



# Morphodynamique de la zone de swash

Christine Degryse-Kulkarni

## ► To cite this version:

Christine Degryse-Kulkarni. Morphodynamique de la zone de swash. Sciences de la Terre. Université de Caen Basse-Normandie, 2003. Français. NNT : 2003CAEN2057 . tel-01926209

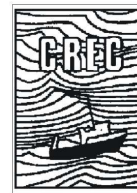
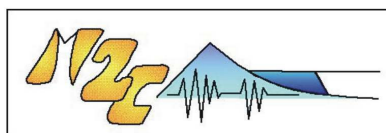
**HAL Id: tel-01926209**

**<https://normandie-univ.hal.science/tel-01926209>**

Submitted on 19 Nov 2018

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

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



Université de CAEN / Basse-Normandie

U.F.R. : Sciences

Ecole doctorale : Structure, Information, Matière et Matériaux

Thèse

Présentée par

**Mme Christine DEGRYSE-KULKARNI**

**et soutenue le 18 décembre 2003**

En vue de l'obtention du

**Doctorat de L'Université de Caen**

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

(Arrêté du 25 Avril 2002)

Titre :

**Morphodynamique de la zone de swash**

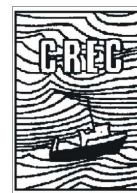
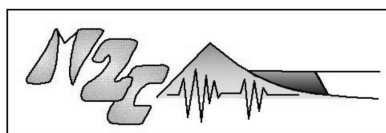
Membres du jury

|                        |                                                |                      |
|------------------------|------------------------------------------------|----------------------|
| M. Claude Larssonneur  | Professeur émérite, Université de Caen         | (Directeur de Thèse) |
| M. Hervé Chamley       | Professeur émérite, Université de Lille I      | (Rapporteur)         |
| M. Jean-Paul Barusseau | Professeur émérite, Université de Perpignan    | (Rapporteur)         |
| M. Richard Soulsby     | Technical Director, HR Wallingford             |                      |
| M. Edward Antony       | Professeur, Université du Littoral, Dunkerque  |                      |
| M. Franck Levoy        | Maître de Conférences, HDR, Université de Caen |                      |



**PNEC**





Université de CAEN / Basse-Normandie

U.F.R. : Sciences

Ecole doctorale : Structure, Information, Matière et Matériaux

Thèse

Présentée par

**Mme Christine DEGRYSE-KULKARNI**

**et soutenue le 18 décembre 2003**

En vue de l'obtention du

**Doctorat de L'Université de Caen**

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

(Arrêté du 25 Avril 2002)

Titre :

**Morphodynamique de la zone de swash**

Membres du jury

|                        |                                                |                      |
|------------------------|------------------------------------------------|----------------------|
| M. Claude Larssonneur  | Professeur émérite, Université de Caen         | (Directeur de Thèse) |
| M. Hervé Chamley       | Professeur émérite, Université de Lille I      | (Rapporteur)         |
| M. Jean-Paul Barusseau | Professeur émérite, Université de Perpignan    | (Rapporteur)         |
| M. Richard Soulsby     | Technical Director, HR Wallingford             |                      |
| M. Edward Antony       | Professeur, Université du Littoral, Dunkerque  |                      |
| M. Franck Levoy        | Maître de Conférences, HDR, Université de Caen |                      |



PNEC





## AVANT PROPOS

*Ce mémoire de thèse est l'aboutissement d'années d'études passionnantes, parfois frustrantes et certainement très enrichissantes, non seulement par les connaissances que j'ai acquises dans ce domaine très vaste et captivant qu'est la géologie, mais également par les rencontres que j'ai pu y faire au fil des années. Chacune d'entre-elles m'a apporté énormément, à divers degrés et dans diverses circonstances. Une occasion unique s'offre à moi : remercier chacune des personnes qui m'ont permis d'arriver là où je suis et d'être qui je suis.*

*La première de ces rencontres et l'une des plus importantes, date du mois d'octobre 1992 dans un amphithéâtre de l'Université de Lille 1, là où Monsieur le professeur Hervé Chamley donnait des cours de sédimentologie. Il m'a immédiatement transmis son enthousiasme pour la géologie et m'a ensuite accueillie dans son laboratoire en qualité de stagiaire d'été dès ma première année de Deug. Quelques années plus tard, il m'a encouragée à m'expatrier pendant un semestre entier au pays de la petite pluie fine et des buveurs de thé, au centre océanographique de Southampton, notamment pour y approfondir mon anglais qui était à l'époque plus que rudimentaire. Cet apprentissage intensif m'a été par la suite on ne peut plus utile non seulement pour la poursuite de mes études, mais également sur un plan très personnel. Enfin, il m'a soutenue dans cette grande aventure qu'est la thèse et le choix de mon sujet... Pour tout cela M. Chamley, et pour avoir accepté d'être le rapporteur de ce mémoire, je vous remercie du fond du cœur.*

*Le domaine de la sédimentologie côtière est principalement basé sur les expériences de terrain, et dans ce domaine, M. Jean-Paul Barusseau a été pour moi un exemple, tant par son dynamisme légendaire que par sa rigueur, et par la générosité dont il a fait preuve à chacune de nos rencontres sur diverses plages françaises. Je suis très touchée que vous ayez accepté d'être rapporteur de ce travail, et vous en suis sincèrement reconnaissante.*

*Je tiens à remercier chaleureusement M. Richard Soulsby, le coordinateur du projet COAST 3D, pour l'attention qu'il a bien voulu me porter, et son accueil au sein de son équipe. It is a great honour for me that you have accepted to be a member of the jury of this PHD, thank you very much.*

*Mes premiers pas dans le domaine de la recherche ont été guidés par Monsieur Edward Antony pendant mon stage de DEA. Ses connaissances dans le domaine de la morphodynamique côtière, sa pédagogie, et sa grande disponibilité m'ont été d'un grand secours et m'ont permis de progresser. Je suis très heureuse que vous ayez accepté de faire partie de ce jury.*

*Je suis particulièrement reconnaissante à M. Claude Larssonneur, Directeur de cette thèse, pour son soutien, et son aide toujours judicieuse. Vous avez su prendre le recul nécessaire pour faire de mon manuscrit un mémoire de thèse. Je suis très honorée d'avoir conduit ce travail sous votre direction et vous remercie sincèrement pour votre disponibilité et vos conseils éclairés.*

*Je souhaite enfin remercier le dernier membre de ce jury, et pas le moindre puisqu'il s'agit de l'investigateur de ce sujet ambitieux, M. Franck Levoy. J'ai été et suis toujours très touchée de la confiance qu'il m'a portée et je le remercie chaleureusement d'avoir été à mon écoute dans les moments de doute, comme dans ceux où mon enthousiasme débordait. Il a fait preuve tout au long de ces années d'une grande patience. Je lui suis infiniment reconnaissante de m'avoir prise sous son aile et de m'avoir guidée dans les méandres parfois complexes de la morphodynamique côtière. Sans*

son aide, il m'aurait été impossible de finaliser ce travail. Enfin, il a su me laisser gérer ce projet avec beaucoup de liberté, tout en m'assurant de son soutien si le besoin s'en faisait sentir. Ces quelques années de travail à ses côtés ont été formatrices, passionnantes et inoubliables. Encore merci.

Ce travail n'aurait pu se réaliser sans le soutien financier de l'Europe au travers du programme européen MAST 3 - COAST 3D, de la Région Basse-Normandie et de l'Action de Recherche Thématique 7 du Programme National d'Environnement Côtier – le PNEC.

Mon cursus universitaire était orienté vers la géologie de l'ancien, les roches, les volcans, les fossiles, la géochimie... Je tiens à exprimer ma reconnaissance à M. Mickael Collins qui m'a déroutée vers les plages et leur force captivante. Il a fallu ainsi m'investir dans un sujet complètement nouveau, cela s'est fait avec l'aide des personnes compétentes qui m'entouraient. C'est ainsi que je tiens à exprimer toute ma reconnaissance aux joyeux travailleurs de la Station Marine de Luc sur Mer, et notamment à Oliver Monfort, puits de connaissances en hydrodynamique et maître du traitement des données. Son aide m'a été plus que précieuse. Hélène Rousset, diva de la programmation, virtuose du clavier, Olivier Labomme, fer de lance de l'équipe sur le terrain, et soutien moral indispensable dans les froides nuits d'hiver à la recherche des grains fluo perdus... Laurent Benoit, maestro de l'électronique et des instruments de mesure, Jean-Paul Lehodey, l'ingénieur, l'authentique, le sincère, une véritable merveille, Alain Savinelli, le génie du bois, l'artiste, toujours disponible, toujours à l'écoute, Emmanuel Gentils pour son travail et sa bonne humeur, Hervé Bizien pour sa disponibilité et sa gentillesse, Brigitte Traverst, la passionnée, l'efficace et enfin un grand merci à M. Bucaille et Mireille pour leur accueil chaleureux.

Je ne peux oublier l'ensemble du personnel de l'unité Morphodynamique Continentale et Côtère et notamment M. Lagarde, le directeur, mais également les chercheurs et enseignants, dont les conseils m'ont été très utiles : Patrick Lesueur, Guy Fily, Jean-Claude Brun-Cottan, Michel Belorgey, Daniel Levacher, Olivier Dugué, Lionel Dupret, Bernard Delcaillau, Jean-Pierre Coutard, Jean-Claude Ozouf, Martine Clet, Jean-Pierre Lautridou, Edgard Laville, Daniel Amorèse et Agnès Baltzer la semillante dont la gentillesse n'a d'égal que son sens de l'humour. Merci également à Isabelle Negahban pour sa disponibilité et sa gentillesse. Je ne peux oublier les techniciens dont l'aide est primordiale dans bien des domaines : Audrey Davis, Franck Lelong, Alain Pupin, Dominique Marie et surtout Gérard Guillemet et Bernard Bénard, qui m'ont dépatouillée de mes problèmes informatiques plus d'une fois. Je tiens également à remercier Mme Ygouf et son équipe qui font chaque année un travail remarquable notamment pour les thésards du mois de décembre. Enfin, mes collègues de Caen ou d'ailleurs, thésards ou non. Ils resteront pour moi la bande de gais lurons, toujours prêts à aider, à écouter et éventuellement à compatir dans les moments pénibles : Sophie, Nadine, Lucie, Sylvie, Marianne, Christelle, Damien, Jean-Marc, Christophe, Frédéric, Sandric, Pierre, David, Sébastien, Renaud, Raphaël, Nicolas, Vincent et tous mes homologues du DEA de Lille, merci.

Je n'oublie pas mes professeurs de l'Université de Lille I qui ont su transformer mon coup de cœur pour la géologie en sentiment durable et profond, ni mes amis canadiens du musée de Miguasha. Ces deux mois passés avec vous me laissent un souvenir inoubliable. Une pensée particulière pour Richard Cloutier, Jean-noël Proust et Claudie Arsenault.

Mes campagnes de terrain se sont déroulées sur diverses plages européennes, sous le regard parfois amusé, voire effrayé, des autres participants des projets PNEC et COAST 3D. Je vous suis tout spécialement reconnaissante : travailler à vos côtés a été particulièrement riche en enseignements et

notamment avec H       Howa, qui n'aime pas travailler avec des filles, mais bon, moi j'ai bien aimé quand m    , M. David Huntley, M. Aart Kroon, M. Richard Whitehouse, M. Paul Russel, M. Brian O'Connor, M. Peter Thorne, M. Piet Hoekstra, M. Jan Mulder, M. Leo van Rijn, M. Jean Lanckneus, M. Klaas Houwman, M. Steeve Hearn, M. Jon Miles, M. Andy Peet, M. Bart Grasmeijer et M. Paul Bell dont l'aide a      plus que pr       sur le terrain en Grande-Bretagne. Je tiens    remercier particulièrement M. Gerben Ruessink pour ses nombreux conseils, sa disponibilité, et sa patience face    mes nombreuses questions.

Il m'aurait      impossible de r       toutes ses donn    s, sans l'efficacité et la gentillesse des nombreux porteurs de carnets, qui m'ont suivie bon gré mal gré dans mes folles expériences de swash... Avec le recul, c'     pas si mal que   , non ? Je garde un excellent souvenir de mes quelque 200 jours de terrain et particulièrement des 25 manips de topographie, c'        dire nos 108 heures de mesures dans le swash (et parfois sous le swash !), sous le coup des éclats de rires, des danses pour se réchauffer, des gamelles dans l'eau et m     hors d'eau, des chansons improvis     pour se dynamiser, plus ou moins    l'abri des combinaisons trou    s, trop grandes, trop flottantes, et surtout des dernières, bien s    es et presque chaudes. Nous avons ensemble tout de m     totalisé plus de 21 000 points de mesures    la main, et sans votre aide, rien n'aurait pu      fait.

Au fil des ann    s, certaines rencontres se sont parfois transform    s en coups de c    ur, et des amiti    s sincères se sont nou    s. Alexis, mon compagnon de toutes les galères et de tous les fous rires... Brigitte la p    illante, ma compère, ma complice, mon amie, merci infiniment pour votre soutien    tous les deux et votre amitié... quel bonheur de vous avoir trouvés... Patrice, ah, Patrice ! Que de discussions ! Que de divergences d'opinions ! Et pourtant, je suis certaine qu'au fond, nous étions souvent d'accord... Bernadette... Depuis plus de dix ans je rentre, je sors de son bureau toujours le c    ur plus gai en le quittant que lorsque j'y suis entr    e. Ses conseils m'ont      bien utiles, sa neutralité et sa franchise font d'elle une amie hors pair. Dominique la perle, Dominique la crème, rentre bien vite de Grande-Bretagne, tu nous manques. Valérie ou la développeuse de sourires, Valérie ou la gentillesse incarn    e, que te dire sinon merci d'avoir      là dans maintes occasions. C'     une chance de te conna    tre. Enfin, Abderrazzak, mon cher ami, mon prof des « V dans les vall    s » qui m'a pouss     vers la recherche ; je te souhaite tout le bonheur du monde, tu le mérites bien. Un grand merci    Alain et Marie-Claudine, professeurs dans des temps recul    s, et amis de valeurs maintenant...

D'un point de vue plus personnel, je remercie ma famille d'adoption, qui m'a soutenue pendant les moments difficiles, et    qui je garde une place tr     sp    iale dans ma vie... Indumati, Karima, Suprya, Christina, Illiana, Nadia, Cathy, Marie-Jeanne, J  r    me, Didier, Claude, David, Patrick,

Je souhaite exprimer ma profonde gratitude    ma famille en général et tout particulièrement    mes beaux-parents qui ont une place bien au chaud dans mon c    ur,    mes grands-parents, dois-je leur rappeler combien je les aime, et quel exemple ils ont toujours      pour moi, et enfin    mes parents, qui m'ont guid    e, soutenue,   lev    e avec tant d'amour et de justesse... Je souhaite    quiconque d'avoir un papa et une maman en or, comme eux,

Et finalement, je remercie mon mari Ajit et mon fils Niranjan : ma petite famille, ma joie, mon cocon, ma vie, celle qui me sert de refuge, qui me laisse     re moi m    me, et me permet de Vivre et d'Aimer comme je l'ai toujours souhait    ...Merci de m'avoir laiss    e vous consacrer un peu (beaucoup ?) moins de mon temps, pour terminer ce projet...Je vous aime tendrement et infiniment...

Christine



# SOMMAIRE

|                                                                       |            |
|-----------------------------------------------------------------------|------------|
| <b>INTRODUCTION GÉNÉRALE .....</b>                                    | <b>3</b>   |
| <b>PREMIÈRE PARTIE : L'ÉTAT DES CONNAISSANCES ACTUELLES .....</b>     | <b>9</b>   |
| <b>I. Définition et rappels.....</b>                                  | <b>9</b>   |
| <b>II. Etat de nos connaissances sur la zone de swash .....</b>       | <b>23</b>  |
| <b>DEUXIÈME PARTIE : MÉTHODOLOGIE ET RÉSULTATS EXPÉRIMENTAUX.....</b> | <b>59</b>  |
| <b>I. Méthodologie .....</b>                                          | <b>60</b>  |
| <b>II. Résultats .....</b>                                            | <b>65</b>  |
| <b>III. Interprétations et discussion .....</b>                       | <b>137</b> |
| <b>CONCLUSION GÉNÉRALE .....</b>                                      | <b>147</b> |



# INTRODUCTION GÉNÉRALE

Prévoir l'évolution du trait de côte est devenu un véritable enjeu économique et social, particulièrement dans le contexte actuel du réchauffement de la planète, de remontée du niveau marin et de tempêtes répétées de forte intensité. Notre compréhension du comportement des plages présente de nombreuses lacunes, ce qui rend les prédictions d'évolution difficiles à réaliser.

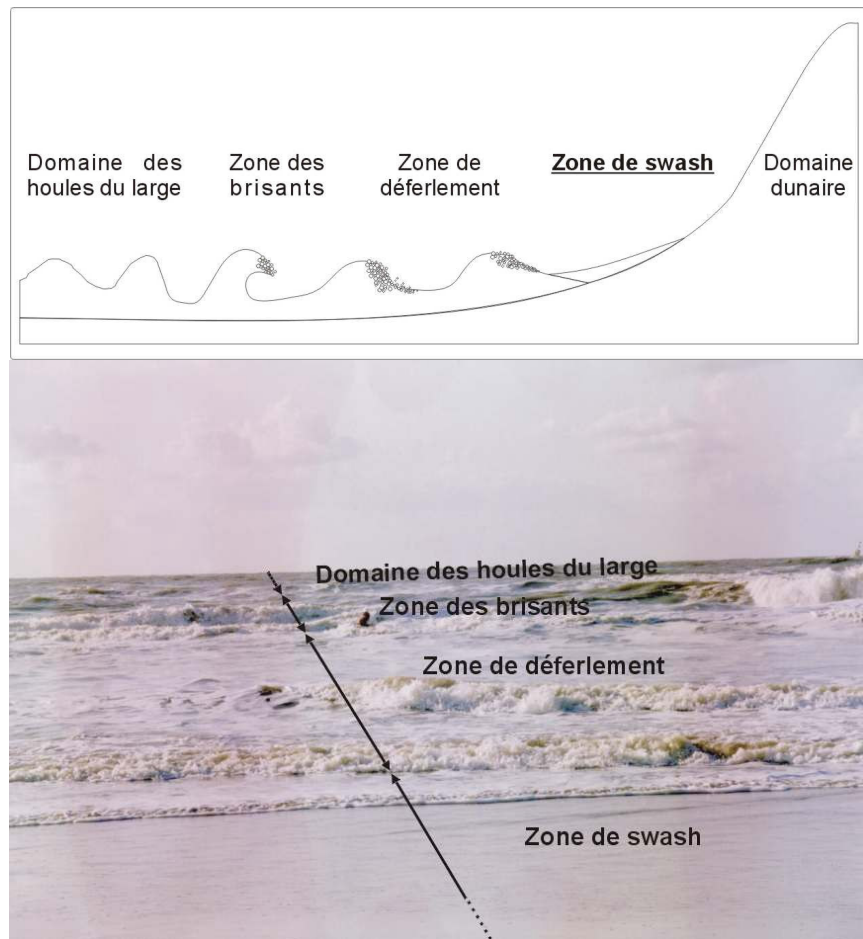
Le littoral peut être subdivisé de façon simple en quatre zones différenciées par leur comportement hydrodynamique : le domaine soumis à l'action des houles du large, la zone des brisants, la zone de déferlement et enfin la zone de swash (figure 1). La **zone de swash** constitue la véritable frontière entre le domaine marin et le domaine continental. Elle correspond à la partie de la plage successivement recouverte et découverte par les vagues. Les profondeurs d'eau s'étendent de quelques millimètres à quelques décimètres. Cette partie de la plage est soumise à un incessant va-et-vient de la masse d'eau qui génère un certain nombre de processus regroupés sous le nom de swash ou **processus de swash**. Il faut par ailleurs préciser que la position de la zone de swash évolue avec le cycle tidal. Ses limites varient au cours du temps, voire d'une vague à la suivante et sont de ce fait difficiles à identifier.

Jusqu'à récemment, les études portant sur les processus côtiers ont accordé un faible intérêt à la zone de swash. Les faibles tranches d'eau ne permettent pas la mise en place des appareils de mesure classiques. Cette zone a par conséquent été largement ignorée. Les premières études ont été dirigées par les ingénieurs dans le cadre des travaux de lutte à mener contre les tempêtes. L'objectif était alors de concevoir des ouvrages suffisamment hauts pour protéger les zones urbaines contre les franchissements de vagues. Dernièrement, l'évolution de la politique environnementale a remis en question le bétonnage systématique de nos littoraux pour faire face au recul observé et persistant du trait de côte. Il est dorénavant nécessaire de comprendre avant d'intervenir.

Parallèlement à cette évolution, des études fondamentales révèlent que contrairement aux idées reçues, les concentrations en sédiments dans la zone de swash peuvent être jusqu'à neuf fois supérieures à celles mesurées dans des tranches d'eau plus importantes (Beach et Sternberg, 1991). La zone de swash est par ailleurs le terme ultime du transport sédimentaire dans la masse d'eau. C'est précisément là que le sédiment est soit stocké, participant potentiellement à l'alimentation du trait de côte, soit redirigé vers le large, pour être potentiellement perdu et favoriser l'érosion.

L'intérêt de mieux comprendre les processus qui se produisent dans la zone de swash est devenu évident. En particulier, il apparaît nécessaire de mieux appréhender les facteurs à l'origine des échanges sédimentaires qui s'y déroulent.





**figure 1 – Zonation hydrodynamique du littoral.**

La zone de swash est également la terminaison d'une succession de processus énergétiques affectant le milieu marin côtier. Avant d'y parvenir, la houle subit de fortes modifications en arrivant par de faibles profondeurs. Cette zone est par conséquent un domaine complexe où des ondes se dissipent, se réfléchissent et se combinent.

Les caractéristiques de la zone de swash demandent la mise au point de techniques de mesure adaptées. Les instruments sont en effet alternativement dans l'eau et hors d'eau. Par ailleurs, ils sont soumis à des problèmes d'affouillement importants. La forte concentration en particules sédimentaires et en bulles d'air modifie le comportement de l'eau, ce qui perturbe les enregistrements des appareils.

La zone de swash est donc une interface entre trois milieux : l'eau, le sédiment et l'air. Les deux premiers sont ceux qui nous intéressent principalement. Ils interagissent mutuellement l'un avec l'autre : l'apport ou le départ de sédiments par les lames d'eau successives changent la pente de la plage. Celle-ci influence à son tour la propagation de la lame d'eau et donc modifie potentiellement le transport sédimentaire. Chacun de ces deux changements peut, à son tour, modifier les caractéristiques hydrodynamiques au sein de la zone de swash, tels que la vitesse du courant ou le volume de la lame d'eau du fait des infiltrations dans la plage. Cette interaction entre la réponse du fond sableux et le comportement hydrodynamique rend encore aujourd'hui la zone de swash particulièrement difficile à comprendre, à analyser et à fortiori à modéliser.

Les études sur la zone de swash ont porté essentiellement sur ses caractéristiques hydrodynamiques sans pour autant examiner l'évolution morphologique associée. Des modèles numériques reproduisant plus ou moins fidèlement le déplacement du jet de rive ont été développés. Ils consistent pour l'instant à reproduire le déplacement d'une lame d'eau de volume constant sur une surface imperméable et fixe.

Jusqu'à présent, les variations morphologiques de la zone de swash ont été faiblement étudiées. Pourtant, les principaux paramètres impliqués dans son évolution morphodynamique ont été établis de manière précoce par Duncan (1964). Le manque de données de terrain ralentit le développement des modèles qui simulent le comportement morphologique de la plage soumise aux processus de swash. Ces modèles sont au mieux validés au moyen de deux profils de plage, l'un initial, l'autre final. L'évolution de la morphologie de la plage naturelle entre ces deux états n'est pas prise en considération.

Le comportement de la zone de swash soumise à diverses conditions hydrodynamiques, avec des granulométries de plages sableuses variables ou des pentes différentes, n'a jamais été étudié. Modéliser de manière réaliste un phénomène qui n'est pas compris et peu observé dans la nature semble par conséquent illusoire.

Ainsi, la compréhension de cette zone est fortement ralentie par la complexité des processus mis en jeu malgré le vif intérêt qu'y porte depuis peu la communauté scientifique et l'importance établie des processus qui s'y développent.

Les objectifs de notre travail sont les suivants :

- les variations morphologiques de la plage soumise aux processus de swash ont très rarement été observées in situ. La particularité de cette étude est de mesurer à haute fréquence l'évolution topographique de la zone de swash durant plusieurs heures consécutives avec une précision inférieure au centimètre.
- les principaux paramètres qui influencent potentiellement la zone de swash ont été identifiés mais leur rôle respectif n'a jamais été étudié. Leur caractérisation et leur comportement sont donc observés et analysés sur différents sites, en parallèle des variations topographiques mesurées à haute fréquence. Des hypothèses expliquant les évolutions morphologiques de la zone de swash sont émises. Le rôle de chacun des facteurs morphodynamiques établis par Duncan (1964) peut ainsi être appréhendé sur les sites étudiés, dans des conditions environnementales données.
- enfin, quatre plages ont été étudiées : Sète sur la côte méditerranéenne française, Teignmouth en Grande-Bretagne, Egmond aux Pays Bas et Omaha en Normandie. Leurs caractéristiques hydrodynamiques, sédimentologiques et morphologiques sont

très différentes. Le spectre environnemental ainsi couvert nous permet d'approcher la problématique du swash dans des conditions variées. Les observations recueillies sur chaque zone sont comparées afin de déterminer si le comportement est similaire quel que soit l'environnement. Les facteurs moteurs de l'évolution peuvent ainsi être hiérarchisés pour un cadre morpho-hydro-sédimentaire donné. L'objectif ultime de ce travail est de pouvoir appréhender l'importance relative des paramètres qui contrôlent la morphodynamique de la zone de swash pour un type de plage et dans tous les cas de prévoir l'évolution des plages soumises à cette action.

Le principe adopté pour mener à bien cette étude est présenté sous la forme d'un diagramme (figure 2).

Le présent mémoire comporte deux parties principales. Un récapitulatif exhaustif des connaissances actuelles sur le sujet est nécessaire. Cette synthèse bibliographique fait l'objet de la première partie. Elle est subdivisée selon les domaines de l'hydrodynamique, du transport sédimentaire et de la morphodynamique de la zone de swash. La seconde partie présente la méthodologie utilisée et expose les résultats obtenus. La spécificité des environnements observés demande d'analyser chaque site indépendamment avant d'établir une synthèse. Une conclusion générale permet de dégager les acquis majeurs de ce travail et fournit quelques perspectives de recherche.

Un lexique anglais/français des principaux termes utilisés dans l'étude de la zone de swash est présenté en annexe 1.

Il convient de préciser que les sites étudiés en France ont été choisis comme sites d'expérimentation pour le Programme National d'Environnement Côtier – PNEC. Ce programme a pour principal objectif d'améliorer la compréhension des environnements côtiers à barre(s), en favorisant un rapprochement des communautés scientifiques d'expérimentateurs et de modélisateurs français. Un tableau récapitulatif des différentes équipes engagées dans le projet est présenté en annexe 3.

Chacun de ces trois sites fait par ailleurs l'objet de thèses de doctorat basées sur des mesures in-situ. Celle de Pedreros (2000) s'est focalisée sur le domaine dunaire de la plage du Truc Vert, celle de Stépanian (2002), a eu pour objectif l'observation à moyen terme des systèmes de barres et bâches de la plage d'Omaha et enfin celle de Certain (2002) a étudié la morphodynamique des stocks sédimentaires constituant les barres sableuses dans le golfe du Lion.

Les études menées au Royaume-uni et aux Pays-Bas entrent dans le cadre du programme Européen MAST COAST3D (COAST3D, 2001) dont les principaux résultats font l'objet d'un livre (Kroon *et al.*, 2002) et d'un numéro spécial de la revue Continental Shelf Research (2003). L'un des objectifs majeurs de ce programme est d'améliorer les connaissances des systèmes côtiers en 2,5 et 3 dimensions au moyen de modèles mathématiques reposant sur de solides bases de données. Les mesures météorologiques et hydrodynamiques au large ont été acquises de 1997 à 2000 et de manière plus intensive quatre campagnes de terrain ont été réalisées :

- du 20 avril au 8 mai et du 12 octobre au 20 novembre 1998, à Egmond aan Zee.
- du 8 au 26 mars 1999, puis du 18 octobre au 26 novembre 1999 à Teignmouth.

Un tableau récapitulatif des différents collaborateurs du projet MAST COAST 3D est présenté en annexe 4.

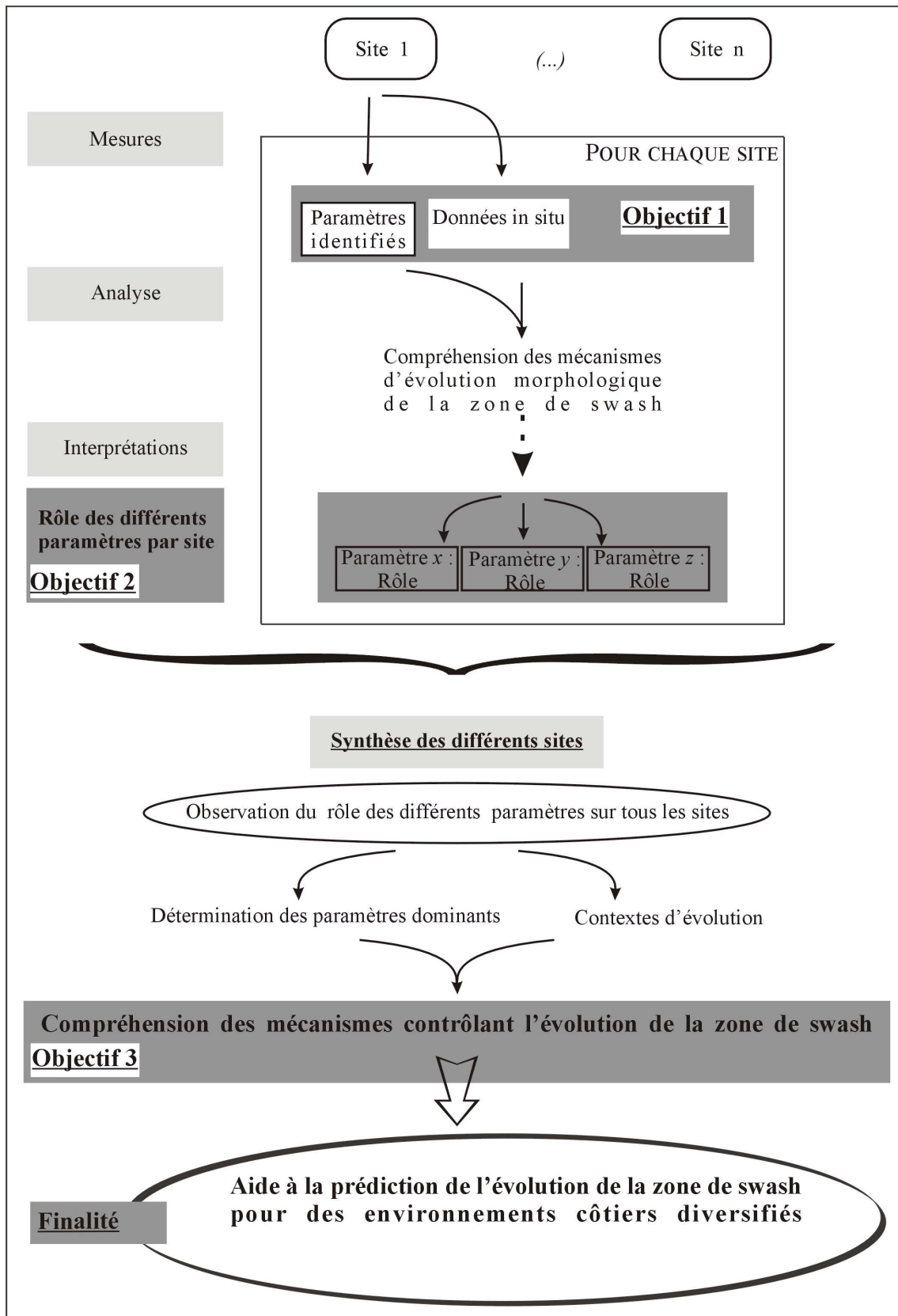


figure 2 - Diagramme représentant le principe adopté lors de cette étude



# PREMIÈRE PARTIE :

## L'ÉTAT DES CONNAISSANCES ACTUELLES

### I. DÉFINITION ET RAPPELS

#### A - DÉFINITION DE LA ZONE DE SWASH

La plupart des phénomènes liés à la zone de swash ont été principalement étudiés par les anglo-saxons. En conséquence, leur équivalent français bien souvent n'existe pas ou leur définition reste imprécise. La terminologie la plus couramment utilisée, française ou anglaise, est donc adoptée dans ce mémoire. Un schéma récapitulatif des différents termes proposés est présenté en figure 3.

