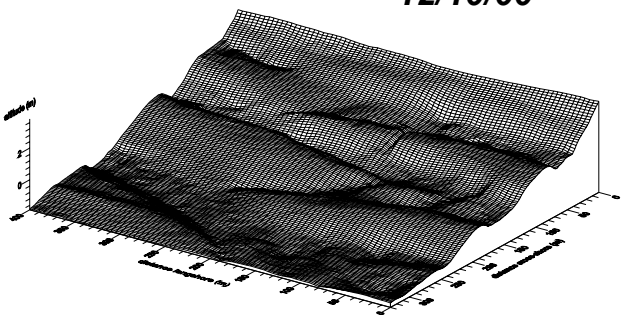


TABLE DES MATIERES ET LISTES DES ILLUSTRATIONS

Table des matières

Sommaire 1

Liste des symboles 3

Préambule 5

INTRODUCTION GENERALE 7

CHAPITRE I – MORPHODYNAMIQUE DES PLAGES A BARRES : REVUE BIBLIOGRAPHIQUE 15

I **CONSIDERATIONS THEORIQUES DE L'ETUDE MORPHODYNAMIQUE DES PLAGES** 17

I.1 **Bases de l'analyse morphodynamique** 17

I.1.1 Définition d'un système morphodynamique 17

I.1.2 Notion d'équilibre morphodynamique 18

I.1.3 Evolution morphodynamique 18

I.2 Relations spatio-temporelles en morphodynamique côtière 19

II **MORPHODYNAMIQUE DES PLAGES TIDALES** 21

II.1 **Caractérisation morphologique des plages** 21

II.2 **Hydrodynamique des plages** 22

II.2.1 Les caractéristiques de l'agitation 22

II.2.1.1 Les vagues incidentes (T < 20 s) 22

II.2.1.2 Les ondes infragravitaires 25

II.2.1.3 Les courants générés par les vagues 26

II.2.2 Influences de la marée sur l'hydrodynamique des plages 26

II.2.2.1 Les courants de marée 27

II.2.2.2 Effets de la marée sur les vagues 27

II.2.2.2.1 Migration des zones d'action des vagues 27

II.2.2.2.2 Modulation de la hauteur des vagues 28

II.2.2.2.3 Caractérisation des ondes infragravitaires sur les plages macrotidales 29

II.2.3 Les courants générés par le vent 29

II.3 **Les classifications morphodynamiques des plages** 29

III **LES PLAGES A BARRES SABLEUSES** 31

III.1 **Historique de l'étude des barres sableuses** 32

III.2 **Les caractéristiques morphologiques des barres sableuses** 33

III.2.1 Terminologie 33

III.2.2 Classification morphologique des barres sableuses 34

III.3 **Les origines de la formation des barres littorales** 36

III.3.1 Théorie de formation par le déferlement (breakpoint hypothesis) 37

III.3.2 Théories de formation des barres par l'influence des ondes infragravitaires 39

III.3.2.1 Transport de masse par les vagues infragravitaires stationnaires (standing wave) 39

III.3.2.2 Hypothèse de formation des barres par interaction entre vagues incidentes et ondes infragravitaires (interaction SW/LW) 40

III.3.3 Hypothèse de décomposition harmonique de la houle 41

III.3.4 Conclusions sur la formation des barres sableuses en domaine littoral 41

IV **LES BARRES INTERTIDALES** 42

IV.1 **La terminologie de ridges and runnels** 42

IV.2 **Les barres de swash** 43

IV.2.1 Caractéristiques 43

IV.2.2 Formation et mobilité des barres de swash 43

IV.3 Les barres et bâches (ridges and runnels) 45
IV.3.1 Caractéristiques générales 45
IV.3.2 Cadre dynamique de la formation des barres et des bâches 47
IV.3.3 Amplitude et localisation des barres sur l'estran 47
IV.3.4 Processus de formation 48
IV.3.4.1 Hypothèses de formation par les vagues incidentes : processus de swash et déferlement 48
IV.3.4.2 Hypothèses de formation par les ondes infragravitaires 49
IV.3.5 Mobilité des systèmes de barres et bâches 49
IV.3.5.1 Évolution morphologique 49
IV.3.5.2 Processus de mobilité 50
V BILAN BIBLIOGRAPHIQUE ET DEMARCHE DE L'ETUDE 51
V.1 Les plages macrotidales à barres : conclusions 51
V.2 Démarche de l'étude morphodynamique d'Omaha beach 52