La zone de swash correspond à la partie de la plage exposée au balayage successif de l'eau des vagues. Dans la littérature française, elle est parfois nommée zone de jet de rive ou zone de ressac. Ces termes restent cependant peu utilisés. La lancée d'eau vers la côte correspond au **jet de rive** ou *uprush*, le retour de l'eau vers le large est appelé **nappe de retrait** ou *backwash*. La zone de swash est située entre **la ligne de rivage (shoreline)** et la **zone de déferlement (surf zone)**. Chacune de ses limites varie dans le temps et dans l'espace et se déplace sur l'estran en suivant les fluctuations du cycle tidal. La largeur de la zone de swash est donc difficile à percevoir, d'autant plus que sa frontière avec la zone de surf est délicate à identifier. Plusieurs définitions existent dans la littérature :

King C. A. M., Williams W. E. (1949). « *(the swash is the...) final uprush of the waves on the beach, backwash is the return of the wave down the beach.* »

Duncan, J.R. (1964). « *The swash backwash zone lies between the highest swash mark and the line where surface sediment is continually covered by turbulent surf water.* »

Carter R.W.G. (1988). « *Jet-like excursions of water which run-up and run-down the beach face as swash and backwash* »

Chamley H. (1988). « Après avoir déferlé, l'eau progresse contre le fond en ondes complexes (zone de surf) qui s'achèvent sur l'estran par un mouvement d'aller-retour (swash, backwash). »

Pethick J. (1991). « ... *Backwash then commences as a gravity - induced flow downslope.* »

Guza R.T., Thornton E. (1982). « *Wave driven oscillations about the set-up level (in Hughes, 1992)* »

Dyer K. R. (1986). « *Swash zone : this is limited by the highest point on the beach that breaking waves run up to, and the lowest point to which the water recedes between waves.* »

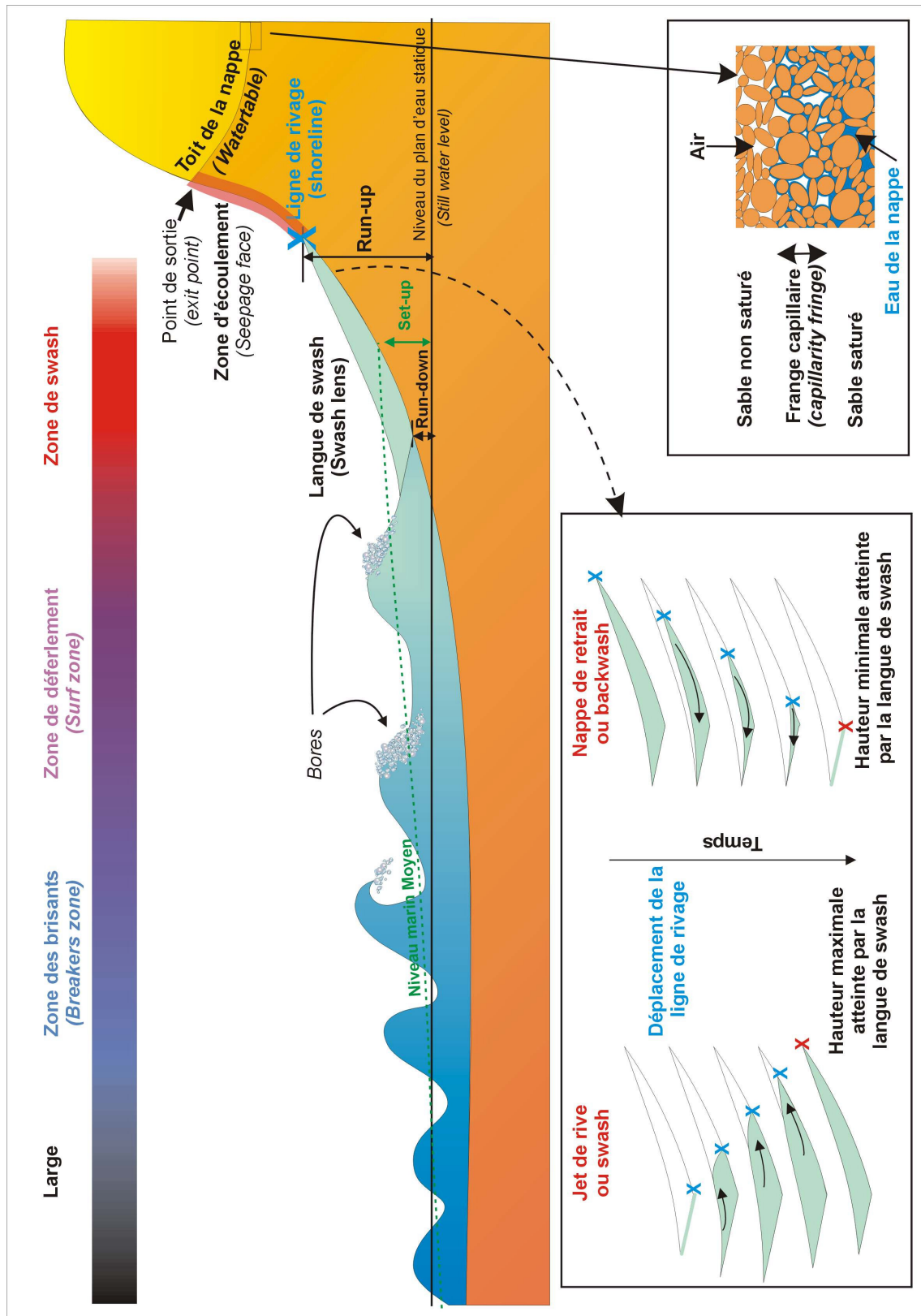


figure 3 - Représentation schématique des différents termes adoptés lors de l'étude de la zone de swash

Brocchini M., Peregrine D.H. (1996). « *The swash zone is that part of a beach over which the instantaneous shoreline move back and forth as waves meet the shore.* »

Komar P. D. (1998). « *Swash zone : the portion of the nearshore region where the beach face is alternatively covered by the run-up of the wave swash and exposed by the backwash* ».

Ruessink B.G. (1998) « *swash is loosely defined as the time-varying position of the shoreward edge of water on a beach* ».

En synthétisant les différentes définitions relevées dans la littérature trois tendances émergent. La plupart des auteurs décrivent la zone de swash par les oscillations de la ligne de rivage. Certains d'entre eux identifient uniquement la zone de swash à la partie de la plage successivement couverte et découverte par les vagues. D'autres différencient les caractéristiques hydrodynamiques de la zone de swash et de la zone de surf en introduisant la notion d'écoulement par gravité uniquement pour la nappe de retrait. Cette dernière précision est importante puisque des observations de terrain ont montré que le jet de rive rencontre fréquemment la nappe de retrait précédente avant que celle-ci n'ait eu le temps de s'écouler complètement pour découvrir la plage (figure 4). Or, cet écoulement par gravité est caractéristique de la zone de swash et non de la zone de déferlement. Une définition plus complète de la zone de swash peut alors être proposée : **partie de la plage comprise entre la ligne de rivage et la zone de collision entre la nappe de retrait et le jet de rive suivant.**

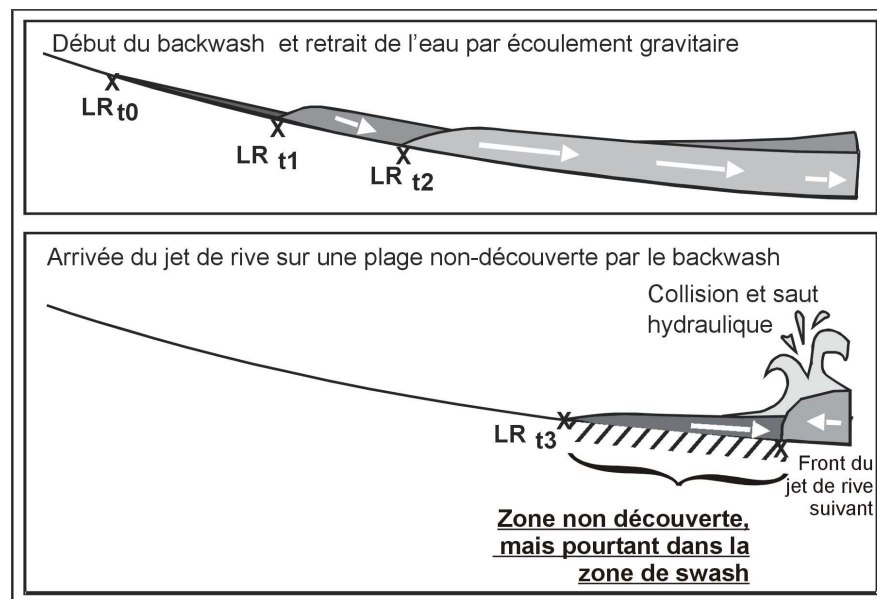


figure 4 - Représentation schématique de la zone de swash dans le cas d'une plage découverte ou non par les lames d'eau. LR, position de la Ligne de Rivage variant au cours du temps t.

La zone de swash a la particularité d'être notamment la continuité d'une suite de processus liés à l'arrivée d'une onde en domaine peu profond. Ainsi, avant d'étudier les caractéristiques hydrodynamiques de cette zone, il est nécessaire d'en comprendre l'origine. Un rappel sur l'hydrodynamique au large de la zone de swash est proposé.



## B - RAPPELS SUR L'HYDRODYNAMIQUE INCIDENTE

### 1 - Propagation de la houle à la côte

Lorsque la houle s'approche des côtes, la profondeur d'eau diminue. Des forces de frottement agissent sur les vagues et en modifient leurs caractéristiques : leur période reste constante, leur hauteur augmente, alors que leur longueur d'onde et leur vitesse diminuent. Ce phénomène est appelé le *shoaling*. Les vagues deviennent de plus en plus dissymétriques et quand la vitesse des particules d'eau devient supérieure à la vitesse de propagation de la houle, les vagues se brisent.

Le déferlement dépend aussi de la cambrure des vagues. Ainsi, des vagues de forte amplitude et faible longueur d'onde déferlent prématurément, loin de la ligne de rivage.

Les caractéristiques des brisants et le type de déferlement ont largement été étudiés, notamment en parallèle des morphologies variées de plages rencontrées. Wright et Short (1984) synthétisent les résultats d'études sur la dynamique de la zone de surf, obtenus sur une période de trois ans à partir d'observations menées sur dix plages de la côte australienne. Ces recherches ont permis de distinguer diverses conditions énergétiques associées aux différentes morphologies de plages. Ainsi, les processus présents dans la zone de swash peuvent être divisés en deux grandes catégories, ceux qui se produisent sur des plages de type réfléchif avec des caractéristiques d'agitation faibles à modérées et ceux qui existent sur les plages dissipatives à fortes conditions énergétiques (Butt et Russell, 1999).

### 2 - Le déferlement sur les plages réfléchives et les plages dissipatives

#### 2a - -Type réfléchif

Les plages réfléchives telles que définies par Guza et Inman (1975) sont généralement présentes dans des conditions de vagues de moins d'un mètre. Dans ce cas, l'énergie des vagues incidentes est en grande partie réfléchi par la plage du fait de ses caractéristiques intrinsèques. Les plages composées de sédiments mixtes à grossiers, sont le plus souvent réfléchives quelles que soient les conditions de houle. Elles sont pentues, relativement étroites et ne présentent pas de barre, ni de zone de surf. Une marche (*step*) est toujours présente à proximité du niveau statique de marée basse ou de pleine mer (Short, 1999). **Dans ce cas, les vagues ont tendance à se briser directement sur le fond sableux, en se transformant directement en jet de rive** (figure 5). Les brisants sont de type gonflant (*surging breakers*), (Wright et Short, 1984), voire plongeant (*plunging breakers*).

#### 2b - Type dissipatif

Contrairement aux plages réfléchives, les plages dissipatives sont larges et présentent une vaste zone de surf où les brisants de type déversant (*spilling breakers*) dissipent leur énergie (figure 5 ; Guza et Inman, 1975 ; Wright et Short, 1984). Les conditions énergétiques sont fortes avec des vagues parfois supérieures à 2,5 m. La pente de ce types de plages est faible. Elles ne comportent pas de marche et peuvent présenter des barres intertidales (Masselink et Short, 1993). La zone subtidale contient généralement plusieurs barres. Les variations morphologiques longitudinales sont quasiment inexistantes. Les vagues sont de type déversant (*spilling breakers*) à plongeant (*plunging breakers*). **Du fait de la forte dissipation d'énergie dans la zone de surf, la houle incidente gravitaire est pratiquement complètement dissipée en arrivant dans la zone de swash.**

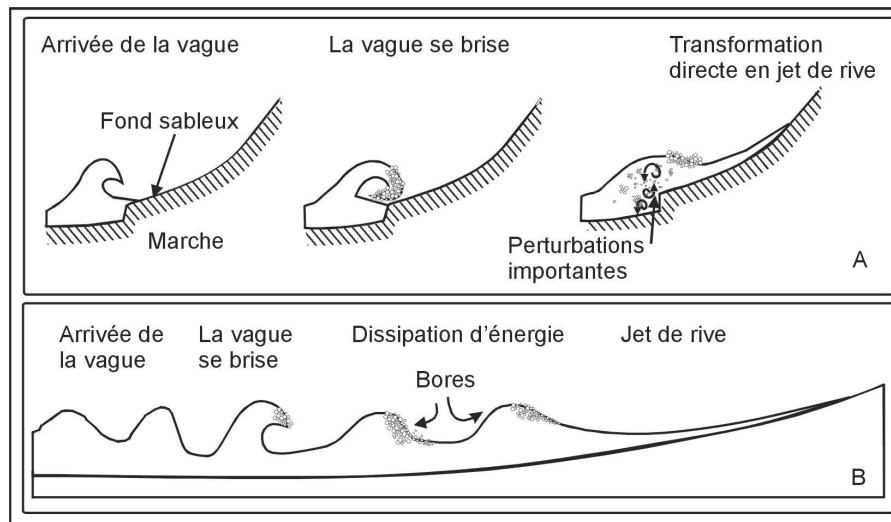


figure 5 - Propagation de la houle à la côte - A, dans le cas d'une plage réfléchive - B, dans le cas d'une plage dissipative.

### 3 - Bores

Dans le cas des plages moins pentues, de type dissipatif ou intermédiaire, les vagues se brisent, puis se propagent à la côte sous la forme d'un front très turbulent (figure 6) dénommé *bore* par les océanographes anglo-saxons.

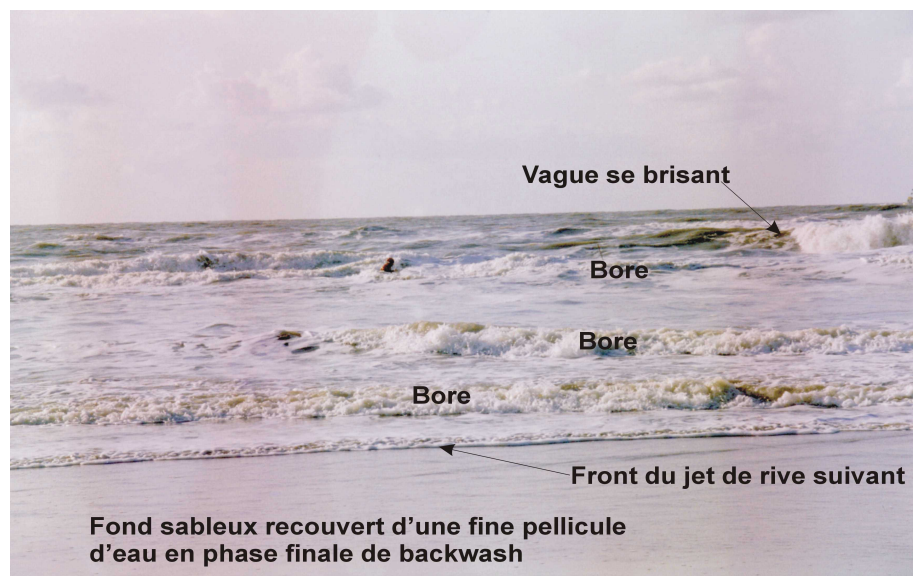


figure 6 - Propagation de la houle à la côte sur une plage de type dissipatif à intermédiaire, avec présence de bores dans la zone de surf.

A l'origine, ce terme a été uniquement utilisé par les mathématiciens utilisant la théorie de la propagation des vagues en faible profondeur (*shallow water equations*). Cette formulation prévoit que le front de vagues se propageant à la côte devient de plus en plus pentu. Lorsque l'inclinaison parvient à être supérieure à celle de la plage sur laquelle il progresse, il ne peut

être modélisé par les équations en milieu peu profond. Il est dans ce cas dénommé *bore*. Les océanographes ont ensuite étendu cette dénomination à la masse d'eau se propageant à la côte dans la zone de surf après qu'une vague ait brisée (Short, 1999).

Une fois sous forme de bore, la masse d'eau se propage vers la côte puis s'effondre (*bore collapse*) en arrivant sur le fond sableux avant de former le jet de rive. Cet effondrement donne lieu à une rapide accélération de la propagation de la masse d'eau (Hibberd and Peregrine, 1979 ; Yeh *et al.*, 1989), parallèlement à une disparition des turbulences de la surface libre (Hughes, 1992). Puis, une fois accélérée sous forme de jet de rive, la vitesse de la langue de swash diminue rapidement.

Deux types de bores ont été différenciés. Peregrine (1966, in Hughes, 1992) les distingue selon la valeur du rapport entre leur hauteur ( $h$ ) et celle de la tranche d'eau en amont du bore ( $h_1$ ) (figure 7). Quand ce rapport est supérieur à 0,75, ils sont dénommés bores complètement développés (*fully developed bores*). Dans le cas contraire, ils sont appelés bores ondulaires (*undular bores*).

### 3a - Bores complètement développés

Ce type de bore a la forme d'une marche et présente une intense turbulence sur la totalité de son front (figure 8) (Hughes, 1992 ; Yeh *et al.*, 1989). L'effondrement du bore se fait sous forme d'un transfert de quantité de mouvement<sup>1</sup> comme décrit par Yeh *et al.* (1989). Le jet de rive est relativement épais. L'accélération du bore commence avant même de rencontrer le fond sableux.

### 3b - Bores ondulaires

Dans ce cas, seule la crête du front est turbulente (figure 8). La transition bore-jet de rive ne se fait pas par transfert de quantité de mouvement mais le front de bore se renverse directement sur la plage. Le jet de rive commence alors par une langue d'eau très fine. Cette fois, l'accélération se produit lors de la rencontre avec le fond sableux et atteint des vitesses supérieures à celles observées dans le cas des bores complètement développés.

### 3c - Circonstances de formation des deux types de bores

Le type de bores influence le comportement de la langue de swash. Short (1999) associe les brisants plongeants (*plunging breakers*) aux bores complètement développés avec un taux de dissipation d'énergie maximum. Les brisants déversants (*spilling breakers*) évolueraient en bores ondulaires. Le développement des bores complètement développés nécessite cependant une zone de dissipation d'énergie relativement longue pour permettre le transfert de quantité de mouvement (Yeh *et al.*, 1989). Les plages intermédiaires, voire dissipatives (Wright et Short, 1984), seraient alors plus propices au développement de bores complètement développés que les plages réfléchives, d'autant plus que celles-ci génèrent le plus souvent directement le jet de rive, sans l'état intermédiaire sous forme de bores (Butt and Russell, 1999). Hughes (1992) décrit uniquement des bores complètement développés en ayant choisi des plages dont la morphologie de la zone de swash s'étend du type réfléchif au type intermédiaire tel que décrit par Wright et Short (1984). Les différentes études sur les bores relevées dans la littérature ne semblent pas converger en un modèle conceptuel.

---

<sup>1</sup> transfert mutuel de quantité de mouvement d'un (ou plusieurs) corps à un (ou plusieurs) autre(s). Si l'on prend l'exemple de deux boules. L'une, B1, est immobile, l'autre, B2 se déplace à une vitesse  $V$  vers B1. Lorsque la boule B2 rentre en collision avec B1, elle est freinée, alors que B1, elle, se déplace à une vitesse  $V'$  : il y a eu transfert de quantité de mouvement d'une boule à l'autre.

Yeh *et al* (1989) étudient les bores en canal. Ils les génèrent en soulevant une plaque verticale séparant initialement deux compartiments du canal ; celui formant les conditions « au large » étant plus profond (figure 7). Lorsque la plaque se soulève, un bore se forme et se propage vers la plage. Ils observent ainsi que la formation de bores complètement développés se produit lorsque  $h_1/h_0 > 2$ . La classification de Yeh *et al* (1989) et celle de Peregrine (1966) sont facilement utilisables en laboratoire mais restent difficiles à appliquer aux mesures de terrain.

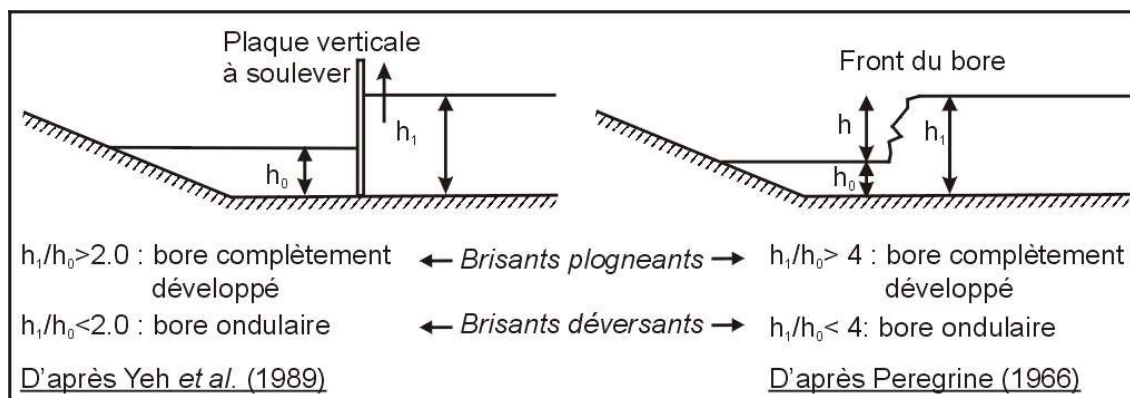


figure 7 - Méthode de distinction des bores complètement développés et des bores ondulaires d'après Peregrine (1966) et Yeh *et al.* (1989) -  $h$ , hauteur du bore,  $d$  profondeur d'eau en amont du bore,  $h_1$  profondeur d'eau derrière la plaque,  $h_0$  profondeur d'eau devant.

Très peu d'études ont été réalisées sur les observations in situ des deux types de bores ; leurs conditions naturelles de formation restent très approximatives. La distinction entre les deux types de bores, les brisants et les vagues déferlantes est parfois ambiguë. Elle repose en effet principalement sur des observations visuelles comme la présence de turbulences en front de vague. De plus, leur rôle respectif sur la morphologie de la zone de swash n'a pas encore été étudié. Les deux types de bores ne seront donc pas différenciés par la suite.

#### 4 - Vagues infragravitaires

Le spectre des vagues à la côte peut contenir des vagues dont la période est supérieure à 20 secondes. Elles sont appelées vagues infragravitaires. **Du fait de leur faible cambrure, elles ne déferlent pas et peuvent être présentes dans la zone de swash.**

##### 4a - Rappels

Munk (1949) fut le premier à décrire ces phénomènes ondulatoires de basses fréquences sur le littoral aussi connus sous le nom de « *surf beat* » ou « *long waves* ». L'amplitude des vagues infragravitaires est de l'ordre du centimètre en domaine profond (Webb *et al.*, 1991). Elle s'accroît progressivement jusqu'à atteindre plusieurs dizaines de centimètres à proximité de la ligne de rivage (Guza and Thornton, 1982, 1985 ; Holman and Sallenger, 1985 ; Masselink, 1995). L'énergie des vagues infragravitaires est dépendante de l'énergie incidente (Tucker, 1950 ; Holman, 1981, Huntley *et al.*, 1993). Typiquement, l'amplitude des vagues infragravitaires est comprise entre 20 et 60 % de celle des vagues de courtes périodes mesurées au large. Les vagues infragravitaires peuvent être divisées en trois principaux ensembles : les vagues forcées, les vagues libres dont l'origine vient des vagues gravitaires et les ondes de cisaillement (*Shear waves* ou *far infragravity waves*) liées à des instabilités de cisaillement. Ces différents types sont sommairement décrits ci-après.

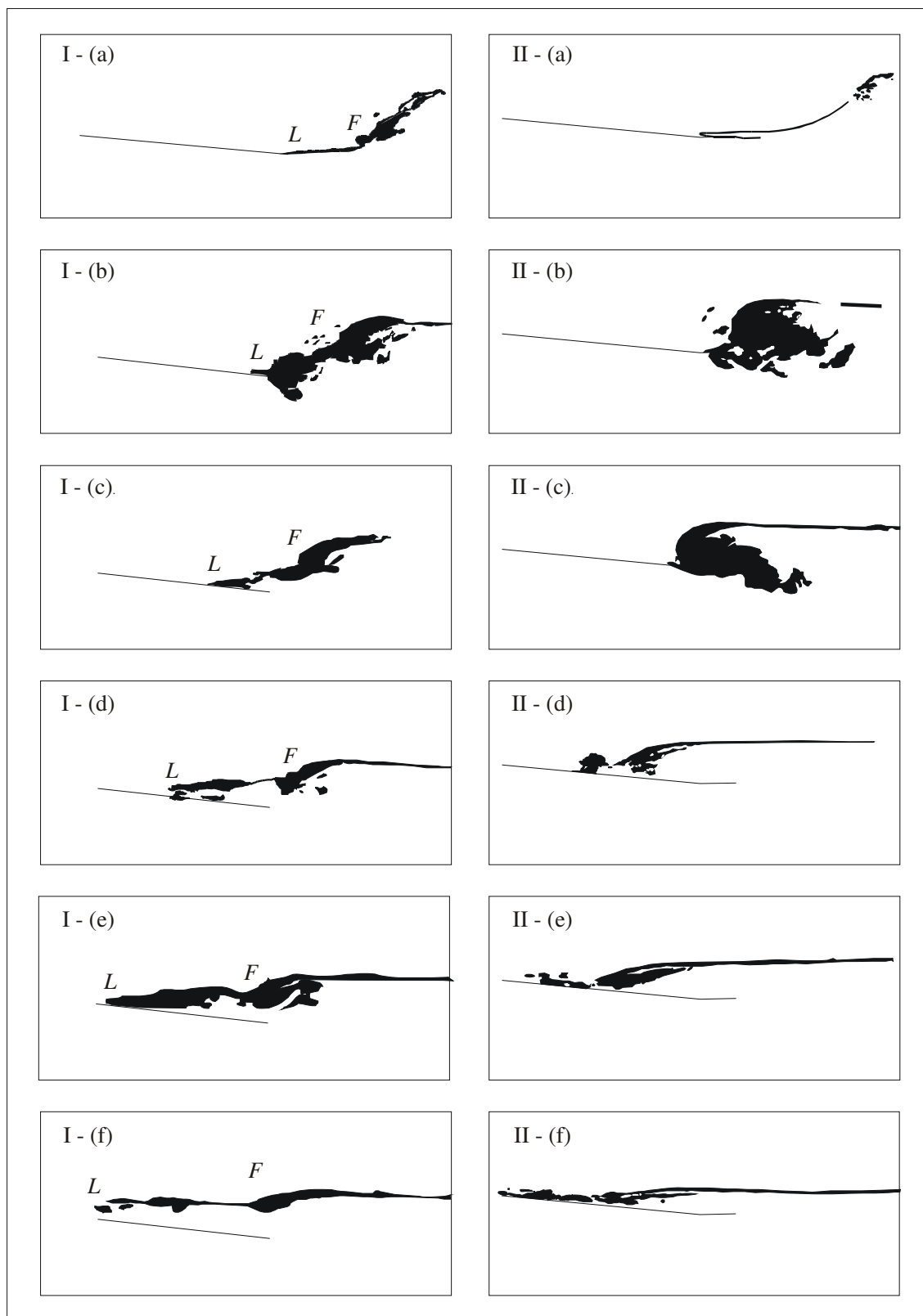


figure 8 – Processus de transition d'un bore complètement développé (I) et d'un bore ondulatoire (II) en jet de rive. (a) : Bore s'approchant de la côte. (b)-(e) : Transition. (f) : Run-up. L: Limite du jet de rive, F : Front du bore. Adapté de Yeh et al., 1989.

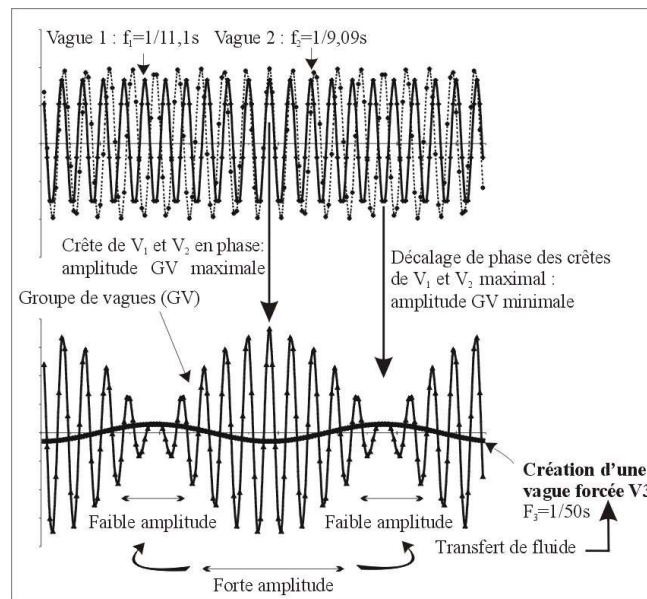
#### 4b - Vagues forcées (*forced waves ou bound waves*)

Les vagues forcées sont présentes en dehors de la zone de surf et sont générées par l'interaction de plusieurs trains de houles incidentes, de fréquence et longueur d'onde différentes, qui forment un groupement de vagues (*wave group*) se propageant à la côte. La figure 9 reprend le cas simplifié de deux trains d'ondes interférant ensemble, dont les hauteurs sont respectivement de  $H_1$  et  $H_2$ , la fréquence  $f_1$  et  $f_2$  (respectivement 0,09Hz et 0,11Hz) et le nombre d'onde (*wave number*)  $k_1$  et  $k_2$  avec :

$$k=2\pi/L \quad \text{avec } L, \text{ la longueur d'onde.}$$

Le groupement de vagues ainsi formé a une amplitude maximale lorsque  $H_1$  et  $H_2$  sont en phase et une amplitude minimale lorsque le décalage de phase entre  $H_1$  et  $H_2$  est maximal.

Longuet-Higgins et Stewart (1962 et 1964) définissent la contrainte de radiation (*radiation stress*) comme l'excès de quantité de mouvement dû à la présence de vagues. En effet, il existe une transmission de quantité de mouvement associée à la propagation des vagues et due aux fluctuations de pression et de vitesse sous les vagues (Short, 1999). Cette contrainte de radiation est dépendante de la hauteur des vagues. Ainsi, un groupe de vagues de forte amplitude a une contrainte de radiation supérieure à celle d'un groupe de vagues de faible amplitude. Ceci génère un gradient qui provoque un transfert de fluide depuis les groupes de vagues de forte amplitude vers les groupes de vagues de faible amplitude. Il en résulte la formation d'une onde dont les creux / crêtes sont en phase avec les plus hautes / basses vagues du groupement de vagues incidentes (figure 9). La fréquence de la vague ainsi formée est égale à  $f_1-f_2$  (0,02 Hz) et le nombre d'onde égal à  $k_1-k_2$  (dans le cas où  $f_1>f_2$ ).



**figure 9 - Interférence entre deux trains de vagues de fréquences différentes et formation de la vague forcée qui en résulte.**

L'amplitude des vagues infragravitaires forcées augmente à proximité des côtes à cause des forces de frottement sur le fond et continue de croître, même lorsque les vagues gravitaires commencent à se briser (Short, 1999). Les vagues infragravitaires forcées sont captives du groupement de vagues qui les génère. Cependant, au cours du déferlement, les vagues incidentes se brisent tandis que, du fait de leur faible cambrure, les vagues infragravitaires forcées ne se brisent pas et sont au contraire libérées. Elles se propagent alors jusqu'à la ligne

de rivage sous forme de vagues infragravitaires libres (Longuet-Higgins et Stewart, 1962). Ruessink (1998) illustre le phénomène de libération des vagues infragravitaires forcées au moyen d'un exemple arithmétique repris sommairement ci-dessous. Il prend le cas d'une vague infragravitaire forcée libérée par le déferlement de deux vagues courtes dont les fréquences et les angles d'incidence à la côte sont respectivement de 0,09 et 0,11Hz et de 25 et 30°. Les nombres d'onde transversaux  $k_x$  et longitudinaux  $k_y$  respectifs sont (0,0836 ; 0,0390) et (0,0987 ; 0,0570). L'angle d'incidence  $\theta$  est obtenu par :

$$\theta = \text{Atan}(k_y / k_x)$$

La vague libérée a donc une fréquence de 0,02Hz et des nombres d'ondes transversal  $k_x$  de 0,0151 et longitudinal  $k_y$  de 0,0180 ; l'angle de propagation est alors de 50°(figure 10).