CHAPITRE II – CADRE PHYSIQUE ET MORPHODYNAMIQUE D'OMAHA BEACH 53
I CADRE PHYSIQUE 55
I.1 Cadre géologique 55
I.2 Géomorphologie et mise en place des formations superficielles 56
I.3 Évolution historique du littoral d'Omaha beach 56
I.4 Bathymétrie et dynamique sédimentaire du domaine marin 57
I.5 Régime dynamique de la baie de seine occidentale 58
I.5.1 Caractéristiques de la marée en Manche et en Baie de Seine 58
I.5.2 Régime des vents et agitation associée 59
I.6 Conclusions 59
II CADRE MORPHODYNAMIQUE D'OMAHA BEACH 60
II.1 Inventaire des données 60
II.2 Morphologie générale 60
II.2.1 Morphologie du domaine subtidal 61
II.2.2 Morphologie de la plage intertidale 62
II.2.2.1 Délimitation des zones tidales à Omaha beach 62
II.2.2.2 Variabilité temporelle des profils cross-shore 63
II.3 Caractéristiques sédimentologiques 64
II.3.1 Caractérisation granulométrique des sédiments superficiels 64
II.3.2 Morphologies des corps et figures sédimentaires 66
II.4 Facteurs dynamiques 68
II.4.1 Hydrodynamique tidale 68
II.4.2 Régime des vents 69
II.4.3 Statistiques des houles incidentes 70
III SYNTHESE 72
III.1 Cadre hydrosédimentaire d'Omaha beach 72
III.2 Caractérisation morphodynamique 72
III.3 Influences générales du climat d'agitation sur les évolutions morphodynamiques 74

CHAPITRE III – ÉVOLUTION MORPHODYNAMIQUE A COURT-TERME 75
I ÉVOLUTION MORPHODYNAMIQUE LORS DE CONDITIONS DE FAIBLE AGITATION : CAMPAGNE OMAHA 99 (18/05-02/06/1999) 78
I.1 Méthodologies 78

I.1.1 Mesures topographiques 78
I.1.2 Mesures hydrodynamiques 79
I.1.3 Traçage fluorescent : méthodologie 80
I.2 Conditions dynamiques générales 81
I.3 Évolution morphologique au cours de la campagne 83
I.3.1 Morphologie générale 83
I.3.2 Relation évolution morphologique - budget sédimentaire 85
I.3.3 Relation morphologie - évolution topographique 85
I.3.4 Conclusions sur l'évolution morphologique 86
I.4 Caractérisation du comportement morphodynamique des barres intertidales 86
I.4.1 Évolution résiduelle des profils 87
I.4.2 Morphodynamique de la barre de swash 88
I.4.2.1 Évolution morphologique de la barre de swash 88
I.4.2.1.1 A l'échelle de la campagne 88
I.4.2.1.2 A l'échelle du cycle tidal 89
I.4.2.2 Hypothèses de formation de la barre de swash 90
I.4.2.3 Conclusions sur la morphodynamique de la barre de swash 90
I.4.3 Morphodynamique des barres de moyenne plage 91
I.4.3.1 Évolution morphodynamique à l'échelle de la campagne 91
I.4.3.1.1 Paramètres morphométriques utilisés 91
I.4.3.1.2 Résultats 92
I.4.3.2 Morphodynamique à l'échelle du cycle tidal semi-lunaire 93
I.4.3.2.1 Évolution morphologique 93
I.4.3.2.2 Conditions hydrodynamiques 93
I.4.3.2.3 Discussion 95
I.4.3.2.3.1 Relation morphologie - hydrodynamique 95
I.4.3.2.3.2 Évolution morphodynamique 96
I.4.3.2.3.3 Relation évolution morphodynamique – cycle semi-lunaire 97
I.5 Transport sédimentaire à l'échelle du cycle tidal 98
I.5.1 Calcul du taux de transport sédimentaire sur les barres 98
I.5.1.1 Conditions expérimentales 98
I.5.1.2 Résultats 99
I.5.2 Données hydrodynamiques 101
I.5.2.1 Conditions hydrodynamiques sur les barres 101
I.5.2.2 Analyse des courants orbitaux au point H2 sur la barre 3 102
I.5.2.2.1 Traitement numérique 102
I.5.2.2.2 Résultats 103
I.5.3 Discussion 104
I.5.3.1 Comparaison des taux de transport sédimentaire avec les données bibliographiques 104
I.5.3.2 Relation hydrodynamique – transport sédimentaire 105
I.5.3.3 Relation transport sédimentaire – évolution topographique 107
I.6 Évolution morphologique en conditions d'accrétion : conclusions 107
II ÉVOLUTION MORPHODYNAMIQUE EN CONDITIONS D'AGITATION MODEREE : CAMPAGNE OMAHA 2K (26/09 – 12/10/ 2000) 109
II.1 Méthodologie 109
II.1.1 Mesures topographiques 109
II.1.2 Mesures hydrodynamiques 109
II.2 Conditions dynamiques générales 110
II.3 Évolution morphologique 112
II.3.1 Morphologie générale 112

II.3.2 Relation morphologie – évolution topographique 113
II.3.3 Relation évolution morphologique – budget sédimentaire 114
II.3.4 Évolution morphologique en fonction des variations de l'agitation 114
II.3.4.1 Définition des séquences hydrodynamiques 115
II.3.4.2 Évolution morphologique 115
II.3.5 Synthèse sur l'évolution morphologique de la plage 117
II.3.5.1 Évolution morphodynamique 117
II.3.5.2 Impact des coups de vents ponctuels 119
II.4 Processus hydrosédimentaires en agitation modérée 119
II.4.1 Quantification du transport sédimentaire sur l'estran par traçage fluorescent 119
II.4.1.1 Conditions expérimentales 119
II.4.1.2 Résultats 120
II.4.2 Conditions hydrodynamiques 121
II.4.3 Discussion 124
II.4.3.1 Validité du taux de transport calculé 124
II.4.3.2 Transport sédimentaire et contexte morphologique 124
II.4.3.3 Relation transferts sédimentaires - hydrodynamique 124
II.5 Évolution morphologique en conditions d'agitation modérée : conclusions 127
III SYNTHESE DE L'EVOLUTION MORPHODYNAMIQUE A COURT-TERME 128
III.1 Évolutions morphodynamiques 128
III.2 Apports de l'évolution événementielle 128
III.3 Validation de l'approche à moyen terme 130

CHAPITRE IV – ÉVOLUTION MORPHODYNAMIQUE A MOYEN TERME 131
I INVENTAIRE DES DONNEES TOPOGRAPHIQUES ET HYDRODYNAMIQUES 134
I.1 Topographie de la zone intertidale 134
I.2 Données hydrodynamiques et météorologiques 134
II IDENTIFICATION DES SEQUENCES D'EVOLUTION MORPHODYNAMIQUE DES BARRES INTERTIDALES A MOYEN TERME 136
III MORPHODYNAMIQUE DES SYSTEMES BARRES - BACHES 153
III.1 Morphodynamique 2DV : dynamique cross-shore des barres 153
III.1.1 Analyse morphométrique des profils de plage : méthodologie 153
III.1.1.1 Principe 153
III.1.1.2 Détermination du profil de référence 154
III.1.1.2.1 Le concept du profil d'équilibre 154
III.1.1.2.2 Détermination du profil de référence à Omaha beach 155
III.1.1.3 Calcul des résiduels et détermination de paramètres morphométriques 157
III.1.2 Résultats 157
III.1.2.1 Évolution temporelle de la position des barres 157
III.1.2.2 Caractéristiques morphologiques générales des barres intertidales 159
III.1.2.2.1 Position des barres sur le profil cross-shore 159
III.1.2.2.2 Longueur d'onde des barres 161
III.1.2.2.3 Différences morphologiques entre les barres intertidales 162
III.1.2.2.3.1 A l'échelle de la période de suivi 162
III.1.2.2.3.2 Pendant les séquences de construction 163
III.1.2.2.4 Synthèse sur la morphologie des barres intertidales à Omaha beach 165
III.1.2.3 Dynamique des barres intertidales 166
III.1.2.3.1 Variations des paramètres morphométriques : conventions choisies 166
III.1.2.3.2 Résultats 167
III.1.3 Discussion 168