#### 4c - Vagues libres (*free waves*)

Il est reconnu que les vagues infragravitaires libres sont formées alors que les vagues gravitaires incidentes se brisent. Cependant, trois processus de formation distincts ont été décrits dans la littérature (Ruessink, 1998):

- le premier consiste en la libération des vagues infragravitaires forcées, tel que décrit précédemment (Longuet-Higgins et Stewart 1962).
- le second explique leur formation à partir de la zone de surf par la variation de la position des brisants (*breakpoint-forced waves*) (Symonds *et al.*, 1982 ; Symonds et Bowen, 1984). List (1992) conclut, au regard de ses observations de terrain couplées à des résultats de modèles numériques que ce second type de vagues infragravitaires libres est de moindre importance comparé avec celui généré par la libération des vagues forcées.
- le troisième est lié à la persistance de groupements de vagues dans la zone de surf, générant des augmentations et diminutions de la masse d'eau à proximité de la ligne de rivage (Watson et Peregrine, 1992).

Les vagues infragravitaires libres peuvent être divisées en deux sous-ensembles : les vagues fuyantes (*leaky waves*) et les vagues de bord ou ondes transversales (*edge waves*).

En effet, en raison de leur faible cambrure, les vagues infragravitaires ne déferlent pas et sont réfléchies sur le rivage. Une fois réfléchies, elles fuient vers le large et sont alors appelées vagues fuyantes, ou sont piégées au bord du littoral par réfraction et sont dans ce cas dénommées vagues de bord. Le processus de piégeage est sommairement repris ci-après et schématisé sur la figure 10.

Ruessink (1998) illustre le fait que des vagues gravitaires incidentes couplées, de faible angle d'incidence, libèrent pendant le déferlement des vagues infragravitaires libres d'angle d'incidence  $\theta$  plus important (figure 10). Après réflexion et réorientation vers le large, l'augmentation de la profondeur d'eau réfracte la vague. Son angle de propagation ( $-\theta$ ) (figure 10) augmente et peut atteindre 90°. Dans ce cas, si la vague continue d'être réfractée, elle retourne vers la côte. A nouveau, la vague se dirige vers la côte et subit la réfraction. Elle atteint donc la ligne de rivage avec un angle d'incidence important et va ainsi de nouveau être réfléchi, subir la réfraction jusqu'à atteindre 90°, revenir vers la côte, etc... C'est ce phénomène de piégeage qui définit les **ondes de bord**. Si la profondeur d'eau atteinte par la vague est supérieure ou égale à la moitié de sa longueur d'onde avant que son angle de propagation atteigne 90°, la vague continue de se propager vers le large librement et est appelée **vague fuyante** (*leaky waves*).

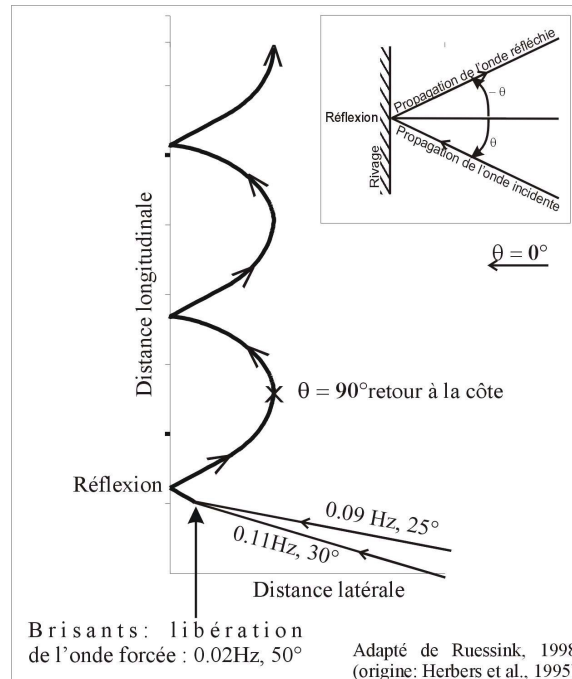


figure 10 - Processus de piégeage des ondes infragravitaires libres causé par la réfraction de l'onde sur le fond.

Il est possible de distinguer les vagues fuyantes des ondes de bord au moyen de la fréquence angulaire ( $\omega=2\pi/T$ ) et du nombre d'onde longitudinal ( $k_y$ ). Lorsque :

- $\omega^2 > gk_y$ , les vagues infragravitaires libres parviennent à s'échapper vers le large,
- $\omega^2 \leq gk_y$ , elles sont piégées à la côte.

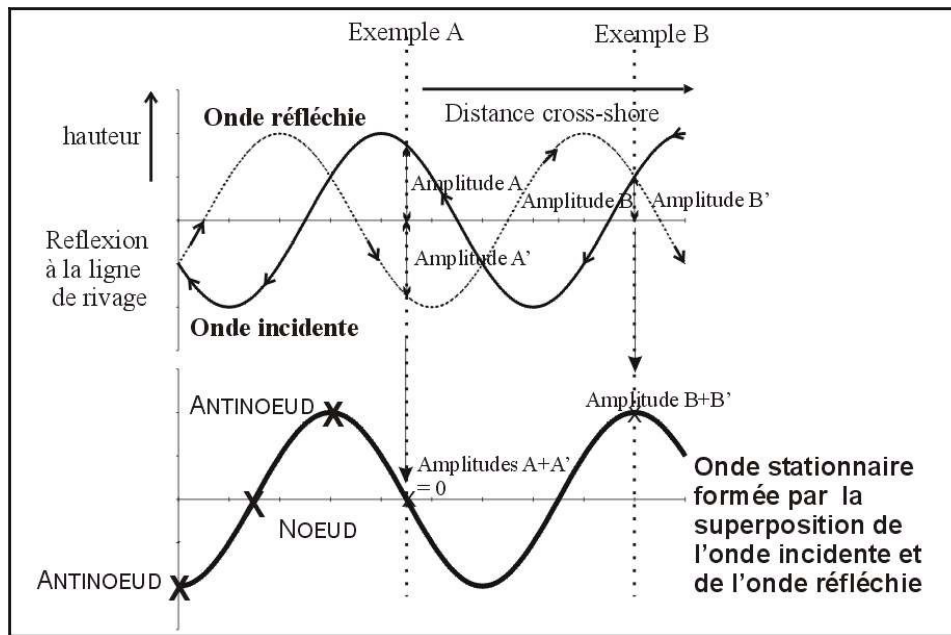
Leurs caractéristiques sont brièvement décrites ci-après.

➤ Vagues libres fuyantes (*leaky waves*)

Pour pouvoir s'échapper vers le large, les vagues fuyantes doivent présenter un angle de propagation des vagues incidentes proche de zéro (perpendiculaire au trait de côte). Or, comme illustré précédemment, le couplage d'ondes incidentes de faibles angles de propagation induit la libération de vagues infragravitaires d'incidence plus importante. Ainsi, dans le cas d'avant-côtes de faible pente, les vagues infragravitaires libres se présentent, pour la plupart, sous forme d'onde de bord, c'est-à-dire piégées à proximité des côtes (Herbers *et al.*, 1995a, b). Il faut noter que le terme « vagues libres fuyantes » est aussi parfois utilisé pour désigner une vague stationnaire (*standing waves*) bi-dimensionnelle dans la zone de surf.

Lorsqu'une onde infragravitaire se propageant à la côte est totalement réfléchiée, une onde stationnaire se forme par superposition de l'onde incidente avec l'onde réfléchiée. La figure 11 représente cette superposition à un instant  $t$ , c'est-à-dire sans considérer la progression de l'onde incidente vers la ligne de rivage.





**figure 11 - Réflexion d'une onde incidente à la ligne de rivage et formation d'une onde stationnaire par superposition de l'onde incidente et de l'onde réfléchie à un instant  $t$ . Exemple A : Amplitude minimale, exemple B : Amplitude maximale de l'onde stationnaire.**

La figure 12 intègre le temps et présente le comportement de l'onde stationnaire lors de la progression de l'onde incidente vers la ligne de rivage. La ligne de rivage est représentée par l'origine de l'axe des abscisses. L'onde stationnaire est formée d'une succession de nœuds et d'antinœuds. Pour une onde donnée, leur position est fixe et leur l'amplitude varie : L'amplitude des antinœuds est maximale lorsque l'onde incidente et l'onde réfléchie sont en phase, c'est-à-dire lorsque la réflexion est initiée par un nœud (figure 12). Inversement, elle est minimale lorsque l'onde incidente et l'onde réfléchie sont en décalage de phase maximal. Dans ce cas, la réflexion est initiée par un antinœud (figure 12). Les vitesses et hauteurs des vagues stationnaires sont en décalage de phase de  $90^\circ$ , c'est-à-dire que les vitesses maximales sont observées aux nœuds. Les vitesses minimales sont associées aux antinœuds dont l'amplitude est maximale à la ligne de rivage et diminue progressivement vers le large. La position des nœuds et antinœuds est fixe pour une onde donnée mais varie d'une onde à l'autre en fonction notamment de leur longueur d'onde. Cependant, toutes les ondes infragravitaires stationnaires comportent un antinœud à la ligne de rivage (Ruessink 1998).

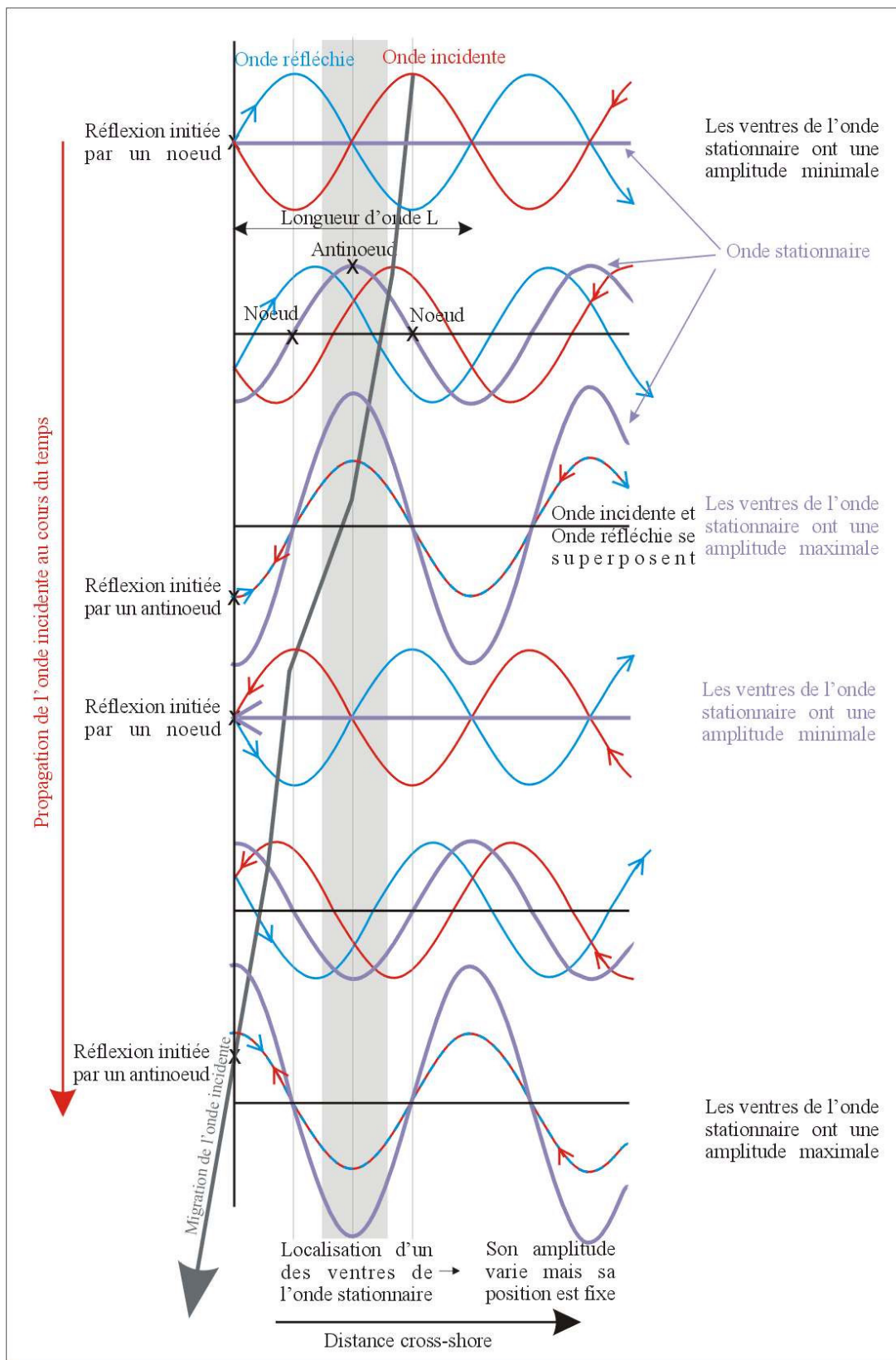


figure 12 – Comportement d'une onde stationnaire lors de la progression au cours du temps de l'onde incidente vers la ligne de rivage.

➤ Vagues libres de bord (*edge waves*)

Les ondes de bord sont par définition des ondes transversales stationnaires dont les crêtes sont perpendiculaires à la ligne de rivage (Short, 1999). Elles sont progressives lorsqu'elles cheminent longitudinalement tout en gardant leur composante cross-shore stationnaire. Elles sont stationnaires longitudinalement lorsqu'elles se sont superposées à une onde de bord se propageant en sens opposé, comme par exemple dans le cas d'une réflexion sur un épi ou un cap. Tout comme les ondes fuyantes, elles présentent une succession de nœuds et d'antinœuds dont l'amplitude décroît vers le large. Elles sont différenciées d'après leur mode  $n$  qui correspond au nombre d'antinœuds  $-1$  qu'elles comportent. Ainsi, une onde de bord de mode 0 possède un antinœud, de mode 1, 2 antinœuds, etc (Figure 13). Une onde de bord peut théoriquement contenir un grand nombre d'antinœuds, jusqu'à atteindre une limite définie par :  $(2n + 1)\beta < \pi / 2$  (Ursell, 1952). Dans le cas de pentes très faibles, le mode peut atteindre 78 mais la probabilité en est très faible du fait de la viscosité et des phénomènes de dissipation (Carter, 1988).

Les vagues de bord de faible mode contribuent aux courants longitudinaux (Huntley *et al.*, 1981), alors que les vagues de bord de mode important prédomineraient dans les courants transversaux.

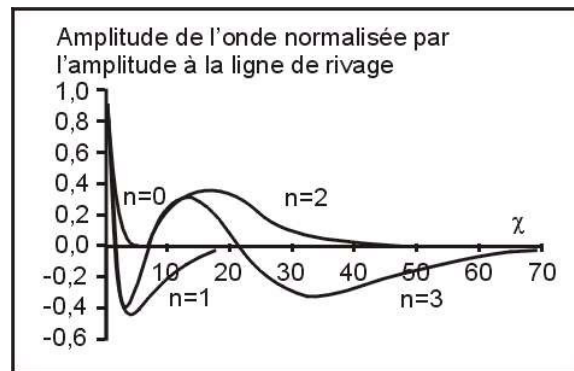


Figure 13 - Amplitudes des vagues libres de bord (*edge wave*) normalisée par l'amplitude à la ligne de rivage en fonction de la distance cross-shore a-dimensionnelle ( $\chi$ ).  $n$  : mode ou nombre d'antinœuds  $-1$ . D'après Ruessink, 1998.

4d - Ondes de cisaillement ou ondes infragravitaires de très longue période (*shear waves ou Far infragravity waves*)

Des oscillations de très basses fréquences ont été récemment observées dans les courants longshore de la zone de surf (Oltman-Shay *et al.*, 1989). Leur période s'étend entre 100 et 1000 s. Ces oscillations sont le résultat d'instabilités de cisaillement dans le courant longshore et prennent la forme de méandres se propageant longitudinalement. Alors que les vagues de bord et vagues fuyantes sont générées par les vagues de fréquence gravitaire, les ondes de cisaillement sont générées par des vortex. Leurs hauteurs sont généralement très faibles comparées à celles associées aux vagues gravitaires et ne montrent aucune cohérence avec les vitesses cross-shore enregistrées dans le domaine infragravitaire (Miles *et al.* 2000). De récentes études menées dans le cadre du programme Coast3D (Miles *et al.*, 2000) ont montré que les ondes de cisaillement se développent généralement quand les vagues et la marée agissent dans le même sens, c'est-à-dire une fois par cycle tidal.

## II. ETAT DE NOS CONNAISSANCES SUR LA ZONE DE SWASH

### A - BILAN DES CONNAISSANCES SUR L'HYDRODYNAMIQUE DE CETTE ZONE

#### 1 - Caractéristiques hydrodynamiques des langues de swash

1a - Description du profil de vitesses et des variations de la profondeur d'eau

Hughes *et al.* (1997) fournissent la première description complète des vitesses associées aux variations de hauteur d'eau à l'intérieur de la zone de swash. Un exemple type est présenté sur la figure 14.

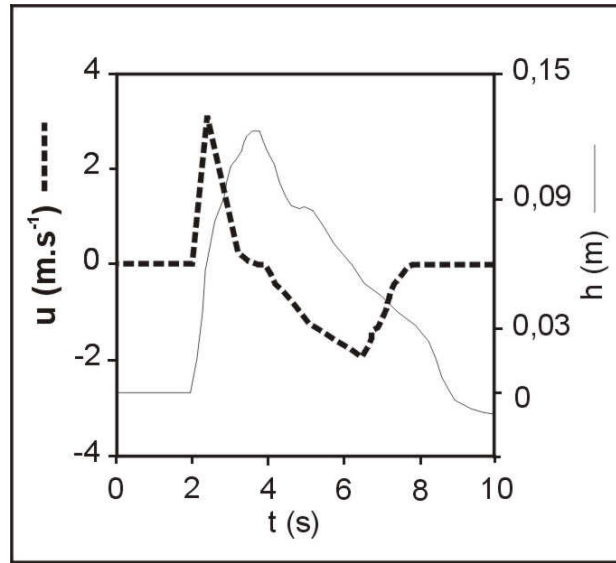


figure 14 - Exemple de vitesse (u) et profondeur (h) de la langue de swash. D'après Hughes et al. (1997).

Initialement, la langue de swash progresse très rapidement vers la côte. Elle atteint quasiment instantanément sa vitesse maximale puis diminue ensuite progressivement. Parallèlement, l'épaisseur de la nappe d'eau augmente. La tranche d'eau s'immobilise juste après avoir atteint son épaisseur maximale. Le courant s'inverse alors que la nappe d'eau amorce un retour vers le large. Il s'accélère progressivement et après avoir atteint sa vitesse maximale, il ralentit de nouveau. L'épaisseur de la langue de swash est alors millimétrique (figure 14). Ces caractéristiques peuvent déjà être observées sur les premiers enregistrements de vitesses dans la zone de swash faites par Schiffman (1965), bien qu'il n'en fasse pas mention. Butt et Russell (1999) qualifient cette particularité du profil de vitesse d'**asymétrie verticale négative**. Ils définissent une deuxième caractéristique fortement développée dans la zone de swash : l'**asymétrie horizontale**, qu'ils nomment *skewness*. Elle correspond à la dissymétrie entre les vitesses des courants dirigés vers la côte et ceux dirigés vers le large. Une illustration d'asymétries horizontale et verticale est schématisée en figure 15. Ces asymétries des vitesses de la zone de swash, respectivement A et S, peuvent être calculées par :

$$A = -\frac{\langle a^3 \rangle}{\langle a^2 \rangle^{3/2}} \quad S = \frac{\langle u^3 \rangle}{\langle u^2 \rangle^{3/2}} \quad \text{avec} \quad \begin{array}{l} - u \text{ est la vitesse instantanée} \\ - a, \text{ l'accélération} \\ - \langle \rangle \text{ indique une moyenne sur le temps} \end{array}$$

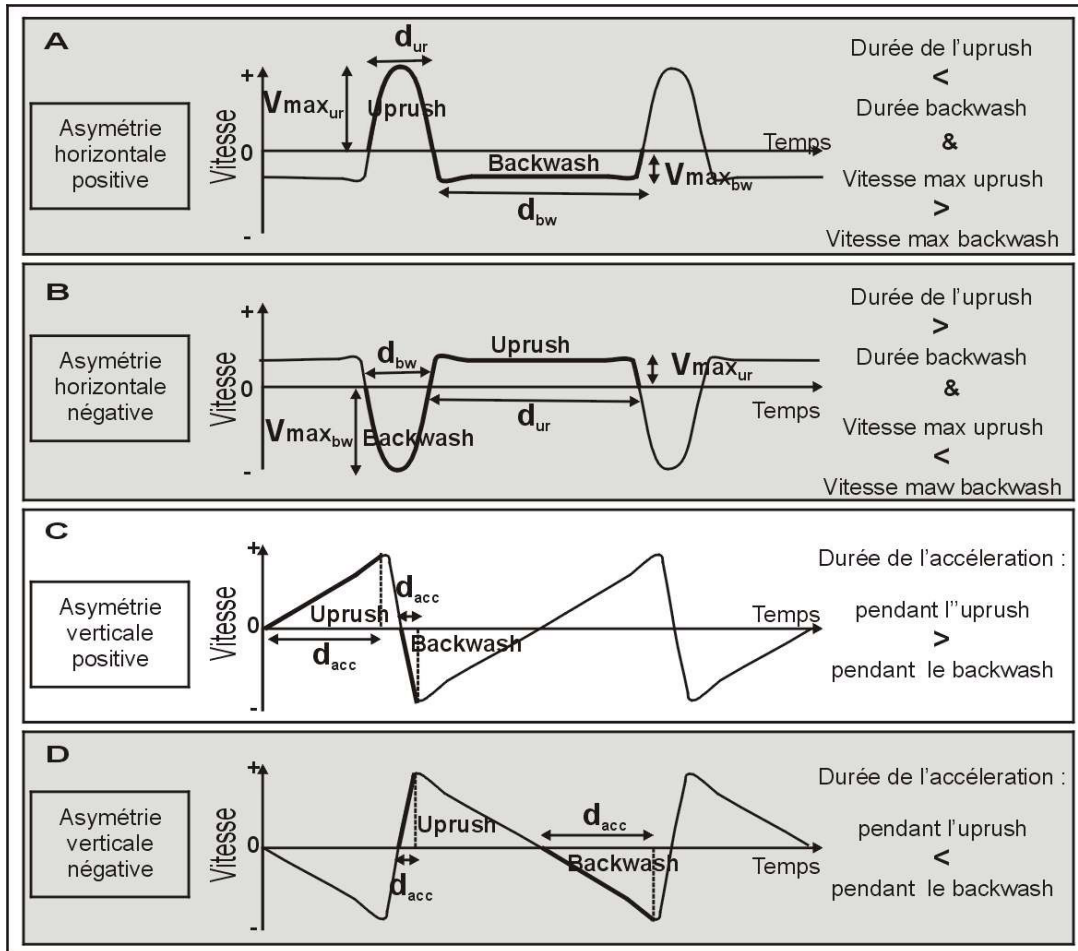


figure 15 – Profils de vitesses en fonction du temps, présentant successivement une asymétrie horizontale (ou skewness) et verticale ( modifié d'après Butt et Russell (1999).  $d_{acc}$ , durée de l'accélération –  $V_{max}$ , vitesse maximale – bw, backwash – ur, uprush. En grisé, les cas observés dans la zone de swash.

Butt et Russell (1999) observent une plage dissipative lors de différents états de la houle. Pour de faibles conditions énergétiques le swash est dominé par une importante asymétrie verticale négative. Pendant des conditions énergétiques fortes, une considérable asymétrie horizontale négative domine dans le domaine infragravitaire. La différence entre ces deux processus est propre à la zone de swash et a des implications non négligeables sur le transport sédimentaire dans cette zone. Cette asymétrie horizontale des vitesses dans la zone de swash a déjà été mentionnée par Waddell (1976) qui remarque que le backwash n'est absolument pas l'inverse de l'uprush. Hughes (1992) complète en précisant que l'amplitude des vitesses du backwash n'est pas forcément égale à l'amplitude des vitesses de l'uprush et que la durée du backwash domine le plus souvent.

#### 1b - Amplitudes des vitesses

**Deux pics de vitesses sont enregistrés au cours d'un cycle de swash. L'un se produit au tout début de l'uprush, l'autre en fin de backwash** (figure 14). Ces deux pics sont du même ordre de grandeurs mais rarement identiques. Masselink et Hughes (1998) remarquent dans le cas d'une plage réfléchive que les vitesses du backwash sont généralement inférieures à celles du swash. Blewett *et al.* (1999) observent l'inverse pour une plage dissipative. Quelle que soit la technique de mesure utilisée, il reste néanmoins impossible à l'heure actuelle de

mesurer les vitesses en fin de backwash lorsque la profondeur d'eau est inférieure au centimètre. Des observations de terrain montrent que les vitesses continuent encore d'augmenter. De plus, la quantité de sédiments présents dans la colonne d'eau est telle qu'il devient difficile d'identifier la limite eau-fond sableux. C'est à ce stade du cycle que des antidunes sont fréquemment observées avec un déplacement important de sédiments. **Les fortes vitesses associées à des profondeurs d'eau très faibles impliquent en fait des écoulements laminaires** (*sheet flow*) supercritiques (Hughes, 1997b). Dans ce cas, la limite fond sableux-eau n'existe plus et une couche faite d'un mélange plus ou moins homogène d'eau et de sédiment se déplace. L'épaisseur de cette couche mobile dépend de la vitesse du backwash. Les affouillements y sont très prononcés.

Yu *et al.* (1990) étudient sur le terrain les caractéristiques de la couche mobile dans la zone de swash lors de conditions faiblement énergétiques. Une couche mobile d'épaisseur atteignant 8 mm a été observée lors des périodes de vitesses élevées particulièrement en fin de backwash. Les vitesses moyennes et les vitesses maximales relevées dans la littérature sont présentées dans le tableau 1.

| Auteurs                       | Année | $\hat{u}_{ur}$ (m/s) | $\hat{u}_{bw}$ (m/s) | $\bar{u}_{ur}$ (m/s) | $\bar{u}_{bw}$ (m/s) | H (m)     |
|-------------------------------|-------|----------------------|----------------------|----------------------|----------------------|-----------|
| Beach and Sternberg           | 1991  | 2                    | 2                    |                      |                      | 0 à 0,6   |
| Hughes <i>et al.</i>          | 1997a | 0,56 à 5,11          | -                    | 0,73 à 2,48          | -                    | 0 à 0,20* |
| Masselink et Hughes           | 1998  | 1,12 à 3,13          | 0,74 à 3,08          | 0,57 à 1,86          | 0,46 à 1,69          | -         |
| Osborne and Rooker            | 1999  | 2                    | 2                    | -                    | -                    | 0 à 0,9*  |
| Blewett <i>et al.</i>         | 1999  | 1 à 1,7              | -                    |                      |                      | 0 à 0,45* |
| Shanehsaz-Zadeh <i>et al.</i> | 2001  | 2                    | 2                    | -                    | -                    | 0 à 0,4   |
|                               |       |                      |                      |                      |                      |           |

tableau 1 - Synthèse des différentes vitesses et profondeurs d'eau enregistrées dans la zone de swash relevées dans la littérature.  $\bar{u}$  : vitesse moyenne,  $\hat{u}$  : vitesse maximale, *ur* : uprush, *bw* : backwash, \* : valeurs tirées de graphiques. Il faut cependant noter que les profondeurs affichées sont uniquement à titre indicatif, puisqu'elles dépendent fortement de la position du capteur sur le profil de plage.

#### 1c - Forme de la langue de swash

Au fur et à mesure que la langue de swash progresse vers le haut de plage l'angle entre la surface libre et la plage diminue parallèlement à l'amincissement de la tranche d'eau (Waddell, 1976) (figure 16). La ligne de rivage atteint sa hauteur maximale, puis le backwash s'amorce. Cette description est corroborée par les observations de Hughes (1992) et de Foote et Horn (1999). Selon les plages (Hughes, 1992) deux cas de figure ont été observés. Tantôt la forme en angle aigu de la nappe de retrait est conservée, elle diminue alors d'épaisseur de façon homogène sur toute sa largeur (figure 17a). Tantôt l'épaisseur de la tranche d'eau diminue plus vite en bas qu'en haut de la zone de swash (figure 17b). La profondeur de la langue de backwash devient de ce fait uniforme lors de son retrait. Ce second type de backwash est caractérisé (Hughes, 1992) par un écoulement supercritique. Ainsi, la forme de la langue de swash varie dans le temps et d'une plage à une autre.

Schiffman (1965) constate que l'amplitude des vitesses du backwash ne dépend pas seulement de la pente de la plage mais aussi du volume d'eau apporté par le jet de rive, de la



perméabilité de la plage et de la quantité d'eau déversée par la nappe phréatique (Grant, 1948).

**Ainsi, l'importance relative de l'uprush et du backwash dépend de nombreux facteurs. Une meilleure connaissance de l'influence de ces différents facteurs est nécessaire pour comprendre les processus hydrodynamiques de la zone de swash.**

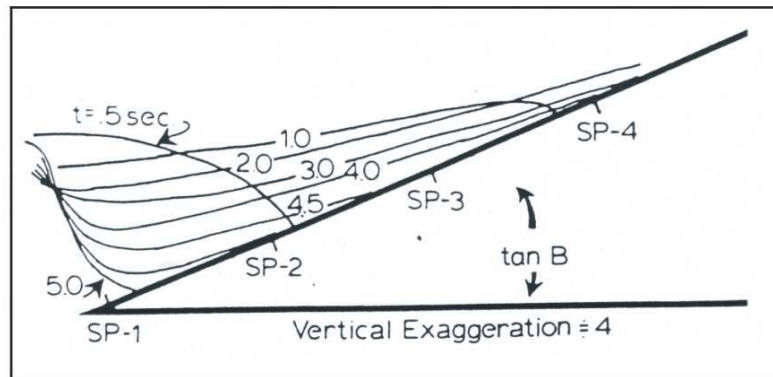


figure 16 - Géométrie de la langue de swash. Le front initial pentu se détériore par amincissement progressif durant la totalité du cycle de swash. Uprush et backwash sont de ce fait complètement différents (D'après Waddell, 1976).

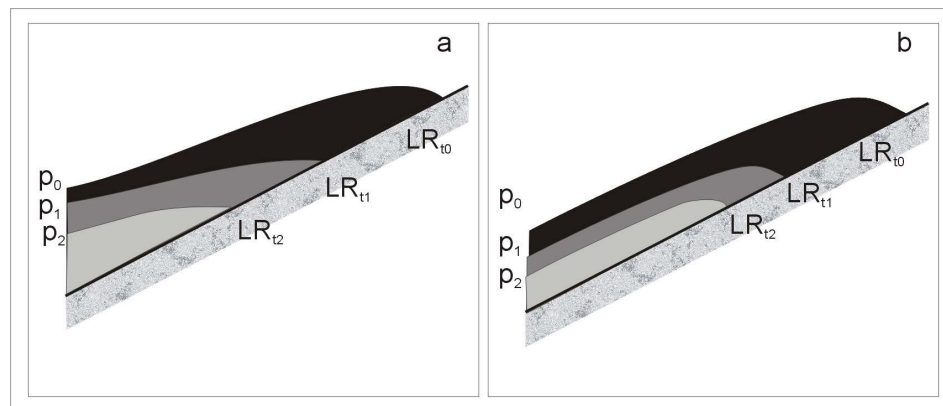


figure 17 - Schématisation de la forme de la langue de backwash avec (a) une diminution constante d'épaisseur de la tranche d'eau, la langue de backwash gardant sa forme en angle aigu alors qu'elle progresse vers le large et (b) une diminution plus importante de l'épaisseur de la tranche d'eau en bas qu'en haut de la zone de swash, impliquant une profondeur uniforme de la langue de backwash. LR, position de la Ligne de Rivage variant au cours du temps  $t$  -  $p$ , profondeur d'eau.