III.2 Morphodynamique 2DH : dynamique longshore des barres et des chenaux 170
III.2.1 Analyse morphométrique 2DH : méthodologie 170
III.2.1.1 Détermination de la surface de comparaison 170
III.2.1.2 Calcul des résiduels et représentation graphique 171
III.2.2 Évolutions morphodynamiques 172
III.2.2.1.1 Période d'avril à octobre 1999. 172
III.2.2.1.2 Période de décembre 1999 à mars 2000 : Phase de construction PC2 174
III.2.2.1.3 Période de mai à novembre 2000 : phase de construction PC3 174
III.2.3 Relation entre la variabilité morphologique longitudinale et les forçages hydrodynamiques liés à l'agitation 175
III.2.4 Discussion - Conclusions 177
III.3 Conclusions sur la morphodynamique des systèmes barres-bâches 178
IV IMPACTS DES TEMPÊTES SUR LA MORPHOLOGIE INTERTIDALE 178
IV.1 Événements de haute énergie : définition, caractérisation, et processus hydrodynamiques 179
IV.1.1 Définition des périodes de tempêtes sur Omaha beach 179
IV.1.2 Caractérisation et paramétrisation des tempêtes 179
IV.1.2.1 Caractéristiques des tempêtes 180
IV.1.2.2 Processus hydrodynamiques associés 183
IV.1.2.2.1 Les courants orbitaux en période de forte agitation 184
IV.1.2.2.2 Le courant de retour 185
IV.1.2.2.3 Synthèse sur les processus hydrodynamiques en forte agitation 186
IV.1.2.3 Paramétrisation des événements de haute énergie 187
IV.2 Effet des tempêtes sur l'évolution morphodynamique à moyen terme 190
IV.3 Évolutions morphologiques 191
IV.3.1 Événements marqueurs des phases de destruction 191
IV.3.1.1 Tempêtes de novembre 1999 191
IV.3.1.2 Tempêtes de mars – avril 2000 192
IV.3.1.3 Tempêtes de la fin de l 'année 2000 193
IV.3.2 Cas des tempêtes lors des phases de construction 194
IV.4 Discussion 196
IV.5 Conclusions 199
V SYNTHESE DE L'EVOLUTION MORPHODYNAMIQUE A MOYEN TERME 200
V.1 Caractéristiques de la dynamique des barres et des bâches 200
V.2 Schématisation de l'évolution à moyen terme 201

CONCLUSIONS GENERALES 203

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES 217

ANNEXES 233

Annexe 1 - Méthodologie des levés topographiques 235
Annexe 2 - Données hydrodynamiques (marée et agitation) et météorologiques 245
Annexe 3 - Modèles Numériques de Terrain d'Omaha beach 253

TABLE DES MATIÈRES ET LISTES DES ILLUSTRATIONS 265

Liste des figures

Figure 1 – Localisation et morphologie comparée des plages des sites chantiers du PNEC ART7 11

Figure I. 1 - Composants d'un système morphodynamique côtier. 18

Figure I. 2 - Relation spatio-temporelle des systèmes morphodynamiques côtiers. Synthèse proposée d'après Stive et al.(1991), Cowell & Thom (1994), Larson & Kraus (1995), et Levoy (2000). 19

Figure I. 3 - Échelles et fréquences des réponses morphologiques des différents compartiments du domaine côtier (d'après Wright et al., 1985, in Van Rijn, 1998). 20

Figure I. 4 - Morphologie de la plage en environnement macrotidal (d'après Wright et al., 1982, et Levoy, 1994, modifié). 22

Figure I. 5 - Processus hydrodynamiques dans la zone côtière. 23

Figure I. 6 - Processus hydrodynamiques induits pas les vagues incidentes T > 20 s. 23

Figure I. 7 - Représentation schématique de l'existence d'onde infragravitaire libre dans la zone de déferlement (d'après Oltman-Shay & Hathaway, 1989, in Ruessink,1998a). 25

Figure I. 8 - Profil logarithmique des vitesses du courant de marée et interaction houle-courant (d'après Soulsby, 1997, modifié). 27

Figure I. 9 - Occurrence relative des processus de swash, déferlement et shoaling, sur un profil de plage pendant un cycle semi-lunaire pour trois plages au marnage relatif RTR différent (d'après Masselink & Short, 1993). 28

Figure I. 10 - La classification morphodynamique des plages sableuses de Masselink & Short (1993). 30

Figure I. 11 - Système barre-fosse : terminologie morphologique. 34

Figure I. 12 - Classification des barres littorales de Greenwood & Davidson-Arnott (1979), in Carter (1988). 35

Figure I. 13 - Hypothèse du point de déferlement par creusement de la fosse (d'après Miller, 1976, in Wolf, 1997 modifié). a) sous déferlement plongeant ; b) sous déferlement glissant 37

Figure I. 14 - Formation d'une barre par convergence de flux sédimentaires au niveau du déferlement. 38

Figure I. 15 - Génération de plusieurs barres par de multiples déferlements (d'après Dhyr-Nielsen et Sorensen, 1970, in Wolf, 1997, modifié). 38

Figure I. 16 - Cellules de circulation résiduelle dans la couche limite d'une onde stationnaire (d'après Ruessink, 1998a, modifié). 40