#### 1d - Sauts hydrauliques

En fin de backwash, alors que la ligne de rivage continue de descendre vers le bas de la plage, la base de la langue de backwash rencontre parfois un nouveau jet de rive (figure 4). Celui-ci est alors déstabilisé et une forte turbulence appelée saut hydraulique (*hydraulic jump*) est générée.

#### 1e - Ambiguïté sur l'initiation de la nappe de retrait

La ligne de rivage continue parfois de progresser vers la plage alors que la base de la langue de swash s'écoule vers le large (Larson et Sunamura, 1993). Dans ce cas, l'épaisseur de la langue de swash diminue au fur et à mesure qu'elle progresse vers la plage, tel qu'observé par Hughes (1992). Ceci implique une certaine ambiguïté sur le terme backwash. Ce phénomène

se produit uniquement lorsque l'écoulement change de direction entre l'uprush et le backwash. Larson et Sunamura (1993) définissent cette période comme la renverse tandis que le terme backwash est utilisé lorsque toutes les particules d'eau de la langue de swash s'écoulent vers le large.

Cette distinction est possible uniquement dans le cas où les mesures de l'hydrodynamique comprennent des observations de la ligne de rivage. Foote et Horn (1999) observent en laboratoire que les durées de l'uprush, du backwash et de la renverse sont du même ordre de grandeur, respectivement 36, 24 et 31% d'un cycle de swash complet, les 9 % restant correspondent à l'effondrement du bore. La renverse n'est donc pas négligeable.

Lors de cette étude, seul l'enregistrement des vitesses à l'intérieur de la langue de swash a été réalisé. Ainsi, le terme backwash se réfère exclusivement au mouvement vers le large des particules d'eau de la langue de swash en un point donné, à un instant donné. Il faut néanmoins garder en mémoire que toutes les particules d'eau de la langue de swash n'ont pas nécessairement la même vitesse, ni le même sens de propagation au même moment.

#### *If - Conclusion sur les caractéristiques hydrodynamiques des langues de swash*

La forme toute particulière du profil de vitesses, la différence significative entre l'uprush et le backwash et les vitesses élevées en faible profondeur donnent à la zone de swash des caractéristiques qui lui sont propres. Ces particularités ont été identifiées mais demandent à être étudiées sur le terrain dans des conditions variées. En effet, il apparaît clairement que non seulement le swash varie au cours du temps mais en plus, il est complètement différent d'une plage à une autre. Les causes et conséquences de ces différences n'ont pour l'instant pas été analysées. **Le rôle des conditions d'agitation, de la pente, de la granulométrie sur l'hydrodynamique et par extension sur la morphodynamique de la zone de swash demande à être appréhendé.**

## **2 - Etudes sur le run-up**

### *2a - Définitions*

Le **run-up** est la hauteur maximale atteinte par la ligne de rivage au-dessus du niveau statique de la mer (Holman and Sallenger, 1985). Le run-up est constitué de deux composantes : une composante stable : le set-up et les oscillations de part et d'autre de ce niveau, le swash (figure 3).

Le **set-up** est la surélévation du niveau marin à la côte occasionnée par l'action des vagues déferlantes, le cisaillement induit par le vent et les changements de pression atmosphérique. Il consiste en une accumulation d'eau à la côte, dont l'origine théorique a été fournie par Bowen *et al.* (1968). Les variations de pressions et de vitesses sous les vagues induisent une transmission de quantité de mouvement (*momentum*, voir le lexique en annexe 1) associée à la propagation des vagues. Cet excès de flux de quantité de mouvement a été défini contrainte de radiation (*radiation stress*) par Longuet-Higgins et Stewart (1962 et 1964).

Au fur et à mesure que la houle se rapproche des côtes avant de se briser, les modifications de ses caractéristiques (*shoaling*) entraînent les changements de contrainte de radiation. La loi de conservation de la quantité de mouvement exige que ces changements soient contrebalancés par une variation du niveau marin moyen et de la contrainte de cisaillement sur le fond, cette dernière étant supposée négligeable. L'augmentation de la contrainte de radiation en amont des brisants est compensée par une diminution du niveau marin appelée le **set-down**. Cette



dernière est pondérée par une élévation bien plus importante du niveau marin en aval des brisants, dénommée le set-up.

Le run-up est depuis toujours une préoccupation majeure des ingénieurs qui doivent concevoir des ouvrages suffisamment hauts pour ne pas être franchis par les vagues en cas de tempête. Les premières études sur le run-up datent des années 1950 (Hunt, 1959 ; Miche, 1951). Elles sont principalement orientées sur la prédiction des niveaux extrêmes. L'approche est de ce fait physique dans le but de modéliser numériquement ou physiquement en canal, les hauteurs maximales atteintes par les vagues pour des conditions données. L'amélioration des techniques de mesure et le regain d'intérêt des scientifiques dans les années 1970 ont permis d'aborder le run-up de façon plus fondamentale.

## 2b - Run-up monochromatique

La plupart des études sur le run-up ont pour référence la théorie de Miche (1951). Celui-ci sépare la houle incidente monochromatique en deux composantes. La première est progressive ; elle dissipe son énergie avant d'arriver à la ligne de rivage. La seconde est stationnaire. Son amplitude est proportionnelle à la houle incidente jusqu'à atteindre une valeur seuil au-delà de laquelle, l'énergie est elle-aussi dissipée. Selon cette hypothèse, l'amplitude maximale du run-up correspond à la hauteur des vagues incidentes juste assez hautes pour déferler.

Différentes expériences en laboratoires (Mase, 1988 ; Miche, 1944, 1951 ; Carrier and Greenspan, 1958 ; Guza and Bowen, 1976 ; Munk and Wimbush, 1969 ; Battjes, 1974 ; Guza and Bowen, 1976 ; Van Dorn, 1978) ont montré qu'une augmentation de la hauteur de la houle incidente augmente le set-up mais pas nécessairement les fluctuations du run-up. Le swash monochromatique est donc saturé<sup>2</sup>. Dans le cas d'une augmentation progressive de l'amplitude de la houle deux paliers sont observés ; ils sont approchés au moyen du *surf similarity parameter*,  $\varepsilon$  :

$$\varepsilon = \frac{a\omega^2}{g\beta^2} \quad \text{avec}$$

- a l'amplitude de la houle incidente
- $\omega$  la fréquence angulaire des vagues incidentes (*incident wave radiant frequency*), ( $\omega = 2\pi/T$ ),
- T étant la période des vagues
- g l'accélération due à la gravité,
- $\beta$  la pente de la plage ( $\beta \approx \tan\beta$ ).

Le premier palier,  $\varepsilon_c$  (figure 18) correspond au seuil au-delà duquel une augmentation de l'amplitude de la houle incidente conduit au déferlement. Le second,  $\varepsilon_s$ , (figure 18) constitue la hauteur maximale du run-up. Cependant, les valeurs de  $\varepsilon_c$  et de  $\varepsilon_s$  s'avèrent très différentes d'un auteur à l'autre.

Il reste cependant à vérifier si les observations faites en laboratoire sont utilisables pour les plages naturelles. En d'autres termes, les observations faites avec une houle monochromatique sont-elles valables pour des houles aléatoires ?

<sup>2</sup> *Saturation : les vagues sont saturées lorsque leur vitesse et hauteur sont proportionnelles à la profondeur d'eau. Dans ce cas, l'amplitudes des vagues au large est faiblement corrélée avec celle à proximité des côtes.*

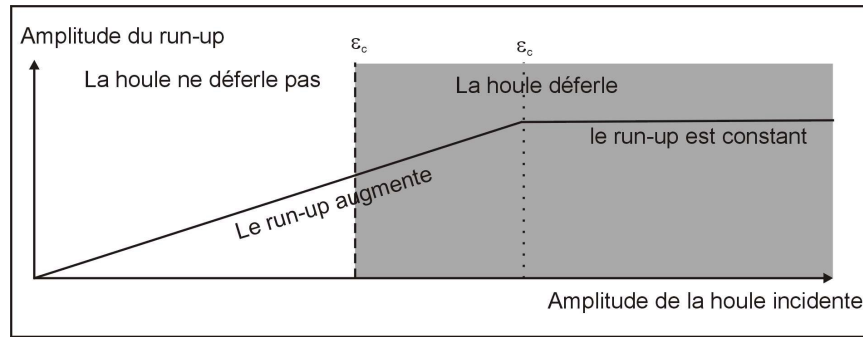


figure 18 - Représentation schématique du rapport entre l'amplitude de la houle incidente et l'amplitude du run-up.

## 2c - Run-up à large spectre d'énergie

Huntley *et al.* (1977) proposent l'hypothèse d'un spectre de run-up universel qui prend la forme :

$$E(f) = [\hat{\epsilon}_c^s g \beta^2 / (2\pi f)^2] \quad \text{avec}$$

- $f$  la fréquence,
- $\hat{\epsilon}_c^s \approx 2,5 \pm 0,5$  une constante en unité par  $\text{Hz}^{1/2}$ ,
- $g$ , l'accélération due à la gravité,
- $\beta$ , la pente de la plage.

Chacune des fréquences des vagues incidentes se comporte dans ce cas comme une onde monochromatique indépendante des autres, chacune d'entre elles étant saturée comme le prédit le modèle de Miche (1951).

Cette hypothèse est réfutée par Guza et Thornton (1982). Divers facteurs tels que la porosité, la position de la nappe phréatique, la pente de la plage ou bien encore les différences de types de mesures induisent des inégalités significatives sur les mesures de run-up des plages analysées.

Holman et Sallenger (1985) fournissent une étude très complète sur le run-up en plage naturelle. Ils complètent les travaux de Battjes (1974) qui considère que de nombreux processus de la zone de surf dépendent de la pente de la plage et de la cambrure des vagues. Ces deux facteurs ont été combinés en un paramètre : le *surf similarity parameter* ou nombre d'Iribaren :

$$\xi_0 = \beta / \sqrt{H_0 / L_0} \quad \text{avec}$$

- $\beta$ , la pente de la plage,
- $H_0$  et  $L_0$ , les hauteur et longueur d'onde des vagues au large.

Holman et Sallenger (1985) différencient le comportement du swash des plages dissipatives de celui des plages réfléchives (figure 19).

- Le run-up des plages dissipatives (faible  $\xi_0$ ) qui sont associées aux déferlements de type déversant (*spilling breakers*) se comporte tel que décrit par Guza et Thornton (1982) : l'énergie du run-up dans la bande spectrale incidente est indépendante de l'amplitude de la houle incidente, contrairement à celle de la bande spectrale infragravitaire qui est directement dépendante de la hauteur des vagues au large. Le déferlement dissipe l'énergie de fréquence gravitaire, celle infragravitaire y est maximale. Cependant, les différentes relations entre le run-up infragravitaire (normalisé par  $H_0$ ) et le nombre d'Iribaren ne concordent pas (figure

20). Les différences observées sont partiellement dues aux méthodes de mesure et de calcul (Ruessink, 1998).

- Le run-up des plages plus pentues ( $\xi_0$  élevé) dépend des conditions de houle au large, plus celles-ci sont importantes, plus le run-up est élevé. L'énergie des vagues infragravitaires est minime par comparaison à celle du domaine gravitaire.

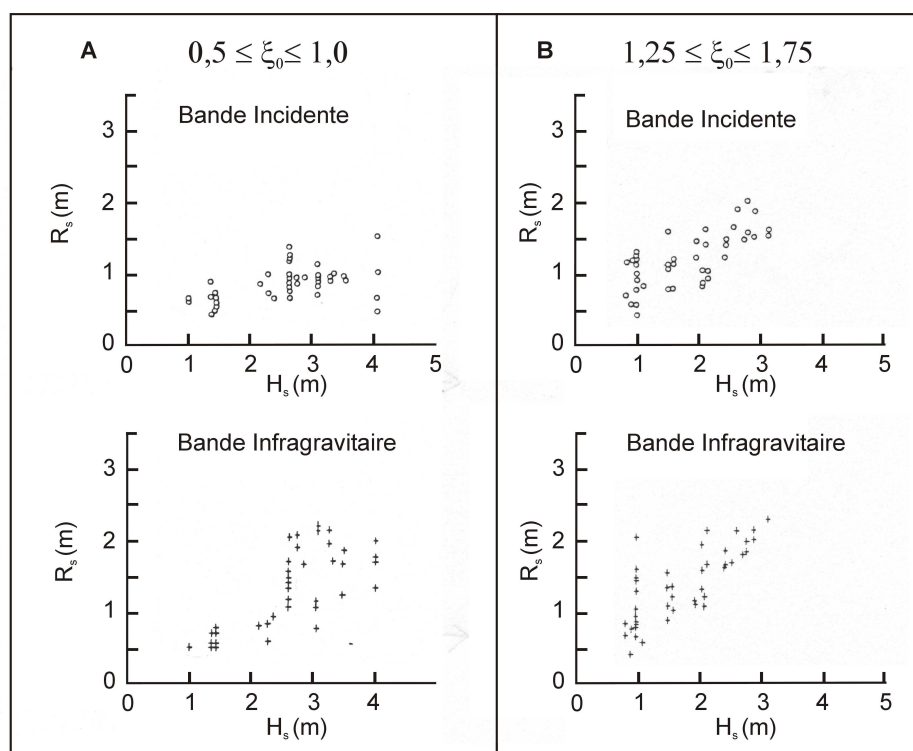


figure 19 – Hauteur du run-up en rapport avec la hauteur significative de la houle pour les bandes incidente et infragravitaire dans le cas de nombres d'Iribarren inférieurs à 1 (A) et supérieurs à 1,25 (B). D'après Holman et Sallenger (1985).

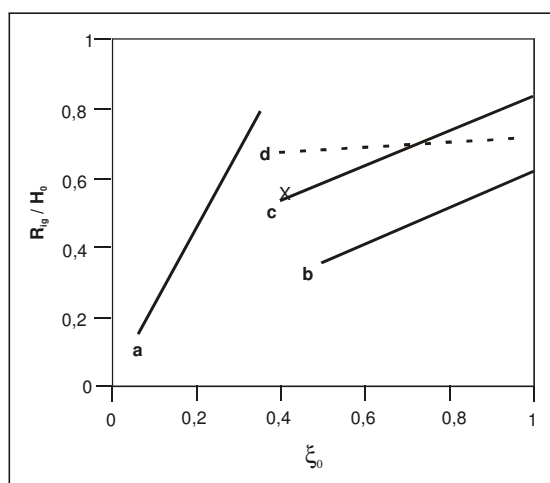


figure 20 - Vue d'ensemble de la dépendance du run-up normalisé au nombre d'Iribarren. a - Ruessink (1998), b - Holman et Sallenger (1985), c - Holland (1995), d - Raubenheimer et Guza (1996), X Holman et Bowen (1984). D'après Ruessink (1998).

Plusieurs auteurs ont cherché à observer le comportement du run-up en relation avec d'autres facteurs que ceux déterminés par Battjes (1974). Ces recherches se sont principalement basées sur des études en laboratoire.

Juang (1994) définit un coefficient de rugosité selon la taille et l'espacement de blocs parallélépipédiques collés sur un talus sur lequel progresse la langue de swash. Il observe une diminution du run-up lorsque le coefficient de rugosité augmente. Ce coefficient est utilisable dans le domaine de l'ingénierie, pas sur des plages naturelles où la rugosité dépend de la présence ou non de figures sédimentaires et à la taille des sédiments (Soulsby, 1997).

Ward *et al.* (1994) relèvent très justement que la plupart des études sur le run-up négligent les effets du vent provenant du large, pourtant très développés en cas de tempête. Ils concluent que négliger ce facteur aboutit nécessairement à une importante sous-estimation du run-up.

L'infiltration de l'eau de la langue de swash à travers les pores des plages naturelles modifie l'écoulement du jet de rive et influence ainsi le run-up (Packwood, 1983). Bon nombre d'auteurs ont donc étudié le swash en relation avec la perméabilité, notamment celle associée à la présence de la nappe phréatique en haut de plage.

## 2d - Conclusion sur les études du run-up

De nombreuses études se sont portées sur la compréhension du run-up afin de pouvoir prévoir de manière certaine les hauteurs maximales qu'atteignent les vagues sur une plage dans des conditions de houles données. Il est à présent clair qu'aucune formule n'est universelle et que chaque plage doit être considérée comme une entité spécifique. **Il apparaît néanmoins que la morphologie de la plage contrôle le comportement hydrodynamique dans la zone de swash. Pourtant, la quasi-totalité des études menées sur le run-up prend en compte uniquement la pente moyenne de plage, mesurée à marée basse. Les variations potentielles de la morphologie dans l'espace et au cours des processus de swash ne sont pas prises en considération.**

## 3 - Vagues infragravitaires dans la zone de swash

Deux types de vagues infragravitaires peuvent être à l'origine du swash infragravitaire : les vagues stationnaires fuyantes et les vagues de bord stationnaires ou progressives (Short, 1999). Le mode fuyant est généralement adopté dans les modèles numériques (Short, 1999). Cependant, pour éviter que les vagues soient piégées, la houle incidente doit être quasi perpendiculaire à la côte ce qui est rarement le cas. De plus, la majorité des côtes présentent une topographie en 2,5 ou 3 D, associée le plus souvent à une rythmicité longitudinale. Ceci suggère plutôt la présence de vagues de bord stationnaires le long de la ligne de rivage. Par ailleurs, Elgar *et al.* (1992) démontrent que les vagues infragravitaires forcées dominent l'énergie infragravitaire en dehors de la zone de surf. La quasi absence de vagues infragravitaires fuyantes au-delà de la zone de surf prouve que la majorité des vagues libres est relâchée sous forme d'ondes de bord piégées à proximité des côtes (Herbers *et al.*, 1993, 1995 a, b).

Les ondes de bord semblent ainsi dominer le spectre infragravitaire à proximité de la ligne de rivage. Les données de terrain publiées à l'heure actuelle décrivent à la fois des ondes de bord stationnaires (Holman et Bowen, 1984 ; Holman et Sallenger, 1985 ; Katoh, 1981) et progressives (Oltman-Shay et Guza, 1987 ; Huntley, 1988). La prépondérance de l'une ou

l'autre des ondes de bord dépend très certainement du cadre morphologique régional tel que la présence ou l'absence d'un obstacle longitudinal sur lequel l'onde peut se réfléchir.

Le swash peut également contenir de l'énergie dans les fréquences sub-harmoniques<sup>3</sup>. Dans ce cas, le swash sub-harmonique peut être associé à des vagues de bord sub-harmoniques (Wright, 1982), ou à des interférences en limite zone de swash – zone de surf interne (Kemp and Plinston, 1968 ; Short, 1999). Cependant, leur présence a été décrite ponctuellement et quasiment exclusivement dans l'étude des croissants de plage.

#### 4 - Influence de la marée sur la zone de swash

Lors des étales, la zone de swash est stabilisée à l'arrière des laisses de haute et basse mer. En dehors de ces périodes, pendant les marées montantes et descendantes, les processus de swash balayent l'estran, à une vitesse  $V_{sw}$  égale à :

$$V_{sw} = \frac{TR/\sin\beta}{2CT} \text{ avec } \begin{array}{l} - TR, \text{ le marnage,} \\ - \beta \text{ la pente de la plage,} \\ - CT, \text{ la durée entre l'heure à pleine mer et celle de la basse mer.} \end{array}$$

Ainsi, plus le marnage de la plage est élevé ou sa pente faible, plus le déplacement de la zone de swash au-travers de l'estran est rapide et donc moins les processus de swash agissent en un point donné.

La morphologie de l'estran peut varier transversalement, le bas étant généralement moins pentu que le haut de plage. Il peut aussi comporter des barres intertidales ou subtidales. Ainsi, au fur et à mesure de sa progression vers la côte, la vitesse de progression et les caractéristiques du swash changent (Holman and Sallenger, 1985).

L'influence du déplacement de la zone de swash sur les plages à marée n'est pas négligeable sur la morphologie. Les principales recherches sont orientées sur la dynamique de la nappe phréatique (Turner, 1993, 1995a, b ; Turner et Leatherman 1997 ; Turner et Masselink, 1998) en fonction des fluctuations marégraphiques.

#### 5 - Influence de la nappe phréatique sur la zone de swash

**Le toit de la nappe phréatique délimite une zone non saturée au-dessus, dont les pores contiennent de l'air, et une zone saturée en-dessous, où les pores sont remplis d'eau (figure 3). Le comportement des langues de swash est potentiellement différent lorsqu'elles rencontrent un sable saturé ou non.**

**Lorsque le jet de rive atteint une zone non saturée, l'eau du swash s'infiltre dans les pores du sédiment.** La quantité d'eau de la langue diminue au fur et à mesure de sa progression vers le haut de la zone non saturée. Inversement, aucune infiltration n'est possible lorsque le sable est saturé. **Au contraire, la partie de la plage située sous le niveau du toit de la nappe phréatique est soumise à une sortie (*exfiltration*) de l'eau continentale sur la plage.** La conséquence directe est une augmentation du volume des langues de swash. Or, celles-ci étant très peu épaisses, de faibles changements de volumes modifient de façon significative la quantité d'énergie disponible pour le transport sédimentaire.

<sup>3</sup> Onde dont la période est le double de celle des vagues incidentes.

Dans le cas de plages sans marée, ou à marnage très faible, le toit de la nappe phréatique suit les variations saisonnières (Clarke and Eliot, 1987), les changements barométriques (Eliot and Clark, 1988), ou bien encore les augmentations locales du niveau marin (*set-up*) (Nielsen, 1990a, b, 1997). Pour les plages à marées, les fluctuations tidales influencent la nappe. Nielsen *et al.* (1988) désignent les vagues et la marée comme les principaux facteurs responsables des fortes variations du toit de la nappe phréatique en domaine côtier.

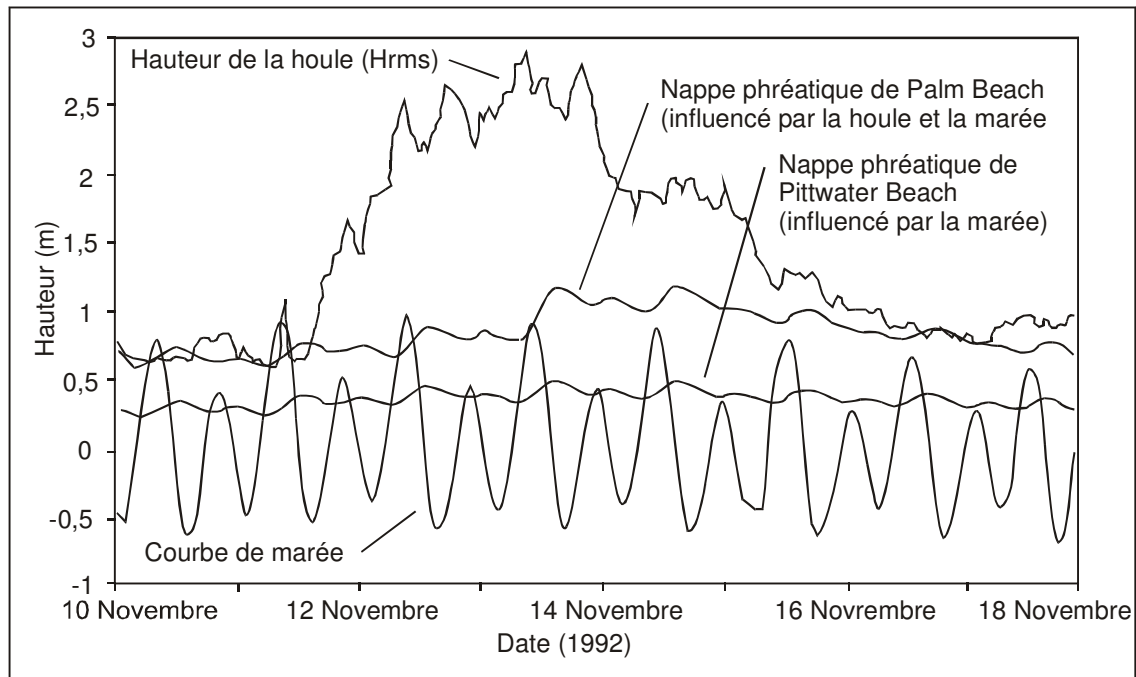


figure 21 - Données de terrain montrant l'élévation significative de l'élévation du toit de la nappe phréatique due à la marée et à la houle (Kang et al., 1994).

#### 5a - Influence de la marée sur la nappe phréatique

Une plage est un lieu de transition entre deux masses d'eau: une masse d'eau douce venant de la nappe phréatique et une masse d'eau salée connectée à l'eau de mer. Lorsque la mer monte, la nappe d'eau salée s'élève et repousse la nappe d'eau douce dont le niveau monte également. Inversement, pendant le jusant, la nappe phréatique descend en suivant le niveau marin. Le toit de la nappe accompagne donc les oscillations du cycle tidal (figure 21). Emery et Foster (1948) étudient la dynamique de la nappe phréatique. Ils observent un déphasage avec les fluctuations de la marée interprété comme le résultat de la conductivité hydraulique, ou perméabilité du sédiment (Bear and Veruijt, 1988 ; Emery et Foster, 1948 ; Nielsen, 1990a,b ; Turner, 1993).

Le découplage de la nappe phréatique avec le niveau marin a pour conséquence de diviser le cycle tidal en cinq périodes (Duncan, 1964, figure 22).

- A pleine mer, le niveau marin et la nappe phréatique ont atteint leur maximum.
- La mer descend, le toit de la nappe suit tout d'abord à la même vitesse, puis plus lentement. Il en résulte une zone d'écoulement de la nappe phréatique sur la plage (*seepage face*).
- La mer atteint son niveau minimal alors que le toit de la nappe continue de descendre : la zone d'écoulement se réduit.
- La mer remonte et atteint le toit de la nappe qui continue lui à descendre. L'eau des langues de swash commence à s'infiltrer dans le sable non-saturé, au-dessus du toit de la nappe.
- La mer continue de monter, le toit de la nappe monte également, du fait des infiltrations de l'eau de mer.

Parallèlement aux observations de la position du point de sortie de la nappe (*exit point*, figure 3) au cours du temps, l'installation de piézomètres le long d'un profil de plage a permis d'observer une modification de la forme du toit de la nappe au cours du cycle tidal (Baird et Horn, 1996 ; Hanslow et Nielsen, 1993 ; Duncan, 1964 , Nielsen, 1997). Il est plutôt concave en fin de marée montante et à marée haute en raison de l'apport d'eau de mer en bordure de la nappe. Il est plutôt convexe en marée descendante et à basse mer du fait de l'écoulement de l'eau de la nappe sur la plage (figure 22).

Ces observations ont incité les auteurs (Baird et Horn, 1996 ; Baird *et al.*, 1997, 1998 ; Sato, 1990, Turner, 1993 , 1995a, b) à tenter de modéliser les interactions entre la zone de swash et l'écoulement de la nappe phréatique sur l'estran des plages macrotidales.

Une première approche, celle de Turner (1993, 1995a, b), repose sur le couplage de deux modèles : un modèle qui décrit la dynamique du point de sortie (*exit point*) pendant plusieurs cycles tidaux, associé à un modèle hydrodynamique de la zone de swash et de transport sédimentaire. Seul le modèle de fluctuation du point de sortie est décrit ici.

Le modèle de Turner est basé sur les équations de Dracos (1963) qui propose un modèle simulant l'affleurement de la nappe phréatique sur une surface pentue. Turner y incorpore la montée et descente du niveau marin suite aux variations de la marée. Il détermine la perméabilité  $K$  du sédiment au moyen de l'équation de Krumbein et Monk (1942). Il parvient ainsi à simuler le développement et le déplacement de la zone d'écoulement (*seepage face*) le long d'un profil intertidal.

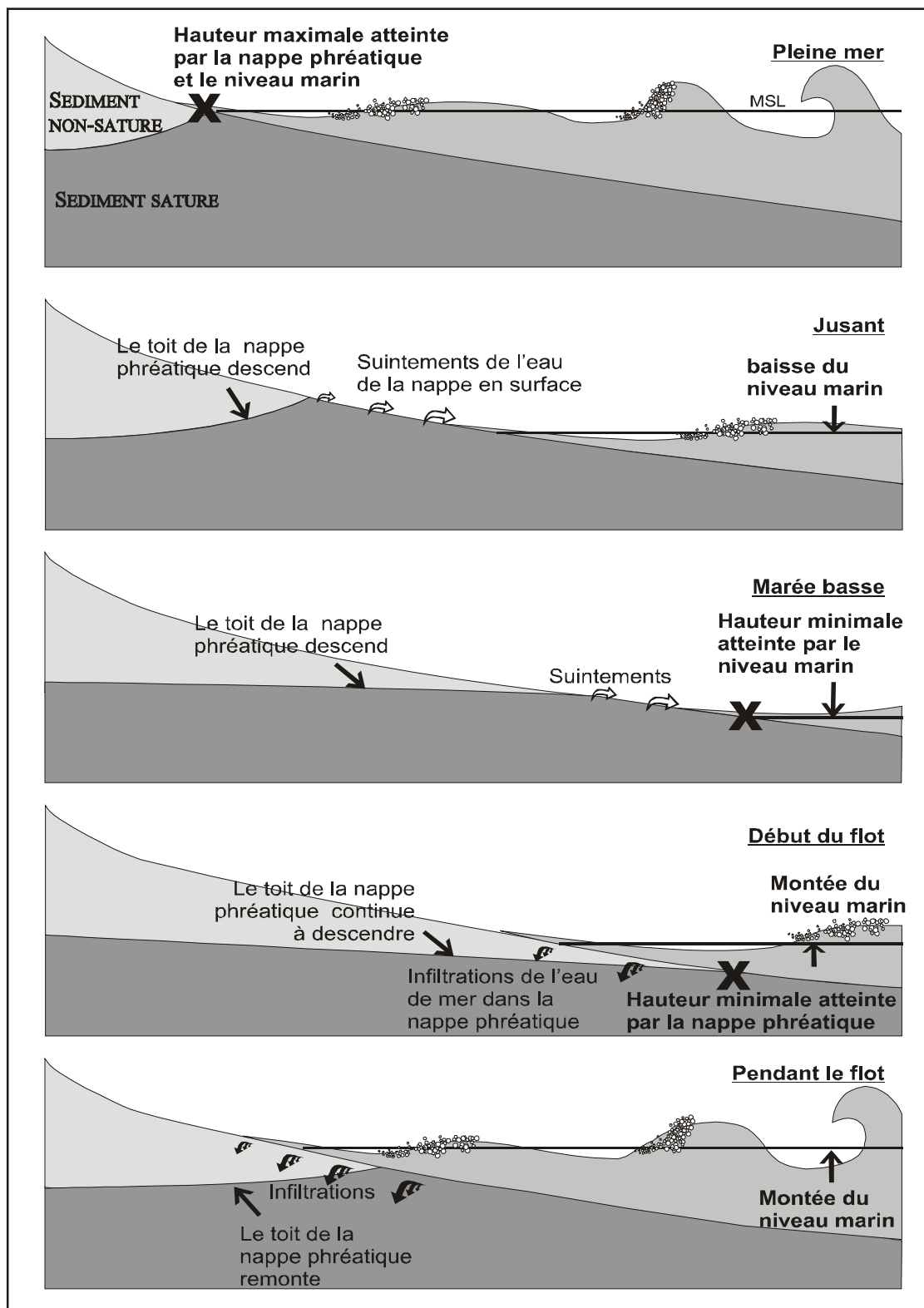


figure 22 - Comportement du toit de la nappe et de la plage suite aux variations du niveau marin au cours du cycle tidal semi-diurne



Turner scinde ainsi le cycle tidal en cinq phases et détermine la position du point de sortie (*exit point*) pour chacune de ces phases:

**Première phase :**

Après la pleine mer, le niveau marin  $Z_{\text{tide}}$  et le point de sortie ( $Z_{\text{ep}}$ ) descendent la plage de pente  $\beta$  à la même vitesse, c'est-à-dire la vitesse verticale de descente de la marée  $V_{\text{tide}}$

$$Z_{\text{ep}} = Z_{\text{tide}} \quad \text{pour} \quad V_{\text{tide}} \leq -\frac{K}{n} \sin^2 \beta ; n \text{ étant la porosité drainable de la plage}$$

**Seconde phase :**

Le point de sortie et le niveau marin se découplent, une zone d'écoulement apparaît,

$$Z_{\text{ep}} = Z_{\text{ep(term)}} - \frac{K}{n} \sin^2 \beta (t - t_{\text{term}}) \quad \text{pour} \quad V_{\text{tide}} \geq -\frac{K}{n} \sin^2 \beta$$

avec  $t_{\text{term}}$ , l'instant où le découplage commence et  $Z_{\text{ep(term)}}$  la hauteur du point de sortie à cet instant.

**Troisième phase :**

Le cycle de marée atteint presque la marée basse et la vitesse de descente du niveau marin ralentit. Si le point de sortie et le niveau marin sont déphasés, la distance entre le point de sortie et le niveau marin diminue, la zone d'écoulement se raccourcit

$$Z_{\text{ep}} = Z_{\text{ep(term)}} - \frac{K}{n} \sin^2 \beta (t - t_{\text{term}}) \quad \text{pour} \quad V_{\text{tide}} \leq -\frac{K}{n} \sin^2 \beta$$

**Quatrième phase :**

La mer monte mais le niveau marin n'a pas encore atteint le point de sortie qui continue de descendre.

$$Z_{\text{ep}} = Z_{\text{ep(term)}} - \frac{K}{n} \sin^2 \beta (t - t_{\text{term}})$$

**Cinquième phase :**

Enfin, le niveau marin qui continue de monter atteint le point de sortie. Le toit de la nappe et le niveau marin progressent ensemble :

$$Z_{\text{ep}} = Z_{\text{tide}}$$

Les comparaisons du modèle SEEP de Turner, avec des données de terrain (Turner, 1993) sont satisfaisantes. Cependant, Turner observe que le modèle est très sensible à la pente du profil de plage et à la perméabilité. Il semble donc important de paramétrer le modèle avec la pente réelle du profil de plage plutôt qu'avec une pente moyenne qui élimine les gradients de pente des plages naturelles. Le modèle est également sensible à la perméabilité de la plage., paramètre difficile cependant à déterminer avec certitude notamment dans le cas de sédiments mal classés tels que ceux des plages à sédiments mixtes. Le sédiment échantillonné en surface ne correspond pas nécessairement à celui retrouvé en profondeur, celui-là même qui induit la perméabilité. Un étalonnage systématique du modèle au moyen d'un piézomètre doit être envisagé. Les conditions de houle ne sont pas prises en compte dans le modèle de Turner bien que leur importance ne soit pas négligeable (Kang *et al.*, 1994).

Une seconde approche concernant la modélisation du comportement de la nappe phréatique est celle de Baird et collaborateurs (Baird and Horn, 1996 ; Baird *et al.*, 1997, 1998). Leur

objectif est de modéliser le comportement de la nappe phréatique en représentant les mouvements du toit de la nappe phréatique au moyen de l'équation de Boussinesq :

$$\frac{\partial h}{\partial t} = \frac{K}{s} \frac{\partial}{\partial x} \left( h \frac{\partial h}{\partial x} \right) \quad \text{avec}$$

- h la hauteur du toit de la nappe,
- t, le temps,
- K, la perméabilité,
- s, la porosité drainable,
- x, la distance.

La porosité drainable est estimée à 0,3 d'après les valeurs utilisées dans d'autres études (Turner, 1993 ; Domenico and Schwartz, 1990).

Le set up est calculé au moyen de l'équation empirique de Hanslow et Nielsen (1993) :

$$h_s = 0,048 \sqrt{H_{0rms} L_0} \quad \text{avec}$$

- $H_{0rms}$ , la hauteur quadratique moyenne des vagues au large,
- $L_0$ , la longueur d'onde des vagues au large.

Le modèle GRIST (*Groundwater Interaction with Swash and Tides*) de Baird et Horn (1998) semble reproduire de façon satisfaisante les données de terrain, notamment lorsque le set-up est inclus. Cependant, les auteurs ajoutent qu'il gagnerait en précision par l'ajout de sub-modèles concernant la porosité drainable et le run-up. Les deux modèles montrent une grande sensibilité aux valeurs de la perméabilité et de la porosité drainable.

### 5b - Influence des vagues sur la nappe phréatique

L'action combinée du swash et du set-up, c'est-à-dire du run-up, élève la position du point de sortie par rapport à la hauteur du plan d'eau statique au large (Hanslow et Nielsen, 1993 ; Kang *et al.*, 1994) (figure 21). Les variations de hauteur du toit de la nappe phréatique sont enregistrées simultanément par deux piézomètres situés au niveau de la laisse de haute mer de deux plages australiennes (Kang *et al.*, 1994). Celle qui est exposée à la houle montre une forte augmentation du niveau supérieur de la nappe lors de fortes agitations. Parallèlement, sur la plage qui n'est pas soumise à l'action des vagues, le toit de la nappe subit uniquement les variations dues à la marée.

Plusieurs auteurs tentent de corréliser les augmentations du niveau du toit de la nappe avec le run-up en passant par les conditions de houle, telles que la hauteur et la longueur d'onde au large et la pente de la plage (Hanslow et Nielsen, 1993 ; Kang *et al.*, 1994). Aucune forme universelle de spectre du run-up ne semble exister et il semble difficile de le corréliser avec les conditions de houle au large. De plus, le rôle du sédiment n'est pas pris en compte alors que les caractéristiques granulométriques jouent directement sur la capacité du sédiment à stocker et à laisser s'infiltrer l'eau. Une meilleure maîtrise des connaissances sur le run-up et les processus d'infiltration selon la granulométrie est nécessaire avant de pouvoir quantifier l'élévation de la nappe phréatique due au run-up.

Les travaux de Hegge et Masselink (1991) sur une plage réfléchive de l'Ouest de l'Australie montrent que le spectre du run-up est dominé par les fréquences incidentes. Celui des fluctuations du toit de la nappe est contrôlé par de l'énergie infragravitaire. De similaires observations ont été faites par Waddell (1976) qui observe des variations du toit de la nappe d'environ 1 à 2 cm induites par la présence d'une vague infragravitaire stationnaire dans la zone de swash. La plage jouerait le rôle d'un filtre laissant passer préférentiellement les basses fréquences et une partie de l'énergie incidente mais dans une moindre mesure (Hegge

et Masselink, 1991). Turner (1993) mesure l'humidité contenue dans le sédiment entre la surface de la plage et le sommet de la nappe phréatique. Il observe une zone dans laquelle l'eau se maintient dans le terrain par capillarité. L'eau est en fait retenue autour des grains sous forme d'un film. Cette zone est appelée frange capillaire (*capillarity fringe*) (figure 3). Elle est particulièrement développée dans les terrains à grains fins et moins étendue dans le cas de graviers (Fourmarier, 1958). Cette zone capillaire pourrait expliquer les augmentations quasi-instantanées du niveau de la nappe par apports des faibles volumes d'eau causés par les infiltrations du swash (Gillham, 1984 ; Turner, 1993). Cette observation souligne le rôle de la zone non saturée au-dessus du toit de la nappe (Baird et Horn, 1996). L'apport de faibles quantités d'eau augmente immédiatement le niveau de la nappe. Ces oscillations sont locales et s'atténuent fortement vers l'intérieur des terres ; les données de Waddell (1976) montrent une atténuation de 50% des fluctuations sur une distance de 1 m seulement.

## B - BILAN DES CONNAISSANCES SUR LE TRANSPORT SEDIMENTAIRE DANS LA ZONE DE SWASH

Beach et Sternberg (1991) démontrent l'importance des transports sédimentaires dans la zone de swash. Ils y enregistrent des concentrations de sédiments jusqu'à neuf fois plus importantes que celles mesurées dans la zone de surf interne. **Cette interface est le lieu ultime où les sédiments sont soit conservés sur la plage et engraisent la côte, soit retournent vers la zone de surf interne pour être potentiellement dispersés vers le large** (Horn and Mason, 1994). Or, nos connaissances en ce domaine sont toutes récentes et encore rudimentaires. Peu d'études ont en effet été menées jusqu'alors et la majorité d'entre elles ont été réalisées durant les dix dernières années. **La principale cause de cette déficience provient des difficultés à obtenir des mesures fiables sur plage naturelle ou en canal.** Le transport sédimentaire dans la zone de swash des plages naturelles se produit généralement dans des conditions de transport laminaire (*sheet flow conditions*) (Hughes *et al.*, 1997), c'est-à-dire à proximité du fond et avec de très fortes concentrations. Ces conditions rendent délicates la quantification des flux sédimentaires.

Deux techniques sont utilisées pour évaluer la quantité de sédiments présents dans la colonne d'eau: la mise en œuvre d'OBS (*Optical Backscatter Sensor*) et de pièges à sédiments (Annexe 2). Un tableau récapitulatif des concentrations en sédiments mesurées par OBS et des quantités de sédiments collectées à l'aide de pièges relevées dans la littérature est présenté ci-dessous (tableau 2).

| Auteurs              | Année | Concentration instantanée maximale en sédiment | Concentration moyenne en sédiment |
|----------------------|-------|------------------------------------------------|-----------------------------------|
| Beach and Sternberg  | 1991  | 100g/l                                         | 11,4 à 27 g/l                     |
| Osborne and Rooker   | 1999  | 150 g/l                                        | 4 à 45 g/l                        |
|                      |       | Poids immergé pendant un uprush ou backwash    |                                   |
| Horn and Mason       | 1994  | 0 à 6,33 kg/m *                                |                                   |
| Hughes <i>et al.</i> | 1997  | 0,13 à 50,28 kg/m                              |                                   |

tableau 2 - Concentrations en sédiment mesurées par OBS et quantités de sédiments collectées par trappes (Valeurs relevées dans la littérature). \* valeurs déduites des graphiques présentés dans l'article.

## 1 - Modes de transport

De nombreux auteurs étudient le transport sédimentaire en différenciant le sédiment en suspension (*suspended load*) du sédiment charrié (*bed load*) (Horn and Mason, 1994)<sup>4</sup>. Cependant, obtenir des informations sur les deux modes de transport et parvenir à les différencier est particulièrement délicat en domaine très peu profond. La limite suspension-charriage est le plus souvent fixée plus ou moins arbitrairement à une certaine hauteur au-dessus du fond. Elle varie de 1 à 10 cm selon les auteurs (Horn and Mason, 1994).

Avec les instruments déployés pour ces mesures, il est impossible de connaître l'épaisseur exacte du charriage d'autant plus que celle-ci varie au cours du temps. Ainsi, l'approche conventionnelle consistant à séparer le sédiment en suspension de celui en charriage ne semble pas appropriée pour l'étude du transport sédimentaire dans la zone de swash.

## 2 - Plages dissipatives / Plages réfléchives

Une seconde approche (Butt et Russell, 2000) suggère de diviser les mécanismes de transport sédimentaire en deux grandes familles selon le type de plage. D'une part, sur les plages dissipatives peu pentues, les conditions énergétiques sont fortes, la zone de surf est large, les vagues incidentes sont saturées et l'énergie infragravitaire domine ; l'utilisation d'OBS pour mesurer les quantités de sédiments est privilégiée. D'autre part, sur les plages réfléchives, pentues, où les vagues se brisent près de la ligne de rivage et se transforment directement en jet de rive, l'énergie incidente domine ; les pièges à sédiments sont préférentiellement utilisés.

### 2a - Plages dissipatives.

Beach et Sternberg (1991) et Osborne et Rooker (1997, 1999) enregistrent les concentrations en sédiments au moyen de deux OBS positionnés l'un au-dessus de l'autre, parallèlement à la mesure des vitesses du courant. La localisation des trois appareils pour chacune des études est détaillée dans le tableau 3.

Un exemple des valeurs mesurées est repris sur la figure 23. Chacune des deux études présente une bonne corrélation entre les concentrations en sédiments et les variations de vitesses. Pendant le jet de rive, après le pic initial de concentration, le sédiment se dépose rapidement. Seule une très faible quantité du matériel reste en suspension jusqu'à la renverse. Durant le backwash, la concentration augmente progressivement dans la colonne d'eau, tout particulièrement lorsque le courant devient supercritique. Un second pic très distinct est parfois observé en fin de backwash ; il est provoqué par la collision du backwash avec un

---

<sup>4</sup> *Rappel* : Les sédiments charriés se déplacent par saltation, en glissant ou en roulant et sont en contact plus ou moins continu avec le fond sédimentaire. Les collisions sont fréquentes et les forces intergranulaires gouvernent le transport sédimentaire (Bagnold, 1956, 1966). Il est calculé par rapport à la contrainte de cisaillement (*Shear stress*) générée par le fluide sur le fond. Lorsque celle-ci dépasse une valeur critique le sédiment est déplacé. Les différentes méthodes utilisées dans le calcul du transport par charriage sont détaillées par Soulsby (1997). Les mesures de transport par charriage sont généralement obtenues à l'aide de pièges à sédiments dont la hauteur est déterminée de manière à ne récolter que le sédiment charrié.

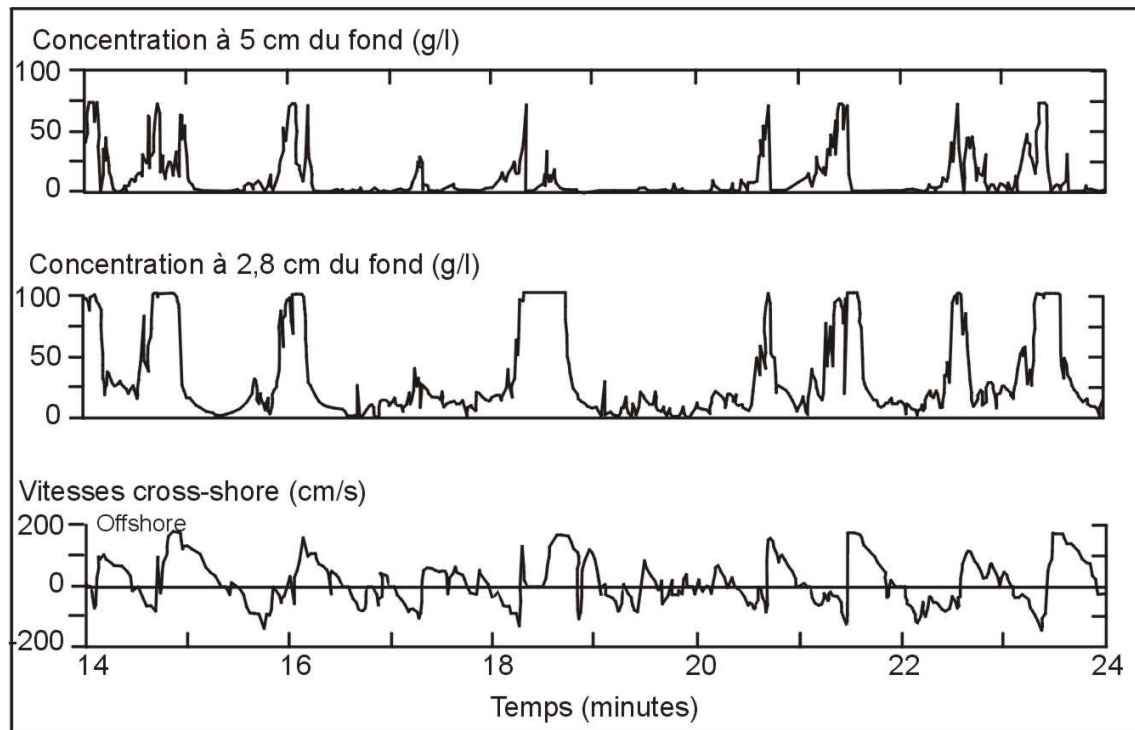
Dans le cas du transport sédimentaire en suspension les sédiments sont présents en faible proportion dans l'ensemble du fluide. Les grains sont maintenus en suspension grâce à des forces liées à la turbulence (Bagnold, 1956, 1963). Il est généralement calculé par le produit vectoriel (*cross-product*) de la vitesse du fluide et de la concentration en sédiments de ce fluide (Short, 1999). Celle-ci est le plus souvent mesurée au moyen d'OBS positionnés dans la colonne d'eau (*Optical backscatter sensor*) (Beach and Sternberg, 1991 ; Butt and Russell, 1999 ; Hugues et al. (1997a, b ; Osborne and Rooker, 1997).

nouveau front de jet de rive. La quantité de sédiments en suspension au début du jet de rive s'en trouve modifiée ce qui a pour conséquence d'induire un léger décalage de phase entre la vitesse et la quantité de sédiment en suspension à l'origine d'un transport résiduel (Osborne et Rooker, 1997, 1999).

Beach et Sternberg (1991) observent un retard de phase entre les pics de vitesses et ceux mesurés par les OBS. Ils l'attribuent au temps mis par le sédiment pour se déplacer depuis le fond jusqu'au capteur. Ce retard est respectivement égal à 9 s et 17s pour les capteurs situés à 2,8 cm et 5 cm.

| Auteurs                        | Hauteur de l'OBS le plus bas (cm) | Hauteur de l'OBS le plus haut (cm) | Hauteur du capteur de courant (cm) |
|--------------------------------|-----------------------------------|------------------------------------|------------------------------------|
| Beach et Sternberg (1991)      | 2,8                               | 5                                  | 6                                  |
| Osborne et Rooker (1997, 1999) | 4,5                               | 9,5                                | 5                                  |

**tableau 3 - Localisations par rapport au fond sableux des instruments déployés par Beach et Sternberg (1991) et Osborne et Rooker (1997, 1999).**



**figure 23 - Vitesses cross-shore et concentrations en sédiment mesurées à 2,8 et 5 cm du fond dans la zone de swash (Beach et Sternberg, 1991).**

La concentration en sédiments diminue fortement en s'éloignant du fond. Le couple de capteurs localisé le plus haut enregistre une forte diminution de concentrations par rapport à celui localisé près du fond, jusqu'à respectivement 3000% pour les capteurs situées à 2,8 et 5 cm du fond (Beach et Sternberg, 1991) et de l'ordre de 150 à 200% pour ceux localisés à 5 et 10 cm du fond (Osborne et Rooker, 1997, 1999). Ceci indique une concentration encore plus élevée en dessous des points de mesure.

Osborne et Rooker (1997, 1999) remarquent de fortes variations du fond pour de courtes périodes de temps et suggèrent la réalisation d'une mesure systématique de la position du capteur toutes les 200, 400 ou 800s. Celle-ci pourrait également rendre compte de la quantité de sédiments déposés ou enlevés. La relation transport - bilan sédimentaire pourrait alors être appréhendée.

#### 2b - Plages réfléchives.

Les travaux de références sont ceux de Hughes et collaborateurs (Hughes, 1992 ; Hughes *et al.*, 1997a,b ; Masselink et Hughes, 1998). Le transport s'effectue principalement par charriage et en conditions de « *sheet flow* ». La quantité de sédiments collectés à l'aide de pièges est fonction de la vitesse moyenne au cube. Cependant, les vitesses de l'uprush et celles du backwash ne sont pas les seules responsables du déplacement de sédiments. Leurs durées respectives doivent aussi être prises en compte.

L'effondrement du bore à l'entrée de la zone de swash influence fortement le transport sédimentaire (Hughes, 1997b ; Puleo *et al.*, 2000). Il induit de la turbulence et génère un déplacement horizontal de sédiments, fortement développé pendant le jet de rive (Petti and Longo, 2000, 2001). Le transport sédimentaire pendant le backwash est directement lié à sa durée et à la profondeur d'eau (Puleo *et al.*, 2000).

#### 2c - Synthèse

Dans le cas des plages réfléchives, le bore s'effondre directement à l'entrée de la zone de swash ce qui génère une forte turbulence. Le sédiment est ensuite transporté principalement par charriage dans la zone de swash où il peut soit se déposer soit être évacué. La turbulence des plages dissipatives est moins importante. Le sédiment se déplace en suspension. Quelle que soit le type de plage, une importante quantité de sédiment se déplace dans la couche mobile en début et fin de chaque cycle de swash. **Les techniques de mesure utilisées à l'heure actuelle ne permettent pas une estimation fiable des volumes sédimentaires mis en jeu.**

### 3 - Processus d'infiltrations/exfiltrations dans la zone de swash

Nielsen (1992) et Hughes (1997b) estiment que les mécanismes complexes d'infiltration et d'exfiltration dans la zone de swash sont primordiaux pour déterminer la quantité de sédiments transportés pendant un cycle uprush-backwash. Une étude poussée des processus d'infiltration/exfiltration menée par Butt *et al.* (2001) évalue leur influence nette sur le transport sédimentaire à 10,5% pour l'uprush et 4,5 % pour le backwash lors d'un seul cycle de swash. Ces résultats concernent une plage dont le sédiment a une médiane de 0,24 mm. Turner (1995) fournit une description de ces processus qui est par la suite reprise par Butt *et al.* (2001), Horn *et al.* (1998) et Hughes (1997b). Les infiltrations/exfiltrations se produisent à deux échelles différentes. Une échelle « macroscopique » qui implique principalement les variations de position du toit de la nappe phréatique. Une deuxième échelle, plus petite, « mésoscopique » celle du cycle de swash

#### 3a - Infiltrations et exfiltrations de l'eau de la nappe phréatique

Les travaux de Grant (1946, 1948), Emery et Foster (1948) et Duncan, (1964) ont établi que l'affleurement de la nappe phréatique sur une plage occasionne un écoulement d'eau qui augmente le volume de la nappe de retrait. Les vitesses des langues de backwash augmentent donc, elles deviennent alors plus efficaces pour emporter le matériel. Le ruissellement de

l'eau de la nappe peut également engendrer une fluidisation du sédiment qui devient alors plus facilement mobilisable par le swash.

Duncan (1964) propose un modèle conceptuel de variation du profil de plage en fonction de la position de la nappe. Ce modèle sera repris dans la synthèse sur la morphodynamique de la zone de swash.

### 3b - Infiltration et exfiltrations de l'eau des lames de swash

Quatre différents mécanismes liés aux infiltrations/exfiltration peuvent être identifiés et sont repris ci-dessous.

#### ➤ Addition ou perte d'un certain volume d'eau.

Ce premier processus modifie l'asymétrie du cycle uprush-backwash. L'infiltration d'une partie du jet de rive induit une réduction du volume de la langue de backwash ce qui génère un transport sédimentaire net vers la côte et accentue la pente de la zone de swash. Inversement, l'exfiltration de l'eau hors de la plage augmente le volume de la langue de backwash et favorise un transport sédimentaire net vers le large (figure 24).

#### ➤ Réduction/augmentation de la couche limite

L'épaisseur de la couche limite est réduite par infiltration et augmentée par l'exfiltration (Conley et Inman, 1994). Pendant l'infiltration, les vortex turbulents restent à proximité du fond et favorisent potentiellement le transport sédimentaire. Inversement, pendant l'exfiltration, les vortex turbulents sont déplacés par l'arrivée de l'eau et éloignés du fond sableux ; le transport sédimentaire est potentiellement amoindri (figure 25).

#### ➤ Stabilisation/déstabilisation du sédiment

L'infiltration de la langue de swash pendant l'uprush produit sur les couches superficielles du sédiment un gradient de pression dirigé vers le bas, ce qui accentue le poids effectif du sédiment (Butt *et al.*, 2001 ; Turner et Masselink, 1998) ; le fond sableux est stabilisé. A l'inverse, l'exfiltration de l'eau en dehors du sédiment pendant le backwash diminue le poids effectif et déstabilise le fond ; le transport sédimentaire est donc favorisé.

#### ➤ Variation de la pression interstitielle dans le sédiment.

Horn *et al.* (1998) observent une dépendance de la pression interstitielle des sédiments de sub-surface aux variations d'épaisseur de la tranche d'eau des langues de swash. Lorsque le jet de rive progresse sur le sable, la pression de l'eau se propage rapidement à l'intérieur des couches superficielles de sédiments. Après la renverse, l'épaisseur de la tranche d'eau diminue impliquant une diminution de la pression interstitielle. Une force agissant verticalement vers le haut en résulte juste en dessous de la surface induisant une expulsion de l'eau contenue dans les couches superficielles du sédiment. Cette expulsion est parfois observable lorsqu'un observateur se tient dans la zone de swash puis s'en écarte. L'empreinte qu'il laisse dans le sol est alors souvent poinçonnée par de petits « geysers » qui marquent l'expulsion du fluide. Ce processus engendre de rapides sorties d'eau qui peuvent être suffisantes pour induire une fluidisation des grains de sable en surface. Le sédiment est alors disponible pour être transporté soit vers le haut de plage par l'uprush, soit vers le bas de plage par le backwash. Baird et collaborateurs (Baird et Horn, 1996 ; Baird *et al.*, 1998) confirment d'après leur modèle que la fluidisation est possible particulièrement en fin de backwash.

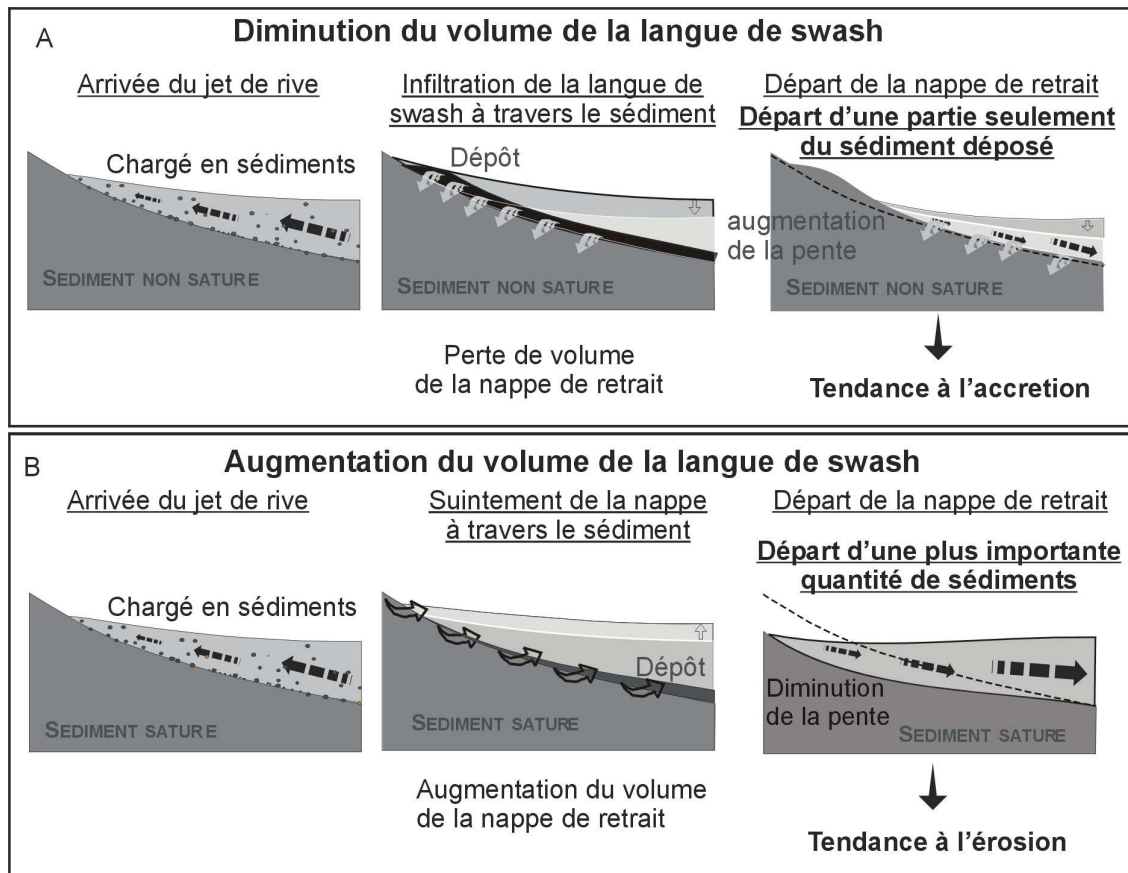


figure 24 - Influence d'un changement de volume de la langue de swash sur le transport sédimentaire. A : Dans le cas d'une diminution de volume, B : Dans le cas d'une augmentation du volume.

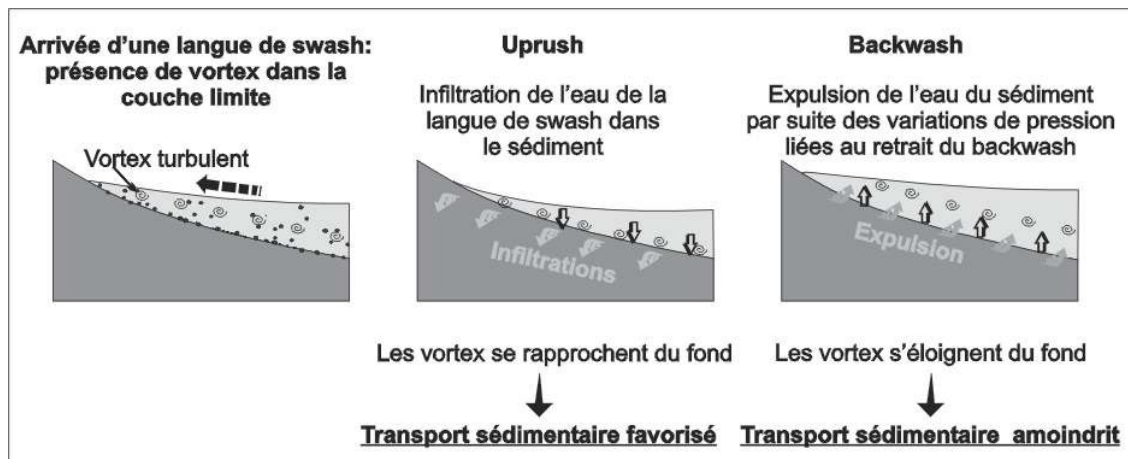


figure 25 - Influence de la modification de la couche limite sur le transport sédimentaire (modifié d'après Butt et al., 2001).

Un conflit évident existe entre les effets liés à l'infiltration/exfiltration sur le transport sédimentaire. Les différents processus sont antagonistes et certains processus doivent avoir un rôle dominant par rapport aux autres. Butt *et al.* (2001) observent pendant l'uprush et le backwash, que les effets de stabilisation/déstabilisation dominent et influencent le transport sédimentaire. A l'inverse, Turner et Masselink (1998) décrivent la prépondérance des effets de modification de la couche limite sur le transport sédimentaire. Butt *et al.* (2001) expliquent



cette divergence par la différence de granulométrie des plages expérimentées. La médiane (D50) était de 0,24 mm dans l'étude de Butt *et al.* (2001) et de 0,5 mm dans celle de Turner et Masselink (1998). Butt *et al.* (2001) poursuivent en démontrant que l'influence de l'un ou l'autre des processus dépend d'une valeur seuil située autour de 0,5 mm. La stabilisation/déstabilisation domine lorsque la médiane du sable de plage est inférieure à ce seuil et les effets de modification de l'épaisseur de la couche limite sont prépondérants lorsque la médiane est supérieure. Ainsi, la granulométrie détermine les processus dominants et ceux dont le rôle n'est pas significatif. La valeur de ce seuil est incertaine et demande une standardisation des méthodes de mesures et de calculs avant qu'une valeur fiable ne soit trouvée. Le rôle potentiel de la pente n'a pas été évoquée par Butt *et al.* (2001). La différence de morphologie entre les deux sites étudiés, respectivement  $\tan \beta = 0,0143$  et 0,07 (Butt *et al.*, 2001 ; Turner et Masselink, 1998), peut éventuellement contribuer à la différence de comportement des deux plages.

#### 4 - Synthèse sur le transport sédimentaire de la zone de swash

Contrairement au transport sédimentaire observé en dehors de la zone de swash, la vitesse du fluide n'est pas le seul moteur de déplacement du sédiment. Celui-ci est fortement influencé par la nature cyclique du swash. Les durées de l'uprush et du backwash conditionnent le temps d'action du fluide sur le sédiment. Leur différence d'amplitude influence le transport sédimentaire résiduel, induit également un décalage de phase entre la concentration et la vitesse et produit des interactions entre deux cycles de swash successifs. Ceci a pour conséquence de générer une forte turbulence et de transformer la pente de la plage. Chacun de ces processus modifie le transport sédimentaire. Ces observations sont primordiales, notamment pour la modélisation du swash ; il n'est pas possible d'utiliser un spectre de houle monochromatique pour représenter correctement les processus actifs de la zone de swash.

Bien que les différents effets de l'infiltration/exfiltration de l'eau soient antagonistes, **le rôle de la perméabilité du sédiment est largement démontré, mais des études plus poussées demeurent encore nécessaires**. Elles permettraient notamment de déterminer dans quelles conditions l'un ou l'autre des processus domine ; elles devraient également préciser le rôle de la granulométrie.

Le sédiment se déplace principalement dans la couche mobile, alors que les vitesses sont particulièrement élevées. Les techniques de mesure du transport sédimentaire dans ces conditions induisent des erreurs non négligeables ; les concentrations relevées doivent être utilisées avec prudence. Par ailleurs, aucune étude n'a tenté de corréler les volumes de sédiments mesurés avec un bilan sédimentaire volumétrique de la zone de swash pour **déterminer la quantité réelle de sédiments déposés**.