Figure I. 17 - Profil de la plage de Blackpool (UK), d'après King & Williams (1949). 48

Figure I. 18 - Évolution morphologique de la plage de Blackpool en périodes de calme (11-19 août 1943 ; 11-18 mars 1944) et en périodes de tempêtes (8-11 août 1943 ; 4-11 mars 1944), d'après King (1972). 50

Figure II. 1 - La plage d'Omaha beach et le domaine marin adjacent (d'après la carte n° 7056G, SHOM). 55

Figure II. 2 - Propagation de l'amplitude de l'onde lunaire M2 en Manche (d'après Chabert d'Hières et al. , 1978, in Levoy et al., 2000). 58

Figure II. 3 - Morphologie générale du domaine côtier à Omaha beach (données topographiques et bathymétriques de mai 1999). PMVE : niveau moyen des pleines mers de vives-eaux ; BMVE : niveau moyen des basses mers de vives-eaux. 61

Figure II. 4 - Définition des zones tidales à Omaha beach. 62

Figure II. 5 - Statistiques descriptives du profil central. 63

Figure II. 6 - Répartition de la médiane (d_{50}) des sédiments de surface en fonction de la distance au pied de dune (x=0). 65

Figure II. 7 - Caractéristiques granulométriques (unité φ) en fonction de la zone de prélèvements. 65

Figure II. 8 - Distribution statistique des médianes des prélèvements. 65

Figure II. 9 - Morphologies particulières à l'échelle de la plage. 67

Figure II. 10 - Répartition des figures sédimentaires sur un système barre-bâche. 68

Figure II. 11 – Diagramme polaire des vitesses des courants de marée sur la basse plage pour toutes les conditions d'agitation. 68
Figure II. 12 - Mesures des vents à Port-en-Bessin (METEOFRANCE). 69
Figure II. 13 - Histogrammes des caractéristiques de la houle en bas de plage. 70
Figure II. 14 - Corrélogramme des caractéristiques primaires de la houle incidente en bas de plage. 71
Figure II. 15 - Fréquence des directions des houles en fonction de la taille des vagues (θ : angle d'incidence des vagues). 71

Figure III. 1 - Schéma d'implantation des capteurs sur le profil intertidal durant Omaha 99. 79
Figure III. 2 - Conditions d'agitation sur la basse plage et caractéristiques des vents pendant la campagne Omaha 99 (17/05/99 – 02/06/99). 82
Figure III. 3 - MNT initial et final de la campagne Omaha 99. 84
Figure III. 4 - Représentation des évolutions résiduelles durant la campagne Omaha 99. 85
Figure III. 5 - Évolution altimétrique résiduelle par rapport à la morphologie initiale. 86
Figure III. 6 - Évolution résiduelle des profils pendant Omaha 99. 87
Figure III. 7 – Dynamique de la barre de swash pendant la campagne Omaha 99 (au niveau du profil 200). 89
Figure III. 8 - Évolution de la barre de swash au cours du cycle tidal du 26 mai 1999 (avec la permission de C. Degryse-Kulkarni). 90
Figure III. 9 - Définitions des paramètres morphologiques des barres retenus. 91
Figure III. 10 - Évolution morphologique du profil 200 en fonction du cycle semi-lunaire. 94
Figure III. 11 - Conditions d'agitation sur la barre 3 pendant la campagne. 95
Figure III. 12 - Profil topographique du 18 mai, niveaux d'eau théoriques, et probabilité de submersion. 97
Figure III. 13 - Localisation des points d'injection sur l'estran. 99
Figure III. 14 - Nuage de dispersion du traceur aux points A et B. 100
Figure III. 15 - Mesures hydrodynamiques réalisées sur la moyenne plage, barre 2 (H3) et barre 3 (H2) – heure de la pleine mer 19: 31 TU. 101
Figure III. 16 - Paramètres hydrodynamiques mesurés sur le flanc marin de la barre 3 – point H2 - heure de la pleine mer : 19:31 TU. 103
Figure III. 17 - Propagation de la houle sur la zone intertidale. 106
Figure III. 18 - Schémas d'implantation des capteurs - campagne Omaha 2K. 110
Figure III. 19 - Conditions d'agitation sur la basse plage et caractéristiques des vents pendant la campagne Omaha 2K (26/09/99-12/10/00). 111
Figure III. 20 - MNT initial et final – campagne Omaha 2K. 112
Figure III. 21 - Carte des différentiels d'altitude : Omaha 2K. 113
Figure III. 22 - Superposition de la répartition des évolutions résiduelles sur la topographie initiale. 113
Figure III. 23 – Évolution morphologique du profil 300 pendant Omaha 2K. 116
Figure III. 24 – Évolution morphologique du profil 100 pendant Omaha 2K. 117
Figure III. 25 - Évolution topographique et résiduelle du profil 300. 118
Figure III. 26 - Évolution topographique et résiduelle du profil 100. 118
Figure III. 27 - Localisation des points d'immersion de traceur sur l'estran – profil du 26/09/00. 120
Figure III. 28 - Nuage de dispersion du traceur au point B – campagne Omaha 2K. 120
Figure III. 29 - Conditions hydrodynamiques au point B – marée haute 11:20 TU – mesures à 45 cm du lit sédimentaire. 122
Figure III. 30 - Paramètres hydrodynamiques au point B – capteur H4 - pleine mer : 11:20 TU. 123
Figure III. 31 - Relation entre la composante cross-shore des courants moyens <U> et la hauteur relative de la houle H_s/h – mesures au point H4 du 2 au 4 octobre 2000 . 125
Figure III. 32 - Vitesses orbitales onshore des vagues incidentes et infragravitaires en fonction de H_s/h (a) et coefficient d'asymétrie des vitesses quand $H_s/h > 0,4$ (b) - mesures du 2 au 4 octobre 2000 – point H4. 126