## C - BILAN DES CONNAISSANCES SUR LA MORPHODYNAMIQUE DE LA ZONE DE SWASH

### 1 - Constat des évolutions morphologiques

Les variations morphologiques de la zone de swash ont fait l'objet de peu d'étude jusqu' à présent (Duncan, 1964 ; Waddell 1976 ; Sallenger and Richmond, 1984 ; Eliot and Clarke, 1988 ; Nordstrom and Jackson 1990 ; Holland and Puleo, 2001). Quelques points forts émergent cependant de ces différents articles.

#### *1a - Modèle de Duncan*

Duncan (1964) propose le premier modèle conceptuel du comportement morphologique de la zone de swash. Il est basé principalement sur la réaction de la plage lorsqu'elle est influencée par la perméabilité et soumise aux variations du niveau de la nappe phréatique induite par les fluctuations tidales. La plage évoluerait selon Duncan avec une cyclicité calquée sur le cycle tidal. Le principe est repris schématiquement sur la figure 26. Cette évolution est confirmée par Eliot et Clarke (1988), mais est remise en question par Strahler (1966) qui observe les variations morphologiques d'une plage à forte perméabilité au cours d'un cycle tidal. Il constate une faible, voire aucune accrétion en début de marée montante. **Des mesures sur des plages aux caractéristiques différentes semblent indispensables afin de connaître dans quels cas le modèle de Duncan est valide.**

#### *1b - Micro-oscillations du profil*

Waddell (1976), Sallenger et Richmond (1984), Nordstrom et Jackson (1990) observent dans chacune de leurs études des micro-oscillations de la topographie de la plage (figure 27 à figure 29). Leurs amplitudes sont centimétriques à pluri-centimétriques avec des variations maximales se produisant à proximité de la zone de surf interne. Leur période varie de 40 s (Waddell, 1976) à une dizaine de minutes (Sallenger et Richmond, 1984 ; Nordstrom et Jackson, 1990). Waddell (1976) et Nordstrom et Jackson (1990) attribuent la formation de ces oscillations aux fluctuations de la nappe phréatique soumise aux langues de swash. La plage agit comme un filtre passe-bas ce qui engendre une zone dont la saturation varie avec une fréquence plus basse que celle du swash. Lorsque cette zone n'est pas saturée en eau, le sable déposé est distribué vers le haut de plage. Inversement, quand cette zone est saturée, le sédiment préalablement déposé est érodé. La succession d'accrétion et d'érosion explique selon Waddell les micro-oscillations topographiques relevées. Aucune des deux études ne présente cependant les fluctuations de la nappe phréatique en question. Les micro-oscillations de Sallenger et Richmond (1984) se déplacent de manière très régulière vers le haut de plage mais aucune hypothèse n'a été avancée concernant leur mode de formation.

#### *1c - Présence de barres de swash qui migrent vers le haut de plage*

La zone de swash de bas de plage et de haute plage présente régulièrement une barre nommée barre de swash (figure 30). Les conditions de formation de cette structure sédimentaire sont néanmoins peu connues, le nombre d'études qui leur est consacré étant très limité. Ces structures constituent pourtant un stock sédimentaire non négligeable qui transite sur les plages transversalement pour finalement venir engraisser la plage à proximité du trait de côte. Kroon (1994) observe la formation et la migration de barres de swash en domaine microtidal. Il attribue les changements morphologiques de ces barres à l'amplitude des vagues incidentes et à la hauteur d'eau maximale atteinte à marée haute. Cependant, les migrations qu'il observe ont uniquement été mesurées d'une marée basse à la suivante ; aucun suivi morphologique

pendant le cycle tidal n'a été réalisé. Par ailleurs, les **conditions hydrodynamiques responsables de la formation de ces formes sédimentaires caractéristiques de la zone de swash, n'ont jusqu'à présent pas été investiguées.**

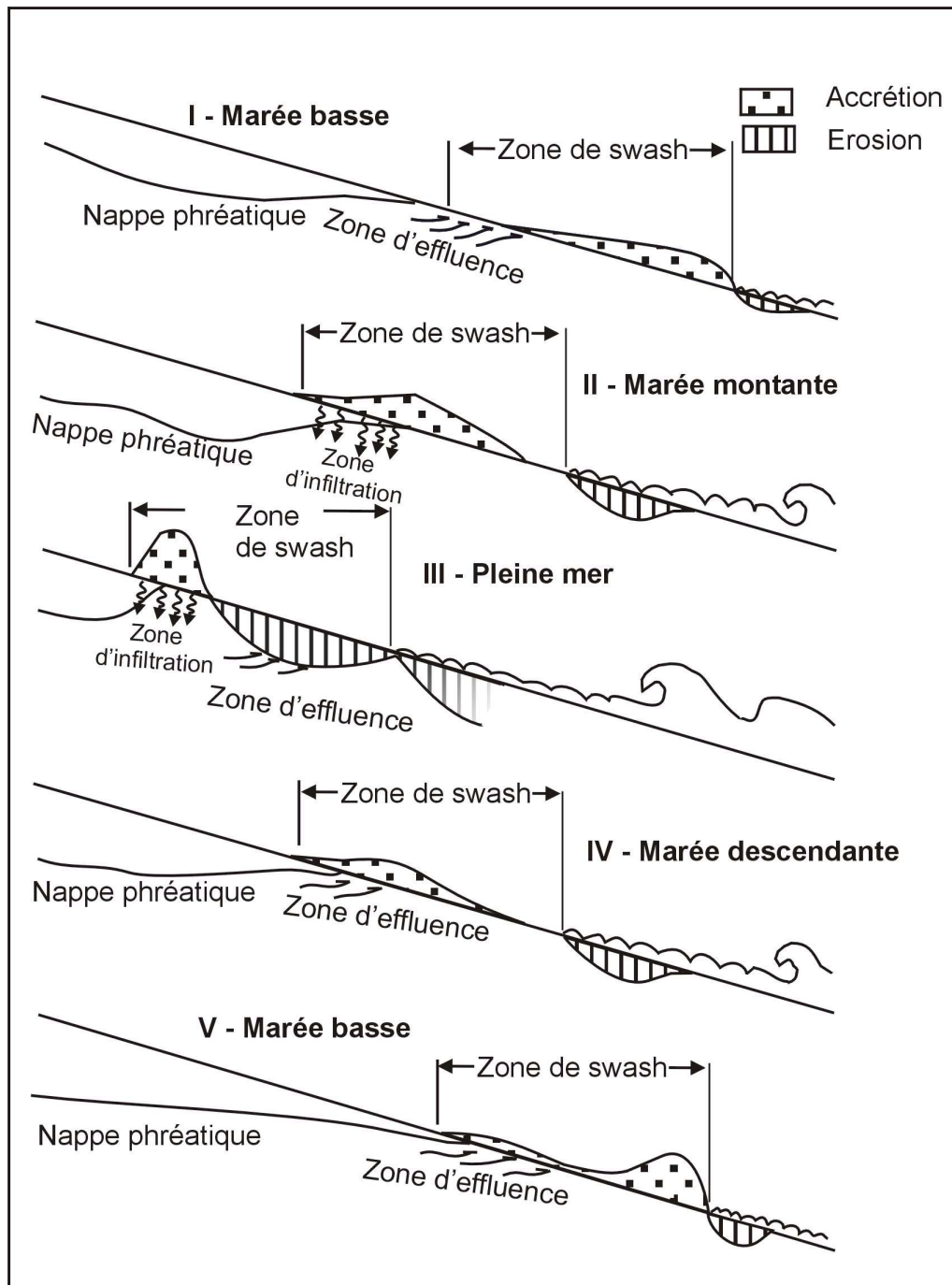


figure 26 - Profils généralisés de la distribution sédimentaire dans la zone de swash à différents stades d'un cycle tidal semi-diurne d'une marée basse à la marée basse suivante. Duncan (1964).

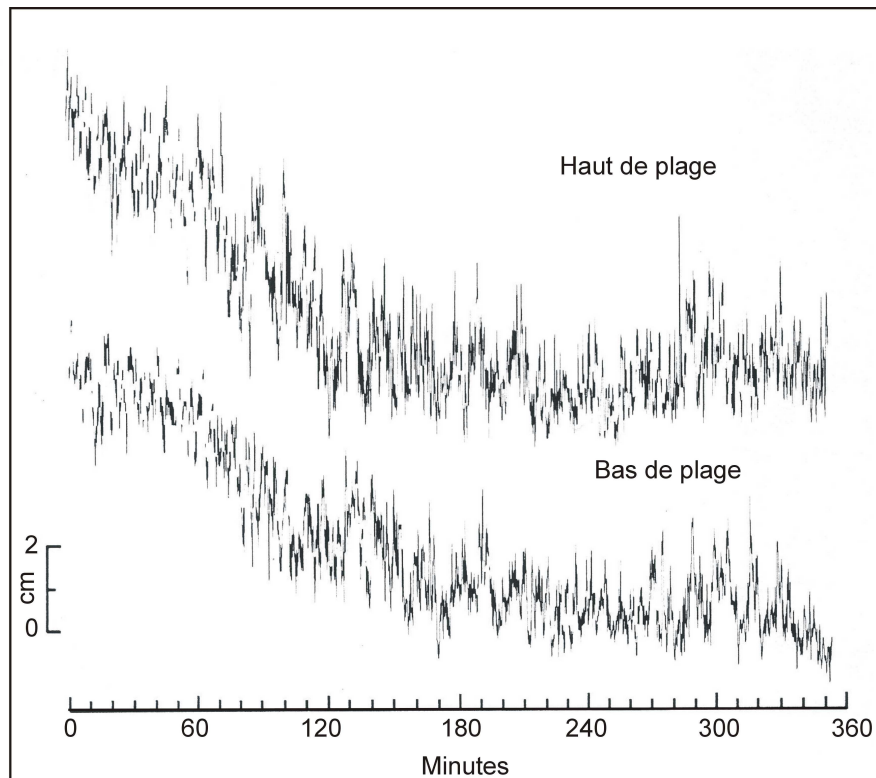


figure 27 - Fluctuations du fond sableux mesurées dans la zone de swash en haute et basse plage. (Waddell, 1976).

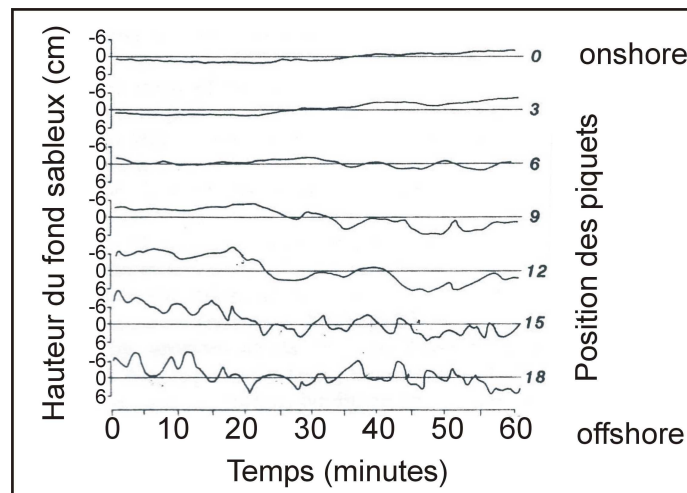


figure 28 - Fluctuations du fond sableux mesurées dans la zone de swash sur une série de piquets positionnés en ligne perpendiculairement à la ligne de rivage. D'après Sallenger et Richmond (1984).

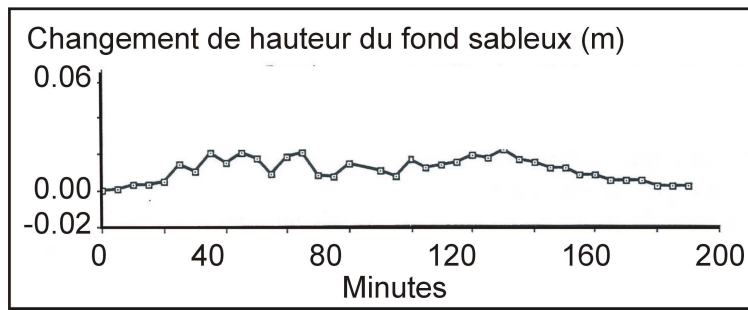


figure 29 - Changements de hauteur du fond sableux mesurés dans la zone de swash. D'après Nordstrom et Jackson (1990).



figure 30 - Barre de swash sur le haut de plage d'Omaha.

#### 1d - Synthèse

La morphologie de la zone de swash semble changer rapidement et de manière significative. Néanmoins, les études réalisées dans ce domaine sont peu nombreuses, et nos connaissances restent limitées, particulièrement en présence de barres de swash. Il est à l'heure actuelle impossible de prédire quantitativement ou qualitativement quelque évolution topographique que ce soit dans un environnement donné. **Certains paramètres influençant cette zone ont été identifiés et leurs rôles respectifs demandent à être analysés en détail.**

## 2 - Les facteurs morphodynamiques de la zone de swash

Le terme morphodynamique fut introduit dans la littérature côtière par Wright et Thom (1977) (Short, 1999) et signifie : « Ajustement mutuel de la topographie et de la dynamique des fluides entraînant un transport sédimentaire<sup>5</sup> ». Cette définition rend bien compte de la complexité des processus côtiers qui interagissent entre-eux. Les trois facteurs impliqués dans la morphodynamique de la zone de swash sont : l'hydrodynamique, la pente et les caractéristiques granulométriques de la plage (Duncan, 1964). Les différents rôles joués par chacun de ces éléments sont détaillés ci-après.

<sup>5</sup> “Mutual adjustment of topography and fluid dynamics involving sediment transport”

## 2a - Rôle des conditions hydrodynamiques

La relation qui existe entre la pente des plages et les conditions hydrodynamiques a été observée dès les premières études sur la morphologie des plages. Johnson (1919) introduit le concept de profil de plage à l'équilibre. Il définit qu'en chaque point du profil, la plage possède la pente nécessaire pour permettre à la quantité d'énergie des vagues de s'y développer et ainsi disposer d'un volume de sédiments mobilisable de taille adéquate. Lorsque le transport vers le large domine, la plage devient moins pentue. Dans le cas où le transport est majoritairement orienté vers la côte, la pente augmente.

Ainsi, les caractéristiques hydrodynamiques modifient la morphologie des plages qui deviennent moins pentues lorsque les brisants sont hauts (Sunamura, 1988 ; Kriebel, 1991), les vagues sont cambrées (H/L important) (King, 1972), et que leur période décroît (Sunamura, 1988 ; Kriebel, 1991). Par conséquent, en période de tempête, la pente a tendance à s'adoucir. Elle semble également s'adapter de manière à minimiser la différence entre la durée du cycle uprush-backwash et la période de la houle incidente (Holland and Puleo, 2001) (figure 31). Si la durée du swash est supérieure à la période de la houle incidente, une collision se produit entre la nappe de retrait et le jet de rive suivant. Le sédiment transporté par le backwash se dépose avant d'arriver en limite inférieure de la zone de swash. La pente augmente. La durée du cycle de swash diminue. Inversement, lorsque la durée du cycle de swash est inférieure à la période de la houle incidente, aucune collision ne se produit, le sédiment transporté par la langue de backwash peut être déposé offshore. Le profil est érodé, il devient moins pentu. La durée des cycles de swash s'allonge. Ce mécanisme a pour conséquence directe la formation d'une pente en équilibre avec les conditions hydrodynamiques.

Il faut cependant préciser que le rôle du cycle tidal n'est pas mentionné dans cette étude. La notion de pente à l'équilibre avec des conditions hydrodynamiques est alors un peu ambiguë dans la mesure où la masse d'eau se déplace au cours du temps. De plus, la notion d'érosion avec diminution de la pente et accrétion avec augmentation de l'inclinaison de la plage tel que présenté par Holland and Puleo (2001) peut être sujet à discussion. En effet, selon la localisation du dépôt ou de l'érosion du matériel, la pente de la plage peut se comporter différemment (figure 32).

Les caractéristiques mêmes des vitesses-types lors d'un cycle de swash favorisent naturellement l'augmentation de la pente de la plage : Pendant l'uprush, la vitesse initiale est maximale, puis diminue et enfin devient nulle. A l'inverse, la vitesse du backwash accélère dans le temps et vers le bas de plage. Dans les deux cas, le cisaillement induit par le déplacement des langues de swash est maximal en bas de zone de swash et diminue progressivement vers le haut de plage. L'érosion est de ce fait plus forte en bas qu'en haut de zone de swash. La pente augmente lorsqu'elle est soumise au swash et les vitesses sont élevées.

Cette tendance naturelle est contrebalancée par trois processus :

Tout d'abord, le swash n'est pas monochromatique. La zone érodée varie au cours du temps. Un emplacement donné se trouve successivement dans la zone érodable puis dans la zone non-érodable.

En second lieu, les langues de swash ne possèdent pas seulement une aptitude à éroder. Elles déposent également les sédiments trop gros pour être déplacés par le fluide.

Enfin, le transport sédimentaire pendant l'uprush est fortement lié à la turbulence générée par l'effondrement des bores (Puleo *et al.*, 2000).

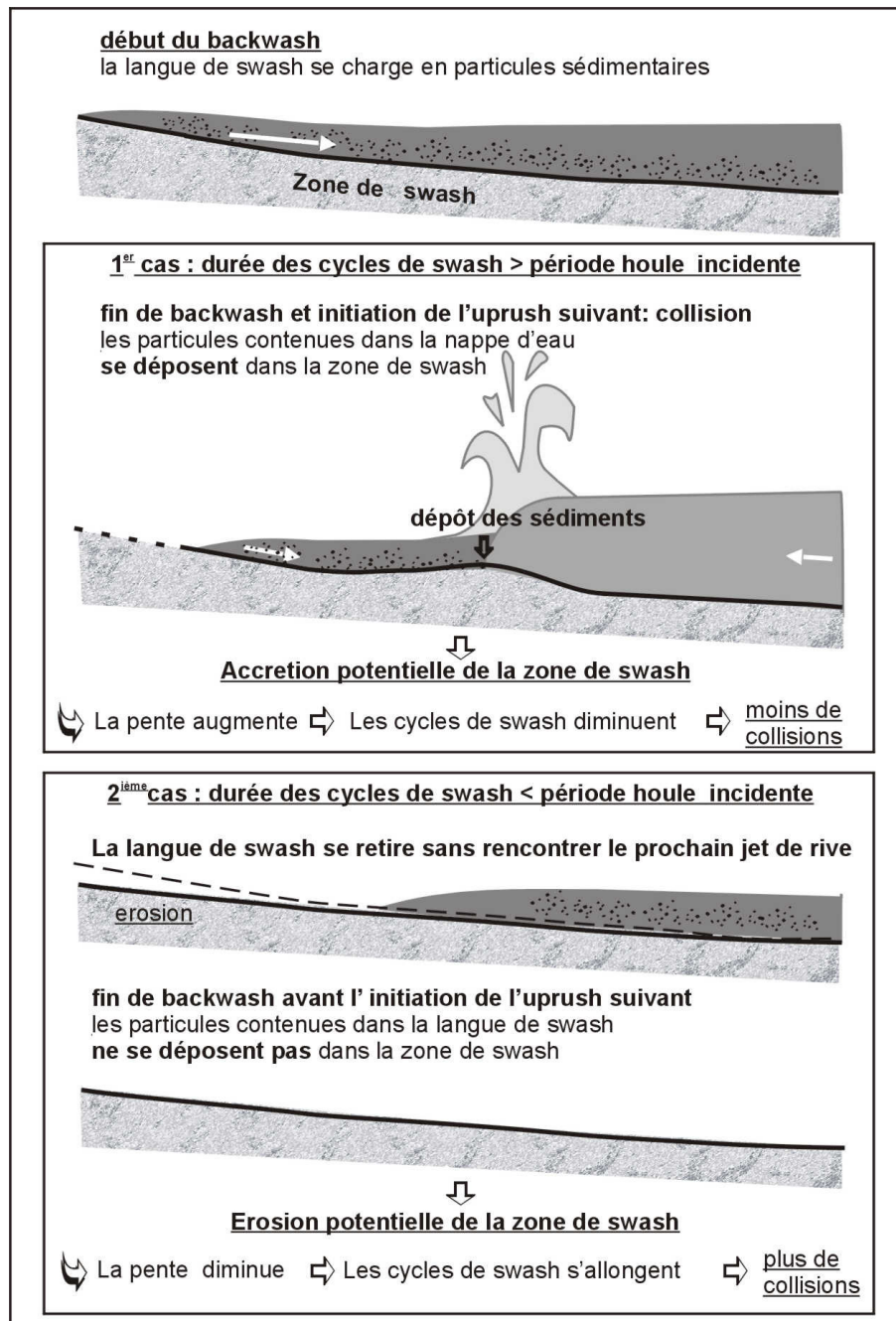


figure 31 - Rôle des collisions entre langues de swash successives sur le transport sédimentaire.

Plutôt que de considérer la plage comme un état d'équilibre, elle peut être considérée comme la résiduelle d'une suite de conflits entre les processus qui érodent et ceux qui apportent du sédiment. **L'état de la plage à marée basse devient ainsi la résultante des dernières modifications morphologiques causées par les processus de swash. Il est par conséquent important de connaître de quelles manières et en quelles proportions ces facteurs influencent la pente de la plage.** Aucune étude n'a jusqu'à maintenant été menée dans ce but. La plupart d'entre elles se contentent d'obtenir le profil de plage à marée basse, d'enregistrer les conditions hydrodynamiques au cours du cycle tidal, puis de mesurer à nouveau le profil de plage à la marée basse suivante. La connaissance de l'évolution de la pente au cours du cycle tidal est ainsi très limitée.

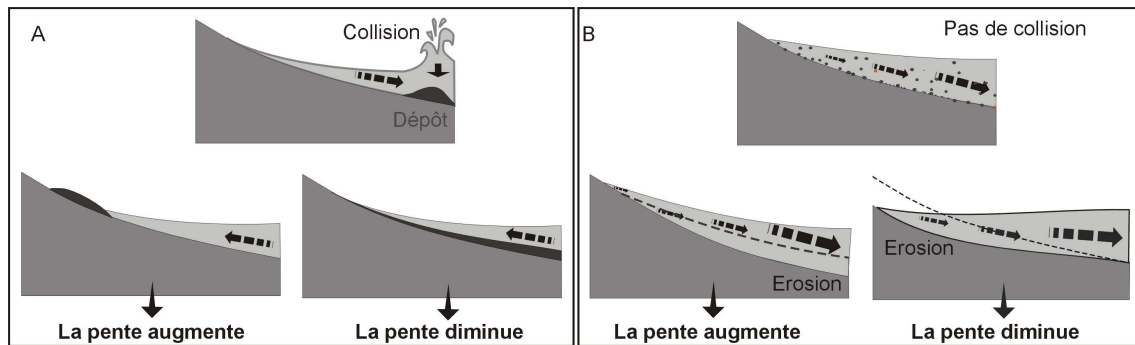


figure 32 – Modifications antagonistes de la pente de plage suite à un apport ou à un départ de sédiments.

## 2b - Rôle des caractéristiques granulométriques

Trois caractéristiques principales interviennent dans le comportement morphodynamique de la zone de swash: la taille, le classement des sédiments et la perméabilité de la plage.

### ➤ Taille du sédiment.

Dans le concept de plage à l'équilibre, la taille des sédiments sur une plage est dépendante à la fois de la pente et des conditions hydrodynamiques. Il existe de nombreuses preuves de terrain qui suggèrent qu'un sédiment d'une taille particulière se déplace le long du profil jusqu'à atteindre une position pour laquelle il est en équilibre avec les vagues et le courant (Horn, 1992). La plupart des observations indiquent que le sédiment grossier est caractéristique des plages à pente forte et le sédiment plus fin typique des plages faiblement pentues. Le profil typiquement concave des plages naturelles va de pair avec un gradient de taille du sédiment depuis le plus fin en bas de plage au plus grossier en haut de plage<sup>6</sup>.

Le seuil de déplacement  $\tau_{cr}$  peut être calculé au moyen du paramètre critique de Shield  $\theta_{cr}$ , (1936):

$$\tau_{cr} = \theta_{cr} g (\rho_s - \rho) d \quad \text{avec}$$

- d, le diamètre des grains,
- $\rho$ , la densité de l'eau de mer ( $1027 \text{ kg.m}^{-3}$ ),
- $\rho_s$ , la masse spécifique des grains ( $2650 \text{ kg.m}^{-3}$ ),
- g, accélération de la gravité ( $9,81 \text{ m.s}^{-2}$ ).

$$\theta_{cr} = \frac{0.30}{1 + 1.2 D_*} + 0.055 [1 - \exp(-0.020 D_*)]$$

avec  $D_*$ , la taille adimensionnelle des grains,

(Soulsby and Whitehouse, 1997)

$$D_* = \left[ \frac{g(s-1)}{\nu^2} \right]^{1/3} d \quad \text{avec}$$

- $s = \rho_s / \rho$ ,
- $\nu$  est la viscosité cinématique ( $1,36 \cdot 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$ ).

<sup>6</sup> La nature des sédiments peut néanmoins générer des tailles de grains très différentes dans un cadre hydrodynamique donné.



### ➤ Classement

Le sédiment des plages est le plus souvent correctement classé. A proximité d'embouchures d'estuaires, de caps rocheux ou selon le contexte géologique régional, des plages à sédiments mixtes peuvent cependant être observées. Dans ce cas, la fraction de sédiments fins est soit facilement déplacée du fait de leur petite taille, soit au contraire bloquée sur place entre les sédiments grossiers.

### ➤ Porosité et perméabilité <sup>7</sup>

La porosité et la perméabilité dépendent de la taille des sédiments, de leur classement (Krumbein et Monk, 1942) et de l'arrangement des grains entre eux. La présence de sable vacuolaire ou alvéolaire sur les portions de plages en accrétion par exemple, augmente très largement la porosité et la perméabilité du sédiment. La perméabilité peut être calculée ou mesurée au perméamètre. Les différentes formules disponibles dans la littérature sont reprises ci-dessous:

- L'équation de Krumbein et Monk, 1942 est actuellement la plus utilisée (Baird and Horn, 1996 ; Baird *et al.*, 1998 ; Turner, 1993, 1995 ; Turner and Masselink, 1998),:

$$K = \frac{g}{\nu} 760 d^2 \exp(1,31\sigma) \times 0,987 \times 10^{-12} \quad \text{avec}$$

- K, la perméabilité en m/s,
- g, l'accélération due à la gravité,
- $\nu$ , la viscosité cinématique de l'eau (m<sup>2</sup>/s),
- d, le diamètre moyen du sédiment en mm,
- $\sigma$  le classement du sédiment (en unité phi).

- L'équation de Bear (1972) :

$$K = \left( \frac{\rho g}{\mu} \right) \frac{n^3}{(n-1)^2} \left( \frac{d^2}{180} \right) \quad \text{avec}$$

- $\rho$ , la densité de l'eau,
- $\mu$ , la viscosité dynamique,
- g, l'accélération due à la gravité,
- n, la porosité,
- d, la taille des sédiments.

---

<sup>7</sup> **La porosité drainable (Specific yield ou drainable porosity)** d'une nappe aquifère non confinée a été définie (Freeze and Cherry, 1979) comme le volume d'eau libéré par unité de section transversale et unité de diminution de hauteur du toit de la nappe. Par exemple, pour une porosité de 0,3, l'infiltration de 1 cm<sup>3</sup> d'eau sur une section de 1 cm<sup>2</sup> a pour conséquence une augmentation du niveau supérieur du toit de la nappe de 3,3 cm (Gillham, 1984). Elle correspond approximativement à la différence entre le volume d'eau saturée et la capacité d'absorption du milieu.

**La porosité (porosity)** est la propriété d'un corps ou d'un milieu, de comporter des vides, interconnectés ou non. Elle est exprimée quantitativement par le rapport du volume des vides au volume total du milieu. Elle équivaut à la teneur en eau volumique du milieu saturé (dans Castany et Margat, 1977). Dans le cas d'une nappe phréatique de plage sableuse ou à graviers, la surface des grains forme des « microfractures » sur lesquelles l'eau peut s'écouler plus ou moins facilement. La porosité est alors assimilable à la porosité drainable puisque très peu de pores sont véritablement isolés. Plus les grains sont gros, plus la surface et les cavités entre les grains sont importantes et donc plus la perméabilité est importante.

**La perméabilité (permeability) ou conductivité hydraulique** est l'aptitude d'un milieu à se laisser traverser par un fluide sous l'effet d'un gradient potentiel (Castany et Margat, 1977).

- Enfin, Soulsby (1997) relève dans la littérature différentes formules, toutes sous la forme :

$$K = \frac{g}{\nu} * \frac{\varepsilon^A d^2}{B(1 - \varepsilon)^C} \quad \text{avec}$$

- g, étant l'accélération due à la gravité,
- $\nu$ , la viscosité cinématique,
- $\varepsilon$ , la porosité,
- A, B, C des constantes variant respectivement de 2 à 4,7, de 19,8 à 1000 et de 1 à 3.

Seule la formule de Krumbein et Monk (1942) (in Turner, 1993) tient compte du classement du sédiment et non de la porosité qui est délicate à quantifier. La valeur la plus souvent utilisée est de 0,3 (Turner, 1993). D'après Soulsby (tableau 4), cette valeur correspond à un sédiment mixte compact ce qui n'est pas le cas des plages étudiées par Turner. Atherton *et al.* (2001) mesurent in situ la teneur en eau du sable au-dessus de la nappe phréatique et obtiennent une valeur l'ordre de 0,035 pour un sédiment dont le diamètre moyen des grains varie de 0,15 à 0,18 mm et le classement de 0,67 à 0,84. La porosité y est donc logiquement faible mais une différence de 850% telle que celle observée ne se justifie pas. **Compte tenu de ces écarts, l'utilisation de la formule de Krumbein et Monk (1942) (Turner, 1993) est la plus judicieuse.**

|                   | Bien classé | Moyennement classé | Sédiment mixte |
|-------------------|-------------|--------------------|----------------|
| Arrangement lâche | 0,46        | 0,43               | 0,38           |
| Arrangement moyen | 0,42        | 0,40               | 0,33           |
| Arrangement dense | 0,40        | 0,37               | 0,30           |

**tableau 4 - Porosité des plages sableuses naturelles ( Soulsby,1997).**

Les valeurs de perméabilité de Baird *et al.* (1998) obtenues par échantillonnage in situ et mesurées en laboratoire s'étalent de 0,036 à 1,179 cm/s. La forte dispersion des données n'est pas causée par des différences de granulométrie du sédiment puisque celui-ci est homogène et bien classé. L'arrangement des grains peut fortement contribuer à l'étalement de ces valeurs. Dans ce cas, le carottage du sable et son transport peuvent modifier les résultats et expliquer la différence entre la perméabilité moyenne qu'ils mesurent (0,225 cm/s) et celle qu'ils calculent par l'équation de Krumbein et Monk (1942) (Turner, 1993) (0,02cm/s). Bien que la perméabilité soit de toute évidence mal quantifiée, elle entre systématiquement dans les modèles de simulation du comportement de la nappe phréatique dans la zone de swash.

Le rôle de la porosité et de la perméabilité a été introduit par Grant (1948). Plus le sédiment est grossier ou sec, plus l'eau peut s'infiltrer et donc moins le backwash est érosif. Les plages à sédiments grossiers sont de ce fait plus pentues que celles à sédiments fins. La pente de la partie saturée de la plage est moins importante que celle de la zone non saturée (Gourlay, 1980 ; Quick, 1991 ; Turner, 1993, 1995). Ce principe est largement repris dans la littérature. Il fait l'objet d'une technique douce d'aménagement côtier qui consiste à pomper le niveau de la nappe phréatique pour favoriser l'infiltration du jet de rive et, par conséquent, l'engraissement de la plage. Turner et Leatherman (1997) fournissent une revue historique et critique de ce procédé. Bien que très prometteurs, les résultats semblent, selon ces auteurs, ne montrer aucun effet positif significatif sur l'accrétion des plages soumises au dispositif expérimental. Turner et Leatherman (1997) suggèrent qu'une meilleure compréhension des mécanismes physiques liant l'élévation de la nappe phréatique à l'érosion/accrétion du littoral est nécessaire avant d'optimiser cette technique. L'installation du procédé ECOPLAGE de

pompage de la nappe phréatique sur des plages d'Espagne (Delta de l'Ebre) et de France (aux Sables d'Olonnes) a permis une stabilisation de l'évolution avec une diminution des phénomènes érosifs (Serra, communication personnelle).