Figure IV. 1 - Conditions d'agitation sur la basse plage et caractéristiques des vents associés sur la totalité de la période de suivi. 135

Figure de l'article : Stépanian & Levoy, soumis.

Figure 1 – Localisation de la plage d'Omaha beach sur la côte du Calvados. 139
Figure 2 – Exemples de Modèles Numériques de Terrain d'Omaha beach. 140
Figure 3 – Exemple de profil de plage d'Omaha beach et zonation en fonction des niveaux moyens de marée 141
figure 4 – Séries chronologiques des H_s (a), T_s (b), de la cambrure de la houle H_s/L (c), et du flux d'énergie P (d). 142
Figure 5 – Variabilité morphologique du profil central durant la période d'étude. 143
Figure 6 – Evolution temporelle du profil central. 144
Figure 7 - Flux d'énergie total par période P_t et comparaison avec les séquences morphodynamiques. 146
Figure 8 – Evolution du volume sédimentaire total de la plage d'avril 1999 à novembre 2000. 147
Figure 9 - Relation entre le taux journalier d'énergie $\langle P \rangle$ et l'évolution du volume pour chaque phase. 148

Figure IV. 2 - Détermination des évolutions résiduelles et définition des paramètres morphométriques. 154
Figure IV. 3 - Détermination des profils de comparaison pour les profils P0 – P200 – P400 à partir des profils 156
Figure IV. 4 - Calcul des résiduels par rapport au profil de référence – exemple du profil 200 de juillet 1999. 157
Figure IV. 5 - Évolution temporelle des caractéristiques des barres intertidales. 158
Figure IV. 6 - Relation entre Zc et Dc et comparaison aux niveaux moyens de marée (Vive-Eau et Morte-Eau). 160
Figure IV. 7 - Variation d'espace entre les barres selon leur position sur l'estran. 161
Figure IV. 8 - Paramètres morphométriques des barres en fonction de Dc (distance cross-shore depuis le pied de dune). 163
Figure IV. 9 - Paramètres morphométriques des barres en fonction de Dc durant la période de construction PC1 (cf. légende Figure IV. 8). 164
Figure IV. 10 - Paramètres morphométriques des barres en fonction de Dc durant la période de construction PC2 (cf. légende Figure IV. 8). 165
Figure IV. 11 - Évolution des paramètres morphométriques en fonction de la vitesse de migration des barres, positive onshore et négative offshore. 168
Figure IV. 12 - Méthodologie de représentation plane des morphologies tridimensionnelles – exemple du levé du mai 1999. 172
Figure IV. 13 - Évolution longitudinale des systèmes barre-bâche d'avril à octobre 1999. 173
Figure IV. 14 - Évolution longitudinale des systèmes barre-bâche de décembre 1999 à mars 2000. 174
Figure IV. 15 - Évolution longitudinale des systèmes barre-bâche de mai à novembre 2000. 175
Figure IV. 16 - Estimation du forçage hydrodynamique transversal et longitudinal par décomposition cross-shore (P_{cross}) et longshore (P_{long}) du flux d'énergie des houles P. 176
Figure IV. 17 - Identification des tempêtes à partir des mesures d'agitation sur la basse plage. 180
Figure IV. 18 - Caractéristiques des tempêtes sur Omaha beach durant la période d'étude. 181
Figure IV. 19 - Distribution mensuelle des tempêtes à partir des données d'agitation acquises sur la basse plage de février 1999 et mars 2001. 182
Figure IV. 20 - Caractéristiques des tempêtes en fonction de l'angle d'incidence moyen q. 183
Figure IV. 21 - Histogramme de l'occurrence des vitesses orbitales U_w lors des tempêtes. 184
Figure IV. 22 - Fluctuations à 2 Hz des vitesses orbitales cross-shore – burst du 29/04/99 10:00 TU. 185
Figure IV. 23 - Relation entre la vitesse du courant de retour <U> et la hauteur relative de la houle H_s/h. 186
Figure IV. 24 - Importance relative du courant de retour <U> et du courant moyen longshore <V> en fonction de sa direction. 186

Figure IV. 25 - Identification des évènements et quantification de l'énergie des tempêtes. 188
Figure IV. 26 - Relation entre l'énergie totale des tempêtes P_{temp} et l'incidence des vagues. 189
Figure IV. 27 - Relation entre Ω_{moy} et l'énergie de la houle intégrée sur la durée de la tempête P_{temp}. 189
Figure IV. 28 - Relation entre l'évolution morphologique et l'occurrence des tempêtes. 190
Figure IV. 29 - Évolution topographique résultante des tempêtes de novembre 1999. 191
Figure IV. 30 - Évolution topographique résultante de la tempête du 27 au 30 mars 2000. 192
Figure IV. 31 - Évolution topographique résultante de la tempête du 4 au 7 avril 2000. 193
Figure IV. 32 - Evolution topographique entre novembre 2000 et janvier 2001. 194
Figure IV. 33 - Distribution statistique de Ω_{moy} pour les tempêtes pendant les phases de construction et les phases de destruction. 195
Figure IV. 34 - Évolution topographique entre avril et mai 1999. 196
Figure IV. 35 - Évolution morphologique de l'estran entre septembre et novembre 1999. 198
Figure IV. 36 - Schéma de synthèse de l'évolution morphodynamique à moyen terme. 202

Figure 2 – Modèle d'évolution type des barres intertidales d'Omaha beach 209

Liste des tableaux

Tableau 1 – Caractéristiques générales des sites chantier du PNEC ART7 10

Tableau I. 1 - Terminologie comparée des barres littorales sableuses. 34
Tableau I. 2 - Caractéristiques des barres de swash dans la littérature. 44
Tableau I. 3 - Caractéristiques des plages méso-et macrotidales à barres et bâches. 46

Tableau II. 1 - Calcul de la vitesse de chute des sédiments ws. 73

Tableau III. 1 – Dates des levés topographiques réalisés pendant Omaha 99 et coefficients de marée correspondant. 78
Tableau III. 2 - Caractéristiques des instruments de mesures hydrodynamiques – campagne Omaha 99. 79
Tableau III. 3 - Évolution résiduelle du volume sédimentaire des profils de plage. 88
Tableau III. 4 - Caractéristiques d'évolution morphologique des barres 3 et 4 92
Tableau III. 5 - Caractéristiques du traceur injecté pour chaque point. 99
Tableau III. 6 - Dispersion du traceur et transport sédimentaire calculé. 100
Tableau III. 7 – Dates des levés topographiques réalisés au cours de Omaha 2K et coefficients de marée correspondants. 109
Tableau III. 8 - Caractéristiques des instruments de mesures hydrodynamiques – campagne Omaha 2K. 109
Tableau III. 9 - Budget sédimentaire intertidal calculé pendant Omaha 2K. 114
Tableau III. 10 - Caractéristiques de l'agitation lors des trois périodes étudiées pendant Omaha 2K. 115
Tableau III. 11 - Déplacement du nuage de traceur et calcul du transport sédimentaire – Omaha 2K. 121

Tableau de l'article : Stépanian & Levoy, soumis.
Tableau I – Mise en relation du taux journalier d'énergie $\langle P \rangle$ et du type de phase. 146

Tableau IV. 1 - Évolution des paramètres A et b en fonction des profils. 156
Tableau IV. 2 - Caractéristiques des paramètres des profils d'équilibre, calculés pour les cinq positions longshore et paramètres du profil d'équilibre moyen. 171
Tableau IV. 3 - Énergie totale P et composante longshore de l'énergie des houles Plong, intégrée sur la durée de la période et valeurs moyennes. 177