Une récente étude de Masselink et Li (2001) minimise le rôle de la perméabilité sur la pente de la plage. L'action des infiltrations du swash ne serait effective que dans le cas où plus de 2% du swash est infiltré. Ces conditions correspondent à une perméabilité de 1 cm/s et à une médiane ( $D_{50}$ ) supérieure à 1,5 mm pour un sédiment bien classé. Pour un diamètre supérieur, le transport vers le haut de plage est positivement corrélé avec la perméabilité. Pour un sédiment de diamètre inférieur, l'effet de la perméabilité serait négligeable. Ces conclusions indiqueraient donc que dans le cas des plages sableuses les plus courantes, c'est-à-dire avec une granulométrie comprise entre 0,16 à 1,25 mm, l'infiltration dans la zone de swash n'a aucune influence sur les variations morphologiques. Ces conclusions se basent sur des études numériques uniquement, utilisant un swash monochromatique de période 10s. La disponibilité des pores dépend d'une part, de la capacité du sédiment à évacuer l'eau, c'est-à-dire la perméabilité, d'autre part, du temps laissé au sédiment pour évacuer cette eau. La période des vagues joue donc un rôle primordial. Bien que les auteurs (Masselink et Li, 2001) admettent qu'un élargissement du spectre de houle augmenterait l'infiltration, aucune étude n'a été faite concernant l'influence de la période sur les infiltrations. De plus, les plages à sables fins ou moyens sont le plus souvent à caractère dissipatif. En conséquence, les vagues infragravitaires constituent une forte proportion du spectre d'énergie.

La perméabilité joue également un rôle important dans l'exfiltration de l'eau de la nappe phréatique. A marée descendante, elle conditionne le retard de l'abaissement du toit de la nappe par rapport à celui du niveau marin. La largeur de la zone d'écoulement ainsi créée dépend de ce facteur. La pente d'équilibre au-dessus du toit de la nappe est trois fois supérieure à celle de la zone d'écoulement dans le sable saturé (Turner, 1995). La pente de la plage est donc théoriquement plus importante en marée montante qu'en marée descendante. Cette remarque implique que le profil de la plage dans la zone de swash évolue tout au cours du cycle tidal. Malheureusement, la plupart des études sur cette zone ne prennent pas cela en considération.

**En résumé, le rôle des caractéristiques granulométriques sur la morphodynamique des plages n'est plus à démontrer. Cependant, de fortes incohérences demeurent dans l'étude de la perméabilité et de la porosité, d'autant plus que les valeurs utilisées rendent compte du sédiment de surface et non de celui situé plus en profondeur. Il serait judicieux de vérifier et d'étalonner les différentes méthodes de mesure et de calcul notamment dans le but d'intégrer des valeurs fiables dans les modèles numériques.**

## 2c - Rôle de la pente

La relation entre la morphologie de la plage et notamment son caractère dissipatif, intermédiaire, ou réfléchissant, les types de brisants et leurs conséquences en terme de morphodynamique a déjà été sommairement reprise dans ce travail et elle est largement décrite dans la littérature (Short, 1999). Cependant, les effets de la pente sur la morphodynamique de la zone de swash demandent à être détaillés.

### ➤ Conséquences des variations de pente sur le comportement hydrodynamique des langues de swash

La pente de la zone de swash détermine la capacité du jet de rive à s'étaler et à progresser sur le sable. Plus la pente est forte, moins la langue d'uprush peut se propager ; le backwash est

potentiellement énergétique. Cependant, la forte perméabilité de ce type de plages diminue son énergie par percolation de l'eau. Inversement, les plages dissipatives permettent à la langue de swash d'avancer loin sur le sable en s'amenuisant au fur et à mesure de son avancée ; le backwash repart avec une très faible énergie. Celle-ci a été dissipée par friction du jet de rive et non par infiltration, la perméabilité étant faible.

**Ainsi, la pente est un paramètre qui influence sans aucun doute la morphodynamique de la zone de swash mais sa forte interdépendance avec la vitesse et la granulométrie ne permet pas dans l'état actuel de nos connaissances de définir quel est le paramètre déterminant.**

➤ Conséquences des variations de pente sur le transport sédimentaire

Le poids d'un grain sur une plage pentue exerce une force qui possède une composante parallèle à la pente dirigée vers le bas et une composante perpendiculaire au fond. L'une et l'autre ont pour effet de diminuer le seuil de déplacement des grains. Ceci a pour conséquence directe l'augmentation du transport par charriage vers le bas de plage, particulièrement pour des vitesses juste au-dessus du seuil de déplacement (Damgaard *et al.*, 1997). Cependant, dans le cas d'un courant au-dessous du seuil de déplacement, si la pente est plus importante que l'angle de repos du sédiment, une avalanche de sédiments peut se produire. L'angle de repos est de l'ordre de  $32^\circ$  (Soulsby, 1997) et varie autour de cette valeur selon la taille, la forme, le classement et l'organisation des grains. Lorsque le courant se déplace vers le bas, l'avalanche peut se produire pour des pentes plus faibles (Peet *et al.*, 2001).

Le bas de la zone de swash peut présenter une marche (*step*). Elle est le plus fréquemment observée dans le cas de plages pentues à sédiments plutôt grossiers mais aussi, parfois, sur certaines plages à pentes douces et à sédiments fins (Greenwood and Daidson-Arnott, 1972 ; Short, 1979 ; Sunamura, 1989). Sa hauteur est de l'ordre de quelques centimètres à décimètres. L'angle de cette marche est généralement très légèrement inférieur à l'angle de repos du sédiment (Bauer and Allen, 1995). Elle est donc relativement stable lorsque les courants sont faibles mais peut facilement être détruite dès lors que la vitesse des courants augmente. Cette marche, présente un certain intérêt pour la zone de swash. Elle piège les sédiments lorsqu'elle est érosive (figure 33A), ou constitue un réservoir potentiel lorsqu'elle résulte d'une accrétion (figure 33C).

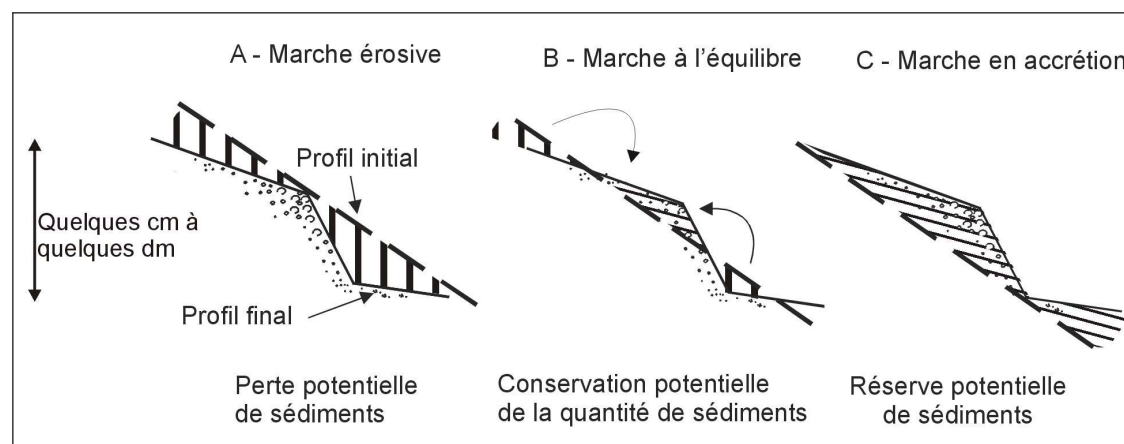


figure 33 - Schéma représentant la formation d'une marche sur un profil initialement rectiligne.

Daamgard *et al.* (2003) observent des variations de transport sédimentaire sur le fond sableux d'un canal soumis à un courant de vitesse variable et dont la pente peut être modifiée de  $+20^\circ$ , dans le sens du courant, à  $-20^\circ$ , dans le sens inverse. Ils notent que le transport sédimentaire

s'intensifie lorsque la pente augmente jusqu'à atteindre une valeur maximale. La valeur de cette pente optimale dépend de la vitesse du courant. Elle est de  $10^\circ$  pour des vitesses de 0,65 m/s. Une augmentation plus importante de la pente a pour conséquence une diminution du transport sédimentaire. Le transport maximal sur une pente est deux fois supérieur à celui sur un fond plat.

Les études utilisant une proportionnalité directe entre la pente et le transport sédimentaire ne sont pas valides (Daamgard *et al.*, 2003). Une relation étudiant l'interdépendance entre la pente et la vitesse doit être recherchée.

La pente influence aussi le développement de la zone d'écoulement (*seepage face*) (Turner, 1995). Plus la pente est faible, plus la zone d'écoulement est large, plus le sable est potentiellement remis en mouvement par les langues de swash successives.

## 2d - Synthèse sur la morphodynamique de la zone de swash

Un schéma synthétique représentant les relations entre chacun des paramètres impliqués dans la morphodynamique de la zone de swash est présenté figure 34. Cette représentation rend bien compte de la **complexité des processus du fait de leurs étroites et multiples connections. Il est alors particulièrement difficile de discriminer le rôle de chaque facteur. La zone de swash doit être étudiée dans sa globalité et non analysée processus par processus.**

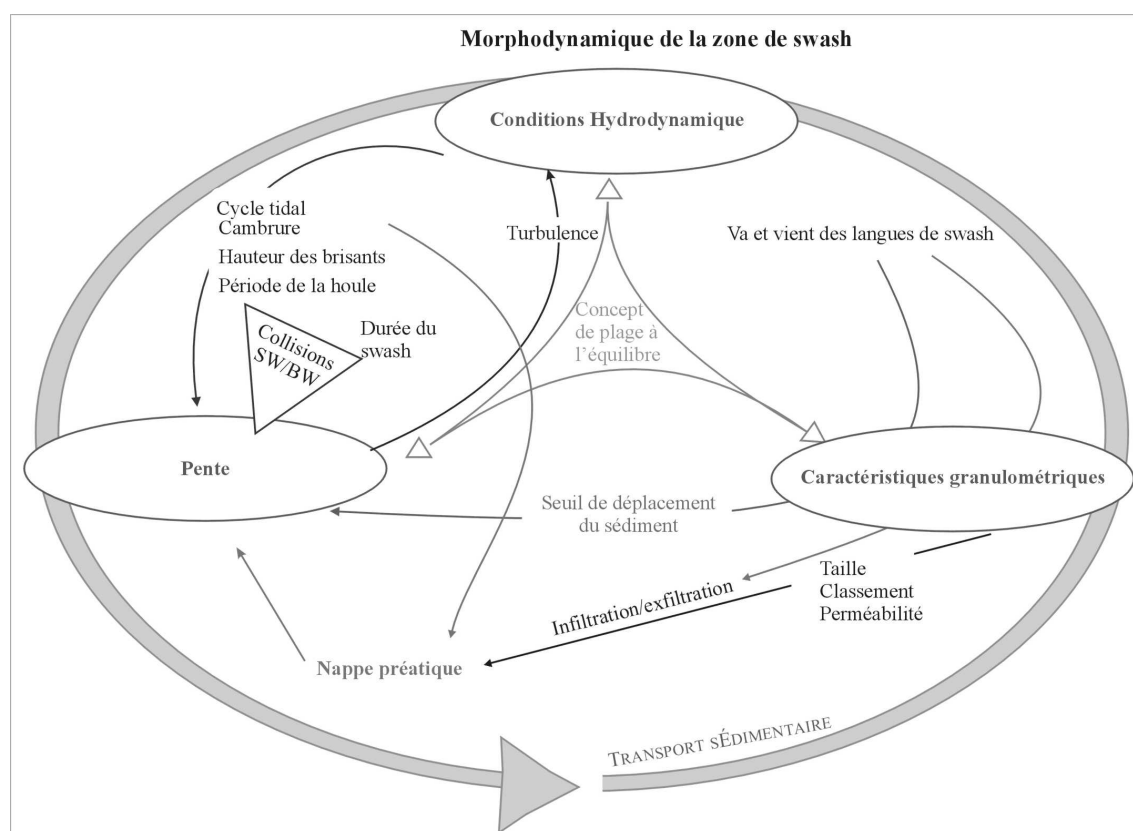


figure 34 - Synthèse des relations entre les facteurs impliqués dans la morphodynamique de la zone de swash.

## D - CONCLUSIONS

Les principales connaissances sur la zone de swash concernent principalement ses caractéristiques hydrodynamiques. **L'analyse des évolutions morphologiques a été négligée et tout particulièrement celles ayant lieu au cours des processus de swash.** La plupart des études utilisent uniquement les levés topographiques mesurés à marée basse. Rien n'indique cependant que l'évolution entre deux profils levés d'une basse mer à la suivante se soit faite de manière linéaire. La compréhension de la dynamique littorale repose sur la connaissance des conditions d'évolution topographique de toute la plage, y compris celle de la zone de swash, notamment quand ces processus sont actifs. L'objectif est d'associer à ces changements morphologiques, l'hydrodynamisme facteur d'évolution, et d'en déduire des lois de comportement.

Bon nombre de plages présentent des barres de haut ou de bas estrans interprétées comme des barres de swash. L'identification de ces formes repose principalement sur leur position sur l'estran ou leurs caractéristiques morphologiques. Leurs conditions de formation, de migration, et de destruction sont à l'heure actuelle mal identifiées. Elles sont pourtant particulièrement intéressantes dans la mesure où leur migration vers le haut de plage participe à l'engraissement de nos côtes, qui sont le plus souvent sujettes à l'érosion. Ainsi, l'état de nos connaissances ne nous permet pas de savoir si un seul processus, a priori le swash, en est à l'origine ou si elles peuvent être formées par d'autres mécanismes. Aucun suivi morphologique des barres pendant la durée d'action du swash n'a encore été réalisé et leur relation avec les processus de forçage n'est pas clairement déterminé. Il convient donc de démontrer **quels sont les processus responsables de la construction de ces barres en insistant sur le rôle du swash, a priori essentiel, mais dont l'influence par rapport à d'autres facteurs, reste méconnue.**

L'évaluation des transports sédimentaires est particulièrement difficile. Les techniques de mesure ne permettent pas de connaître avec certitude la quantité de sédiments véritablement en transit dans le jet de rive et dans la nappe de retrait. Ce problème est lié aux natures même du transport et des écoulements de la zone de swash. Connaître le sédiment présent dans la colonne d'eau fournit certes bon nombre de renseignements, notamment pour envisager des travaux de modélisation. Néanmoins, l'incertitude et les erreurs de mesure qui pèsent sur les résultats rendent leur utilisation délicate. **L'évaluation des volumes de sédiments effectivement déposés s'avère être une autre approche pour connaître le transport sédimentaire.** Le suivi à haute fréquence de l'évolution des fonds dans le swash peut permettre d'améliorer des mouvements sédimentaires sans instrumentation intrusive.

**Une base de données topographiques est ainsi nécessaire pour pousser plus loin les investigations sur la zone de swash. Ces mesures doivent être réalisées à haute fréquence au cours des processus de swash pendant plusieurs heures consécutives.** Cette information pallierait d'une part le manque de connaissances sur le comportement de la plage et d'autre part préciserait les conditions de formation des barres de swash. Elle permettrait de connaître la véritable quantité de sédiments mise en jeu pendant les processus hydrodynamiques et enfin comblerait le manque de données de terrain nécessaires pour l'élaboration des modèles numériques morphologiques.

Les facteurs agissant sur la morphologie de cette zone ont été identifiés mais ils sont généralement étudiés indépendamment les uns des autres. Cette approche présente deux faiblesses. D'une part, la zone de swash est une zone complexe où les paramètres morphodynamiques s'influencent mutuellement ; **il est alors difficile d'étudier uniquement le rôle de l'un d'entre eux sans prendre en considération l'évolution et le rôle joué par les autres.** D'autre part, en considérant la diversité morphologique, granulométrique et hydrodynamique des plages, les résultats des études réalisées sur chacun des paramètres de forçage dans un environnement donné ne sont pas nécessairement valables dans un autre milieu.

**Ainsi, les études topographiques doivent être complétées par une analyse de l'évolution des paramètres impliqués dans la morphodynamique de la zone de swash : hydrodynamisme, granulométrie et perméabilité. Pour ce faire, plusieurs sites de référence doivent être étudiés avec des caractéristiques très différentes de manière à couvrir un large éventail d'environnements. C'est sur ces bases qu'ont été choisis les sites d'expérimentation que nous avons étudiés.**

## DEUXIEME PARTIE :

### MÉTHODOLOGIE ET RÉSULTATS EXPÉRIMENTAUX

En l'état actuel de nos connaissances sur la zone de swash, quatre plages représentatives de nos côtes européennes ont été retenues pour accomplir notre étude (figure 35). Celle de Sète en France, a la particularité de ne pas subir de fluctuation tidale. La plage de Teignmouth au Royaume-uni présente une granulométrie hétérogène et grossière, caractéristique des plages à proximité de cap rocheux. La plage d'Egmond, aux Pays-Bas, en régime microtidal possède des barres qui migrent vers le haut de plage ; elles ont été identifiées comme des barres de swash, tout comme celles du haut de plage d'Omaha, en France, en régime macrotidal. Sur chacun de ces sites, les variations topographiques de la plage ont été mesurées à haute fréquence en même temps que les conditions hydrodynamiques, les variations de la position de la nappe phréatique et la détermination des caractéristiques granulométriques. Nous exposerons dans un premier temps la méthodologie retenue puis nous présenterons nos principaux résultats.

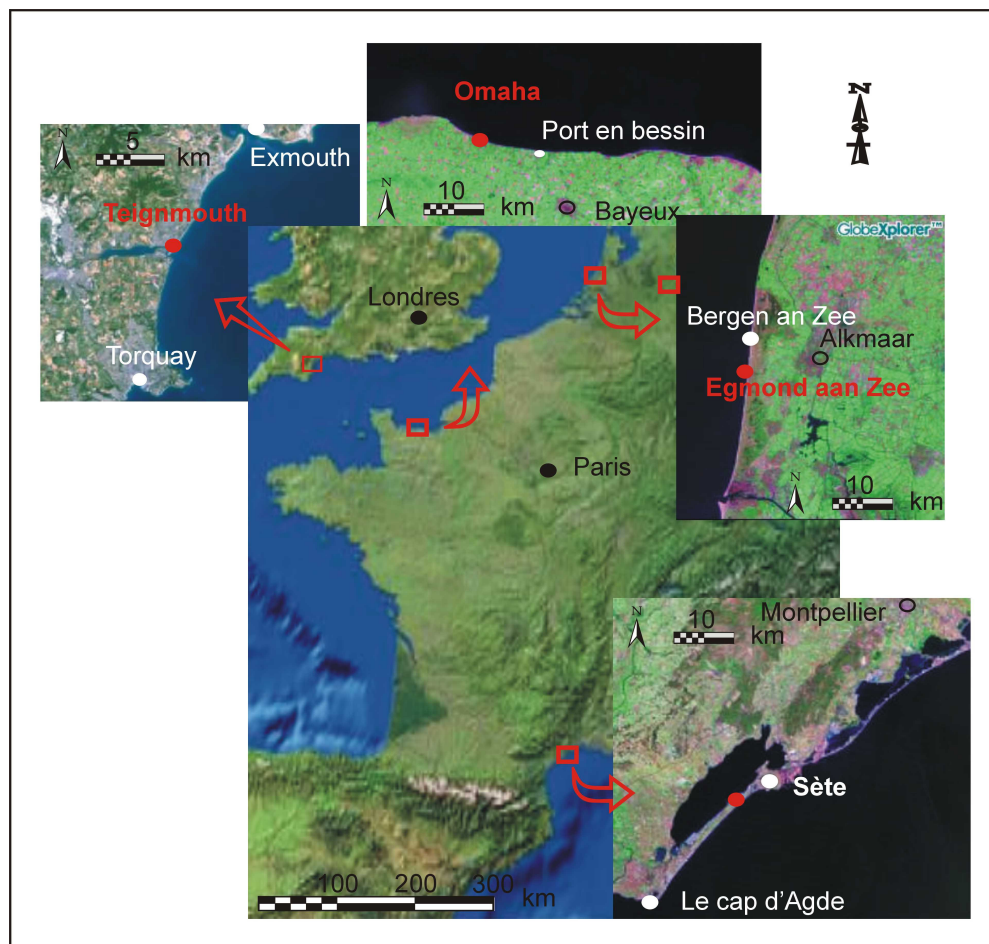


figure 35 - Photographie satellite des différents sites étudiés (source : <http://www.globeexplorer.com>).



## I. MÉTHODOLOGIE

Trois paramètres ont été définis comme influençant la morphologie de la zone de swash: la pente, la granulométrie, les conditions hydrodynamiques. Chacun d'entre eux doit être appréhendé afin de définir son rôle respectif dans l'évolution morphologique des sites sélectionnés. Les techniques de mesures utilisées sont présentées ci-dessous. Leur mise au point a été réalisée lors d'une campagne de terrain initiale, en mai 1998, au Truc Vert le long de la côte aquitaine.

### A - SUIVI TOPOGRAPHIQUE

La principale originalité de cette étude consiste à mesurer les changements topographiques de la plage lorsqu'elle est soumise à l'action des processus de swash. Le procédé est inspiré de la méthode développée par Sallenger et Richmond (1984).

Les variations morphologiques de la plage, suivies par le biais de la topographie, sont mesurées par rapport à un état initial, sur des piquets servant de repères. Ces piquets comportent sur leur moitié supérieure une règle graduée fixe. La mesure des variations topographiques s'obtient au moyen d'une règle formée par deux tubes PVC disposés en « T ». Son sommet est percé dans le prolongement de la barre verticale. A chaque mesure, le T est introduit à l'envers sur chacun des piquets (figure 36). La base du T est utilisée comme repère pour lire une graduation du piquet, la barre horizontale reposant sur le fond. Les mesures successives sur le même piquet donnent une suite de hauteurs en centimètres correspondant aux variations topographiques relatives de la plage. Cette technique simple permet de ne pas prendre en compte le faible affouillement, inférieur au centimètre, provoqué par la présence du piquet dans le courant induit par le swash.

Chaque piquet mesure 175 cm et se trouve muni à sa base de deux demi-cercles croisés formant une vrille qui permet de les visser dans le sable. Cette technique assure leur stabilité sous l'impact des langues de swash successives et parfois même des brisants. Ils sont implantés à marée basse, leur position en X, Y et le niveau initial du sable sont repérés au moyen d'un DGPS centimétrique Trimble 4400RS. La première mesure topographique est effectuée à l'aide du T et du DGPS. Ceci permet lors du traitement des données de rattacher à chacune des valeurs relatives mesurées la hauteur absolue de la surface de la plage dans le référentiel géodésique choisi.

Les piquets sont implantés transversalement à la plage et disposés tous les 1 à 4 m selon la topographie de la plage et la résolution souhaitée. Un exemple de configuration d'instrumentation est présenté sur la figure 37. La lecture sur chaque piquet est effectuée toutes les cinq minutes ce qui permet de limiter les erreurs de mesures conformément aux recommandations de Nordstrom and Jackson (1990) et de connaître avec précision l'évolution de la morphologie de la plage. La résolution a été estimée à 0,5 cm mais peut atteindre 1 cm pour les piquets les plus proches de la zone de surf interne, en raison de l'augmentation de la profondeur d'eau et de la présence de turbulences plus fortes.

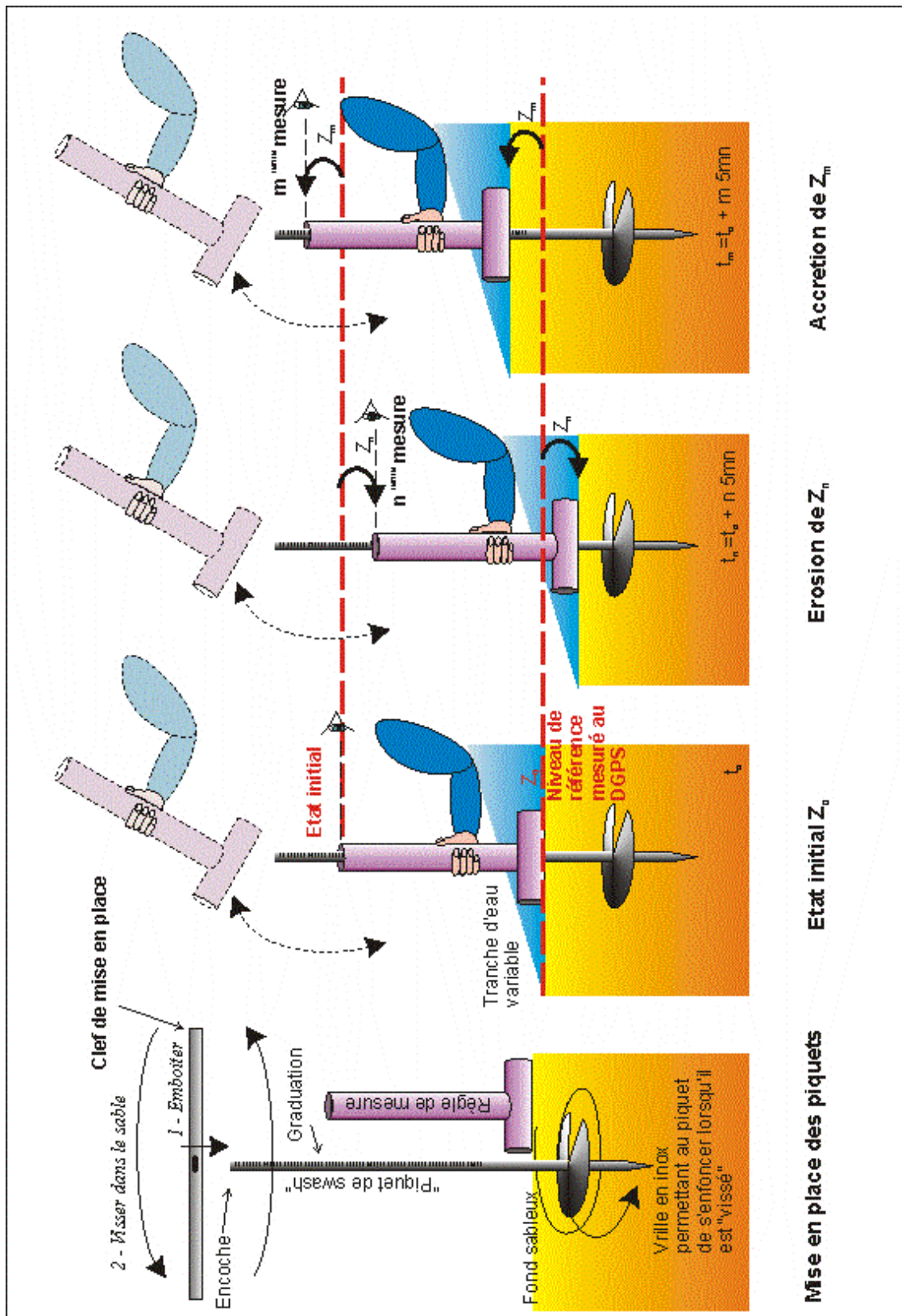


figure 36 - Représentation schématique de la technique de topographie à haute résolution

Chaque expérience dure le plus souvent de 4 à 8 heures, ce qui demande la présence permanente de deux personnes équipées de combinaisons de plongées sèches. Cette contrainte est parfois difficile à gérer, particulièrement dans les conditions météorologiques de pluie continue, de grêle, de neige, ou de vents violents. De plus, les fortes vitesses de courants dans la zone de swash rendent les séries de mesures parfois délicates à acquérir en moins de cinq minutes pour chaque profil.

Le principal avantage de cette méthode est d'acquérir une importante base de données d'une excellente précision sur l'évolution morphologique de la plage soumise au swash. Elle pallie également les problèmes de variations de la hauteur d'eau et permet aux expérimentateurs de connaître la zone de swash sur laquelle les mesures sont faites. A l'exception de l'étude menée à Egmond, ces mesures ont été réalisées en haute plage, de part et d'autre de la pleine mer. Une phase de marée montante, une période à l'étalement et une phase en marée descendante ont donc été systématiquement observées.

## **B - CARACTÉRISTIQUES SEDIMENTAIRES**

### **1 - Echantillonnage**

Il conviendrait de suivre les caractéristiques sédimentaires du sédiment à la fois pendant les processus de swash et aux marées basses encadrant chaque suivi topographique. Pour des raisons pratiques ceci est difficilement envisageable. L'échantillonnage au cours des processus de swash est difficile à exécuter. Une tentative de prélèvements à l'aide de pièges à sédiments a été effectuée mais leur présence dans les courants rapides de la zone de swash génère d'importantes turbulences (figure 102 – Annexe 2). Aucune mesure de concentration ou de caractérisation du sédiment dans la langue de swash n'a donc été réalisée. Par ailleurs, l'échantillonnage à marée basse est lui aussi problématique. La précision requise pour ce type de mesure demande de connaître l'épaisseur du sédiment remanié pendant les processus de swash. Cette valeur peut être déduite des levés topographiques effectués mais les conditions de terrain rendent irréalisable la saisie systématique et immédiate des données une fois le suivi terminé. Finalement, il a été adopté d'échantillonner la plage uniquement dans le but de caractériser le sédiment et non d'observer d'éventuelles variations dues aux processus de swash dont les interprétations auraient été sujettes à de nombreuses interrogations.

Comme la zone étudiée s'étend transversalement sur moins de 50 m pour chacune des expérimentations, les variations des caractéristiques sédimentaires de plages bien classées sont particulièrement faibles sur cette distance. Un seul échantillon a donc été prélevé en milieu de la zone d'étude. Quand le sédiment est moins bien classé, trois échantillons ont été prélevés, en haut, au milieu et en bas du profil à la suite de chaque suivi topographique. D'énormes variations de granulométrie ont été remarquées par les expérimentateurs au cours de leurs mesures topographiques sur la plage de Teignmouth lorsqu'elle était soumise aux processus de swash. Une série supplémentaire de trois échantillons a donc été réalisée sur cette plage lorsque l'estran était exondé.

Les principales caractéristiques sédimentaires étudiées sont la médiane ( $D_{50}$ ) et le classement du sédiment. La méthode utilisée est celle des moments (MacManus, 1988). L'équation de Krumbein et Monk (1942) (Turner, 1993) permet de calculer la valeur de la perméabilité :

$$K = \frac{g}{\nu} 760 d^2 \exp(1,31\sigma) \times 0,987 \times 10^{-12} \quad \text{avec}$$

- K, la perméabilité,
- g, l'accélération due à la gravité,
- $\nu$ , la viscosité cinématique de l'eau,
- d, le diamètre du sédiment en mm,
- $\sigma$ , le classement du sédiment en unité phi.

## 2 - Variations du toit de la nappe

La perméabilité a également été appréhendée en délimitant le sable saturé de celui qui ne l'est pas, ce qui correspond à la position du toit de la nappe. Des tubes piézométriques ont été installés au moyen d'une tarière à Sète et à l'aide d'un tracto-pelle sur les autres sites (figure 38).

La position du toit de la nappe est mesurée à l'aide d'une sonde électrique sonore graduée. Sa profondeur par rapport au sommet du tube PVC est mesurée manuellement toutes les 10 minutes au cours des suivis topographiques dans la zone de swash. La position du point de sortie de la nappe est ensuite déduite des mesures par intersection entre le toit de la nappe et la surface de la plage. Pour chacune des expériences, hormis celles de Sète (un seul piézomètre), deux à trois piézomètres ont été implantés sur le profil de suivi topographique de manière à connaître la géométrie du toit de la nappe en parallèle des variations morphologiques de la plage.

Lors de la dernière campagne de terrain à Omaha, la localisation du toit de la nappe phréatique a été effectuée au moyen de deux capteurs de pression de type Keller DC-25 positionnés à 3 m de profondeur dans deux piézomètres localisés sur le profil instrumenté (figure 37). Ces capteurs ont permis d'observer le comportement de la nappe phréatique d'une vive-eau à la suivante. Dans ce cas, les tubes piézométriques ont été gainés d'une housse en géotextile (figure 38).

## C - CARACTÉRISTIQUES HYDRODYNAMIQUES

### 1 - En dehors de la zone de swash

#### 1a - La houle

Les caractéristiques de la houle ont été systématiquement mesurées au large et juste à la limite de la zone de swash. Les instruments utilisés sont des capteurs de pression couplés à des courantomètres électromagnétiques respectivement de type S4 de la société InterOcean et ADM de la société Elektronik GmbH. L'échantillonnage a été effectué à une fréquence de 2 Hz, en continu lorsque cela était possible, ou sous forme de bursts de 20 minutes toutes les 30 à 60 minutes lorsque les appareils étaient difficiles d'accès. Dans le cas d'Omaha, un houlographe a été implanté à la limite offshore de la zone intertidale. Sa fréquence d'acquisition a été programmée selon des séquences de 9 minutes toutes les 4 heures (Stépanian, 2002).