Liste des photographies

Photo. 1 – Systèmes debarres et bâches sur Omaha beach – avril 1999 12

Photo. I. 1 - Vue aérienne oblique des barres et bâches de la plage de Merlimont (Pas-de-Calais, France, Avril 1997). 45
Photo. II. 1 - Vue aérienne de la zone d'étude, montrant les systèmes de barres et de bâches (source : IGN, mission de juillet 1999). 57
Photo. II. 2 - Omaha beach vue vers l'Ouest (octobre 2000). 61

Photo. III. 1 - La plage d'Omaha beach le 18 mai 1999. 83

Évolution morphodynamique d'une plage macrotidale à barres : Omaha beach (Normandie)

Résumé - Ce travail concerne la morphodynamique de la plage macrotidale Omaha beach en Normandie. L'objectif est d'étudier l'évolution morphologique des barres intertidales à partir de mesures topographiques et hydrodynamiques selon deux échelles temporelles complémentaires.

A court-terme (échelle du cycle tidal à la semaine), la morphologie est conditionnée par l'intensité de l'agitation modulée par les cycles tidaux. En faible agitation, la migration des barres vers le haut de plage est générée par des transferts de sables du revers vers le talus dans la zone de swash et de déferlement. Une augmentation de l'agitation s'accompagne d'une intensification du courant de retour et peut entraîner l'érosion des barres de la partie supérieure de la plage.

A moyen terme (échelle mensuelle à annuelle), les barres intertidales présentent un comportement morphodynamique séquentiel. Les phases d'accrétion correspondent à des périodes de faible agitation pendant lesquelles les barres se construisent et migrent vers le haut de plage à une vitesse inférieure à 1 m par jour. A l'inverse, les phases de destruction résultent des tempêtes dont l'action érosive est modulée par le niveau tidal et la morphologie pré-existante. L'alternance de ces phases est liée à l'exposition particulière de la plage d'Omaha beach vis à vis des vents dominants. Une dynamique longitudinale des barres et des chenaux de drainage associés est également mise en évidence. C'est un facteur de déstabilisation des barres qui fragilise leur résistance à l'action des tempêtes. De plus, la présence des barres et leur évolution morphologique est la traduction topographique de réorganisations d'un stock sableux intertidal stable.

Les conditions d'apparition, de migration et de destruction des barres intertidales ainsi identifiées, l'évolution morphodynamique d'Omaha beach est alors schématisée sous la forme d'un modèle d'évolution et une hypothèse de formation des barres intertidales sur les estrans macrotidaux est proposée.

Morphodynamic evolution of a macrotidal ridge and runnel beach : Omaha beach (Normandy)

Abstract - This work deals with the morphodynamics of Omaha beach, a macrotidal beach on the Normandy coastline. The main objective is to study the morphological evolution of the intertidal bars using hydrodynamic and topographic data collected in the field at two distinct time scales.

At the short-term time scale (from tidal cycle to weekly duration), the intertidal morphology is controlled by wave energy and modulated by the tidal cycles. During fair weather conditions, onshore bar migration is generated by sand tranport from the seaward bar flank to the landward side through surf and swash processes. As the wave height increases, the undertow becomes larger and the upper beach bars can be eroded.

On the medium-term time scale (months to years duration), the intertidal bars show a sequential morphodynamic behaviour. The accretion stage is produced by a long time duration of fair weather conditions whereas the bars build up and migrate onshore with a 1 m maximal daily rate. In contrast, destruction stages result from storms; their erosional effects are modulated by tidal cycles and pre-existing morphology. The wind climate and shoreline exposure control this specific sequential behaviour. The dynamics of longshore bars and drainage channels are also highlighted. These dynamics tend to destabilize the bars and weaken their resistance against storm-wave effects. Moreover, the presence of bars and their morphological evolution correspond to reorganisation of intertidal sand volume which seems to be quite stable over the medium-term period.

The wave conditions controlling bar accretion, migration and erosion are thus identified. The morphodynamic evolution of Omaha beach is presented in a diagram showing different evolutionary stages, and an hypothesis of intertidal bars formation on a macrotidal beach is proposed.

Mots-clés – sédiments (Géologie), transport ; littoral ; plages ; marée ; zone intertidale ; vagues

Keywords – sediment transport ; coasts ; beaches ; tides ; intertidal zonation ; ocean waves

---

Discipline : *Sciences de la Terre et de l'Univers, Espace*

Laboratoire d'accueil : *Unité M2C « Morphodynamique Continentale et Côtière » - UMR CNRS 6143 – Université de Caen / Basse Normandie*