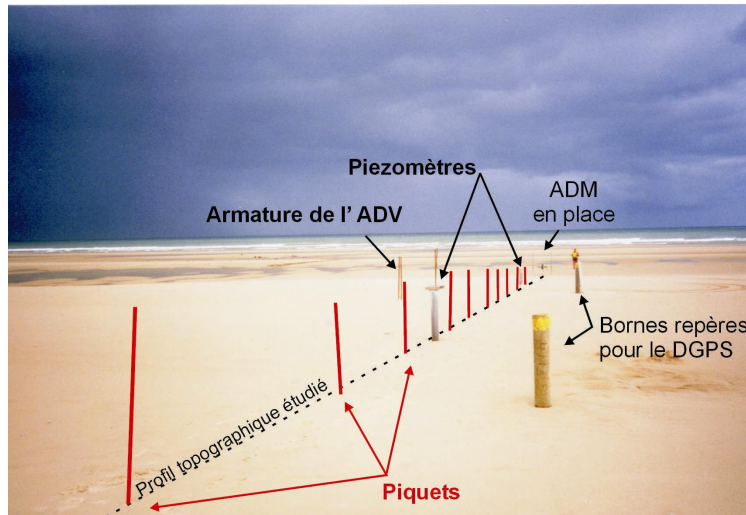


figure 37 - Configuration d'instrumentation mise en place lors des expérimentations d'Omaha (octobre 2000). ADV : Acoustic Doppler Velocimeter, ADM : courantomètre électromagnétique.



figure 38 - Mise en place d'un des tubes piézométriques à Omaha à l'aide d'une pelleuse

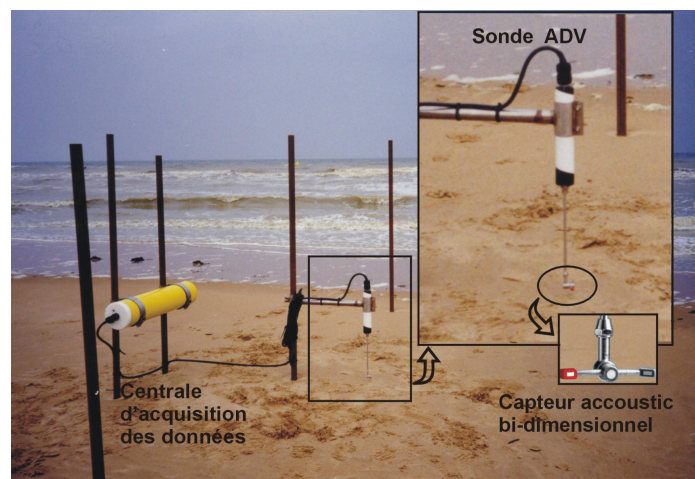


figure 39 - Micro ADV Sontek en position de mesure sur le site d'Omaha

Les données brutes ont été traitées selon le protocole de traitement exigé par le programme COAST 3D de manière à obtenir une bonne homogénéité des résultats acquis entre les différentes équipes impliquées.

Parmi les différents paramètres calculés, ceux retenus dans ce travail sont les hauteurs significatives de la houle<sup>8</sup> ( $H_{1/3}$ ) et les vitesses orbitales onshore et offshore associées ( $U_{1/3on}$  -  $U_{1/3off}$ ), pour les vagues gravitaires et infragravitaires<sup>9</sup>.

#### *1b - La marée*

Les fluctuations de la marée sont enregistrées en utilisant le capteur de pression contenu dans l'ADM, le S4 ou celui d'un marégraphe de type MORS positionné sur la potence de ce dernier.

### **2 - Dans la zone de swash**

Pendant les suivis de l'évolution morphologique de la plage à haute fréquence, la zone de swash a été équipée d'un micro-vélocimètre acoustique Doppler bidirectionnel de la société Sontek (micro-ADV 2D : figure 39). Cet instrument permet l'enregistrement des vitesses cross-shore et longshore dans de très faibles tranches d'eau de l'ordre de 5 cm environ. Il possède la particularité de mesurer à plusieurs centimètres de la tête du capteur ce qui évite les perturbations causées par l'instrument. Les données sont acquises en continu, parallèlement aux mesures topographiques, à la fréquence de 2 ou 4 Hertz.

L'ADV est positionné à proximité d'un des piquets de mesure topographique de manière à connaître la position exacte du capteur par rapport au fond tout au long de la série de mesures. Il a néanmoins été décalé latéralement par rapport au profil topographique pour éviter les perturbations engendrées par les constants déplacements des expérimentateurs.

## **II. RÉSULTATS**

Les mesures in situ ont été réalisées au cours de six campagnes sur les quatre sites choisis. Un graphique comparant les profils de plage pour chacun d'eux est présenté figure 40 et leurs caractéristiques sont résumées dans le tableau 5 et le tableau 6.

Le choix de ces sites présente des intérêts à trois niveaux :

- Intérêt local : les sites étant analysés indépendamment les uns des autres, le comportement morphologique de chacune des plages étudiées va être appréhendé ;
- Intérêt au niveau général : les différents sites couvrent une large palette de morphologies de plages existant en Europe ;
- Intérêt au niveau de la compréhension du swash, objectif majeur de ce travail. Les conditions d'évolution de la zone de swash doivent être observées, analysées et interprétées quelque soit l'environnement étudié, en identifiant clairement le rôle de chacun des paramètres sur la morphodynamique de cette zone.

---

<sup>8</sup> Hauteur moyenne d'un tiers des plus grandes vagues.

<sup>9</sup> La limite entre les deux bandes spectrales a été fixée à 0,05 Hz selon le protocole de traitement du programme COAST 3D



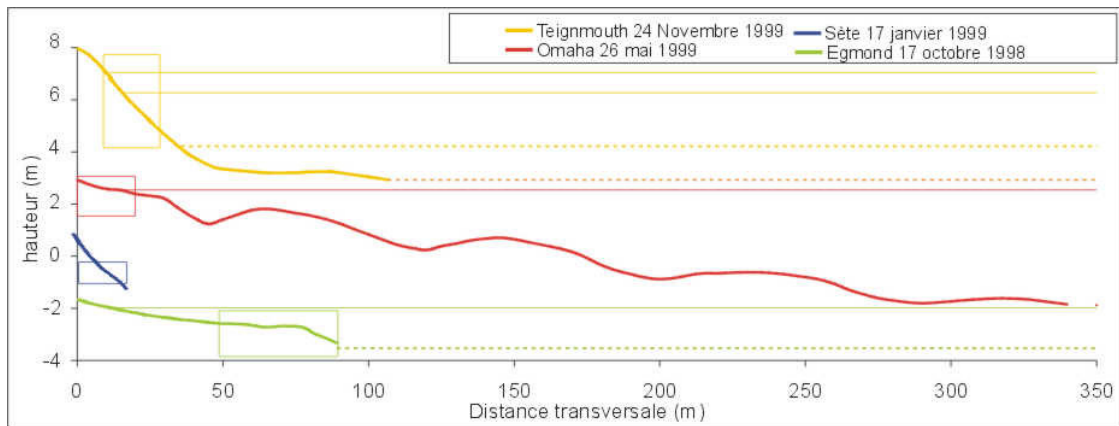


figure 40 - Comparaison des profils topographiques des différentes plages étudiées (en traits gras). Dans les cadres, la zone où se sont concentrées les mesures. En traits fins continus, les niveaux de pleine mer. En pointillés, le niveau de basse mer. Dans le cas de Teignmouth, les niveaux de pleine et basse mers maximum (vive-eau) et minimum (morte-eau) sont représentés.

|            | Marnage<br>ME - VE<br>(m)      | Pente                                                    | Houle                            | Particularités                                                   |
|------------|--------------------------------|----------------------------------------------------------|----------------------------------|------------------------------------------------------------------|
| Sète       | 0 - 0,20<br><b>Très faible</b> | 11,5 % ( <b>11,5%</b> )<br><b>Forte</b>                  | 3,5 m - 3-8 s<br><b>Forte</b>    | Régime atidal<br>Sédiment mal classé                             |
| Teignmouth | 1,7 - 4,2<br><b>Moyen</b>      | Réfléctif : 11% (11%)<br>Dissipatif : 1%<br><b>Forte</b> | 0,5 m - 5 s<br><b>Moyenne</b>    | Plage à terrasse de<br>basse mer<br>Sédiment hétérogène          |
| Egmond     | 1,4 - 2<br><b>Faible</b>       | 2-7,5 % ( <b>1,9%</b> )<br><b>Faible</b>                 | 1,1 m - 5 s<br><b>Forte</b>      | Fort set-up<br>Barre de bas de plage                             |
| Omaha      | 3,1 - 6,2<br><b>Fort</b>       | 1-3,7% ( <b>2,6%</b> )<br><b>Faible</b>                  | 0,43 m - 6,5 s<br><b>Moyenne</b> | Système de barres et<br>bâches ( <i>Ridges and<br/>Runnels</i> ) |

tableau 5 - Récapitulatif des caractéristiques propres aux différents sites, présentant leur forte disparité. La pente indiquée entre parenthèse correspond à celle mesurée dans la zone d'étude. ME : morte-eau, VE vive-eau.

|              | Médiane (mm) | Classement (Phi) | Perméabilité (cm/s) |
|--------------|--------------|------------------|---------------------|
| Egmond       | 0,27         | 0,07             | 0,06                |
| Teignmouth H | 0,29         | 0,34             | 0,10                |
| Teignmouth M | 0,36         | 1,07             | 0,40                |
| Teignmouth B | 0,61         | 1,32             | 1,60                |
| Omaha        | 0,23         | 0,09             | 0,04                |
| Sète H       | 0,29         | 0,29             | 0,09                |
| Sète M       | 0,52         | 0,47             | 0,38                |
| Sète B       | 1,49         | 1,29             | 9,18                |

tableau 6 - Caractéristiques granulométriques des sites étudiés. H, haut de la zone d'étude. M, milieu de la zone d'étude. B, bas de la zone d'étude. La perméabilité a été établie à partir de la formule de Krumbein et Monk (1942) (Turner, 1993).

## A - LE SITE DE SÈTE

Ce site se trouve en domaine atidal, sur la côte méditerranéenne. Le profil choisi est localisé entre la ville de Sète et le Cap d'Agde (figure 35). Cette plage sableuse orientée SW-NE est rectiligne. Elle s'étend sur environ 25 km et présente des barres d'avant-côte de forme et de comportement variable. La houle dominante est de secteur E à SE, de courte période (5 à 10 s en période de tempête) et de hauteur significative moyenne de 3,5m (Certain *et al.*, 2002) .

L'estran est large d'une vingtaine de mètres et possède une pente moyenne de 11,5 %, parfois marquée par des systèmes de croissants de plage. Le sédiment est de type sableux mal classé, les caractéristiques granulométriques sont présentées dans le tableau 6.

Les données morphologiques recueillies à Sète sont les seules à avoir été obtenues dans un contexte atidal. Bien que n'ayant pu obtenir de données hydrodynamiques dans la zone de swash, la plage de Sète est présentée afin de mettre en évidence d'éventuelles différences de comportement morphodynamique avec les sites à marées.

### 1 - Cadre expérimental

La plage de Sète est de type réfléchissant, avec une pente de l'ordre de 11,5%. Les variations morphologiques ont été enregistrées le 17 janvier 1999. Les mesures ont été réalisées à l'aide de repères espacés de 1,5 m et disposés le long d'un profil perpendiculaire à la côte. Le profil de plage a été levé toutes les cinq minutes pendant les processus de swash sur une durée de 3h30. Un piézomètre a été implanté en haut de la zone d'étude (figure 42). Parallèlement aux mesures topographiques, les variations du toit de la nappe ont été mesurées toutes les 10 mn à l'aide d'une sonde électrique. Une marche de plusieurs décimètres d'amplitude a été observée au niveau des brisants, à quelques mètres du piquet de mesure le plus bas.

Un courantomètre de type S4 (interocéan) muni d'un capteur de pression a été positionné dans la fosse d'avant-côte interne, à 125 m au large de la zone de swash, entre le rivage et la barre interne. La profondeur d'eau atteint environ 2,5 m. Les conditions de houles sont présentées sur la figure 43. Les hauteurs et périodes significatives de la houle sont respectivement de 0,77 m et 5,5 s. La direction moyenne de la houle est de 145° (SSE). Le spectre de houle ne présente pas de pic significatif dans le domaine infragravitaire. Le marnage est de l'ordre d'une vingtaine de centimètres et peut être considéré comme nul, par comparaison à la surcote induite par l'agitation (figure 43). Les mesures de topographie intensives ont été réalisées lors d'une amplification des conditions de houle.

### 2 - Résultats expérimentaux

Les amplitudes maximales et moyennes des variations altimétriques relatives de la plage sont respectivement de 6 et 4 cm (figure 44A). Le signal obtenu présente des oscillations sur pratiquement la totalité de la zone étudiée. Leur amplitude et leur intensité sont supérieures sur la partie basse (3 cm environ), puis décroît progressivement vers le haut de plage.

Des mesures topographiques prises toutes les 8 à 10 s pendant sept minutes sur le dernier piquet ont été réalisées (figure 44 B). Une cyclicité ayant une période d'environ 3 mn et une amplitude de l'ordre de 3 cm est mise en évidence.



Le décalage de phase entre la fréquence des mesures (5 minutes) et celle des cycles mesurés sur le piquet K (3 minutes) explique l'aspect « bruité » des levés topographiques (figure 45).

En moyennant les variations topographiques sur quinze minutes<sup>10</sup> les micro-oscillations topographiques s'atténuent, et laissent apparaître des successions de périodes d'accrétion et d'érosion sur la totalité de l'estran (figure 46). Deux dynamiques se distinguent : soit les évolutions se déplacent de bas en haut de la plage, soit elles ont lieu simultanément sur la totalité ou une partie de la zone mesurée.

Cette particularité suggère le déplacement de masses sédimentaire 3D dans la zone de swash. Leur amplitude est centimétrique, leur vitesse de déplacement de l'ordre de 25 cm/mn. Sallenger et Richmond (1984), Nordstrom et Jackson (1990) décrivent de telles migrations de structures sédimentaires dans la zone de swash. Ils en attribuent la formation à des fluctuations basses fréquences de la nappe phréatique conduites par des vagues de même fréquence dans la zone de surf. Or, pendant les mesures, la zone de surf de la plage de Sète ne présente pas de vagues infragravitaires. L'origine exacte de ces masses sédimentaires demanderait une étude à l'aide de plusieurs séries de piquets de mesures disposés longitudinalement sur l'estran. Cette mise en place expérimentale reste cependant difficile à réaliser, le choix de l'espacement longitudinal entre les différents profils de piquets étant hypothétique.

Parallèlement au déplacement de ces structures, une accrétion du haut de plage est observée tout au long de la série de mesures suggérant une migration vers le trait de côte des sédiments. Elle est localisée principalement en domaine non-saturé, juste au-dessus du toit de la nappe (piquets B, C, D). En dessous, un comportement plus disparate s'observe avec tantôt des périodes d'accrétion, tantôt des périodes d'érosion. Il faut d'ailleurs souligner la différence de pente entre le domaine saturé (9,4 %) et le domaine non saturé (13,4 %), tel que décrit par Turner (1995) et qui souligne l'impact de la perméabilité sur la morphologie de la plage.

---

<sup>10</sup> *Ce pas de temps permet de prendre en compte à la fois la période de mesure de 5 mn et les oscillations topographiques de 3 mn.*



figure 41 - Plage de Sète.

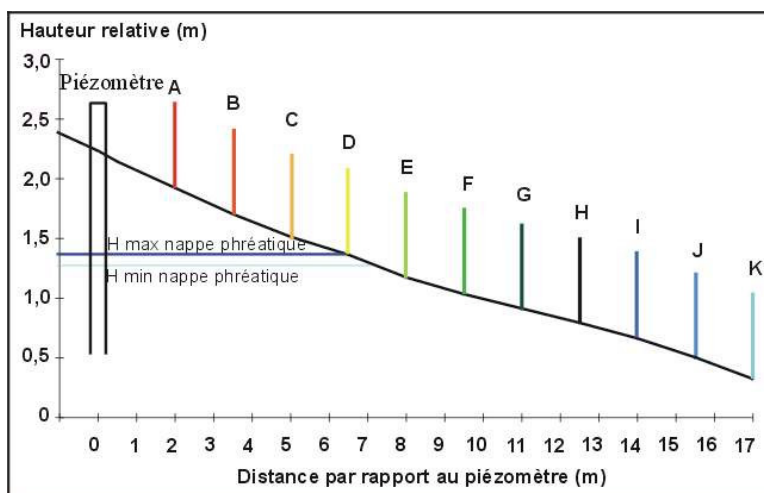


figure 42 - Profil topographique de la plage de Sète et localisation du piézomètre et des repères de mesure.

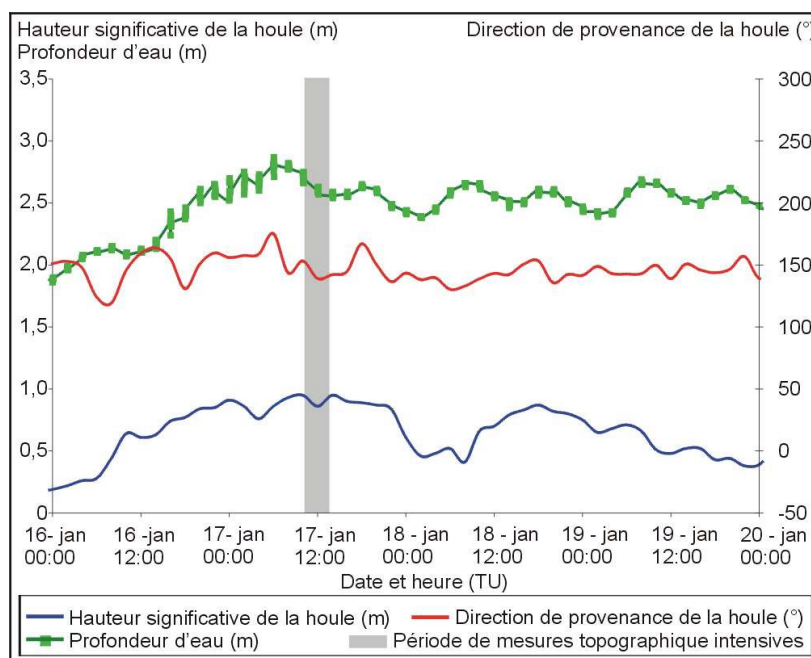


figure 43 - Conditions hydrodynamiques enregistrées dans la fosse interne à Sète, du 16 au 19 janvier 1999

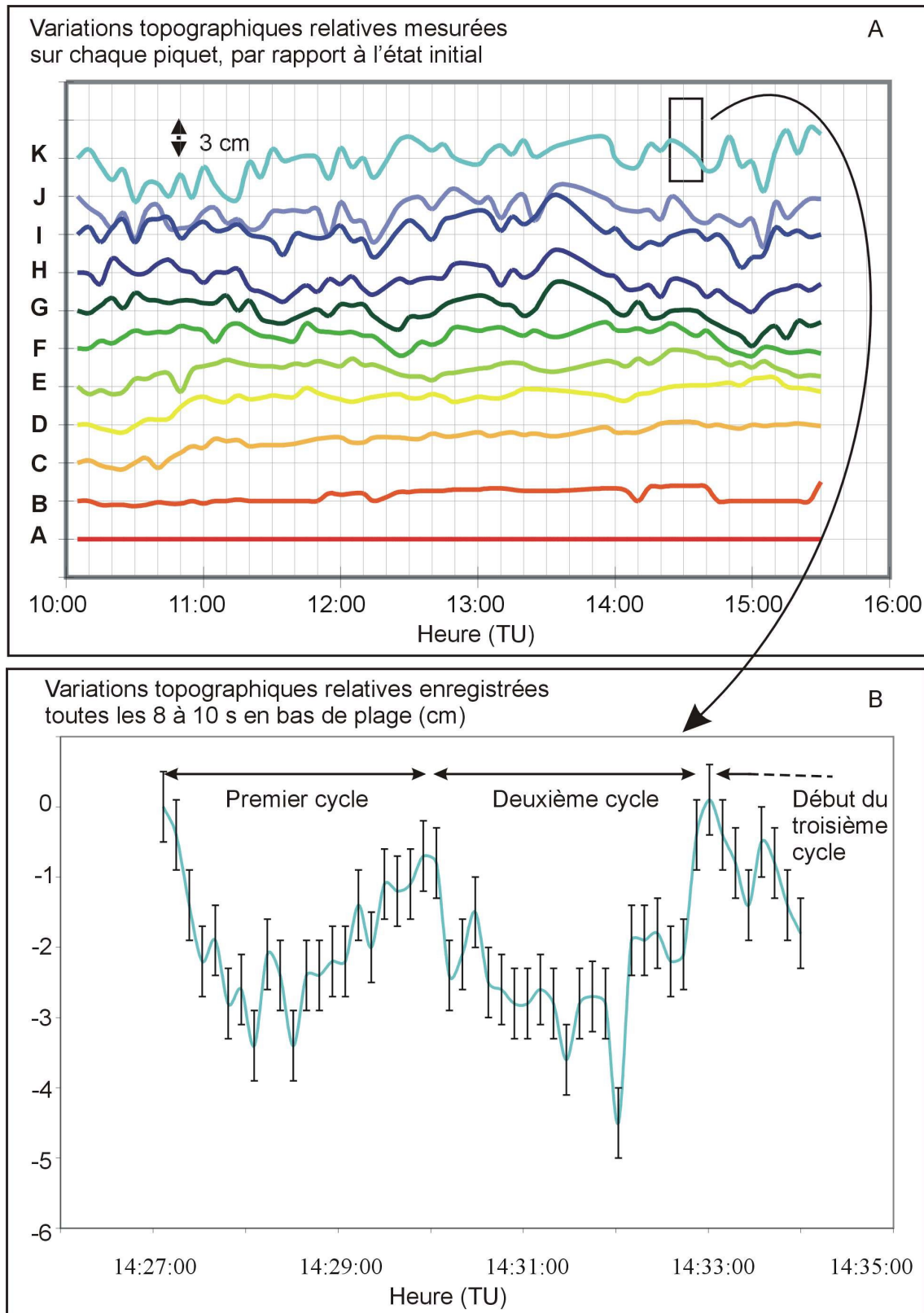


figure 44 – A. Variations topographiques enregistrées sur la plage de Sète du bas de plage (piquet K) vers le haut de plage (piquet A). La position des chaque piquet de mesure (référéncés de A à K) est présentée figure 42. B. Variations topographiques enregistrées en bas de plage (piquet K).

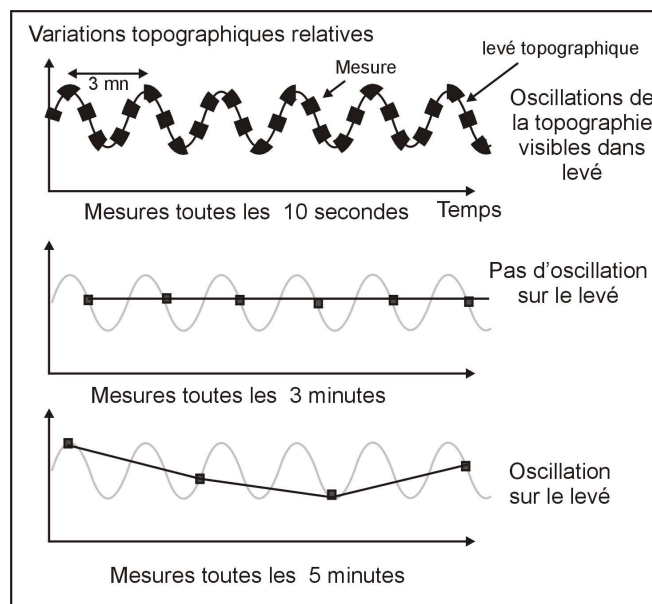


figure 45 - Différence de phase entre les mesure et les oscillations topographiques mesurées toutes les 10s.

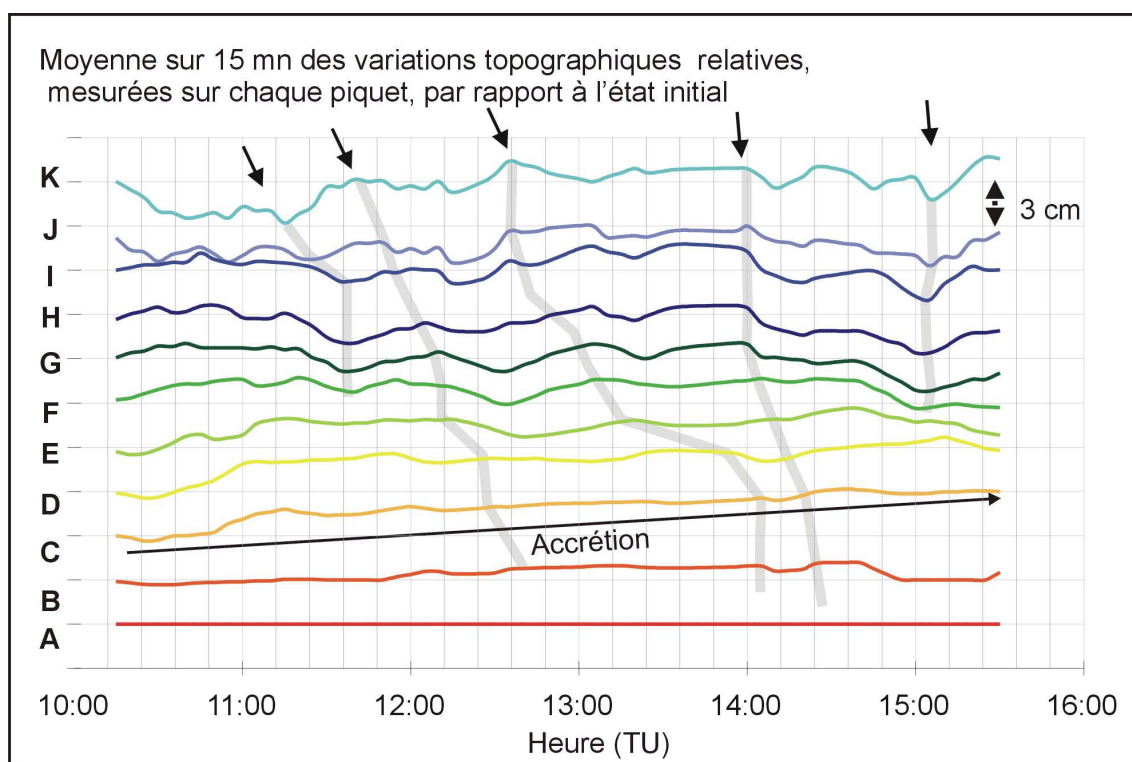


figure 46 – Moyenne sur 15mn des variations topographiques enregistrées sur la plage de Sète du bas de plage (piquet K) vers le haut de plage (piquet A). Les flèches et les lignes grises localisent les oscillations interprétées comme le déplacement de masses sédimentaires. La position de chaque piquet de mesure (référencés de A à K) est présentée figure 42.

### **3 - Conclusion**

Bien que succincte, cette étude apporte de précieux renseignements sur les évolutions morphologiques d'une plage sans marées. Malgré des conditions hydrodynamiques soutenues, les variations topographiques restent faibles. Une tendance générale à l'accrétion est constatée. Elle se produit principalement au-dessus du toit de la nappe phréatique à la faveur d'une migration vers la côte de formes sédimentaires tri-dimensionnelles. Un approfondissement demande à être réalisé, afin de compléter l'analyse morpho-sédimentaire par une série de données hydrodynamiques. L'origine de ces formes sédimentaires pourrait alors être déterminée et les conditions d'engraissement de la plage mieux appréhendées. Le rôle majeur de la perméabilité de la plage apparaît, il mériterait d'être approfondi.

## B - LE SITE DE TEIGNMOUTH

La plage de Teignmouth est située au Royaume Uni, dans le Devon (figure 35), entre deux caps rocheux « The Parson and Clerk » au Nord et « The Ness » au Sud. Elle s'étend sur 2km, à proximité immédiate de la rivière « The Teign » qui la sépare du cap rocheux méridional (figure 47). L'estran possède une morphologie très contrastée, dissipatif au niveau de la laisse de basse mer en vive-eau et réfléchitif au niveau de la pleine mer (figure 49). Les pentes respectives sont de l'ordre de 1% et 11% (Van Lanker *et al.*, 2002), ce qui en fait une plage typique à terrasse de basse mer (Masselink and Short, 1993). A marée basse, seule la partie réfléchive large d'une cinquantaine de mètres est émergée en période de morte-eau, tandis qu'en vive-eau, la partie dissipative est également découverte ; elle s'étend en moyenne sur 70m mais atteint 200m à proximité de l'embouchure de l'estuaire. Au nord de celui-ci, une barre est parfois observée ; sa présence, sa forme, et sa position varient cycliquement au cours du temps (Robinson, 1975). L'estran est fortement anthropisé et il est bordé d'un mur sur la totalité de sa longueur (figure 49). De nombreux épis et une jetée sur pieux constituent des obstacles transversaux plus ou moins perméables aux transports sédimentaires longitudinaux. Le chenal de navigation de la rivière Teign est par ailleurs dragué plusieurs fois par semaine, le sédiment retiré étant déposé à proximité des côtes. Seule la partie réfléchive de la plage a fait l'objet de campagnes de mesure.

La taille et la forme des matériaux sont ici particulièrement hétérogènes. La partie dissipative de la plage est généralement caractérisée par du sable fin, sauf à proximité de l'embouchure, où du sable grossier à graveleux est observé. La partie réfléchive est une plage à sédiments mixtes, avec une granulométrie variant de quelques centaines de microns à plusieurs millimètres. Un granoclassement positif est observé vers la rupture de pente, qui est caractérisée par la présence de galets de taille et de forme très hétérogènes pouvant atteindre plusieurs centimètres de diamètre (figure 49). La forte diversité du matériel a permis de mettre en évidence une structuration sous forme de lamines centimétriques observées en coupe sur 2 m de profondeur (Figure 48).

La houle est le plus souvent caractérisée par des vagues de faible amplitude et de courte période de type « mer de vent ». Les hauteurs significatives de la houle à proximité des côtes excèdent 0,5 m pour seulement 10% du temps (Van Lanker *et al.*, 2002). La marée est de type semi-diurne. Le régime est mésotidal, avec un marnage de 1,7 m en mortes-eaux et de 4,2 m en de vives-eaux.

La perméabilité est apparue comme un paramètre majeur sur l'évolution morphodynamique de la zone de swash. Duncan (1964) présente le seul modèle conceptuel de la plage prenant en considération ce paramètre. Il est l'heure actuelle largement repris dans la littérature. Pourtant, les observations de Strahler (1966) faites sur une plage à forte perméabilité, ne concordent pas avec les conclusions de Duncan (1964). De récentes études ont démontré que le rôle de la perméabilité ne se borne pas à un changement de volume des langues de swash et à ses conséquences (Baldock *et al.*, 2001 ; Butt *et al.*, 2001 ; Conley et Inman, 1994 ; Horn *et al.*, 1998 ; Turner and Masselink, 1998). D'autres processus liés à l'infiltration doivent être considérés notamment pour estimer le comportement des plages en fonction de leurs paramètres granulométriques.



Le site de Teignmouth a été sélectionné dans le but d'observer les variations morphologiques de la zone de swash d'une plage à sédiments très perméables pendant un cycle tidal semi-diurne. Les résultats ont fait l'objet d'une publication sous presse du numéro spécial de la série Coastal and Nearshore Oceanography de la revue Continental Shelf Research, présentée ci-après. Un modèle conceptuel est proposé. Il complète celui de Duncan (1964) dans le cas de sédiments fortement perméables.

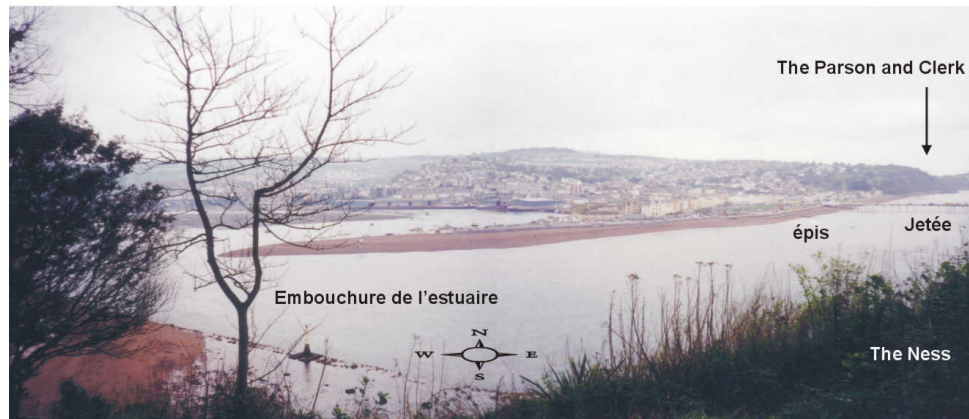


figure 47 - Site de Teignmouth vu depuis le cap rocheux "The Ness" (Grande Bretagne).



Figure 48 - Assemblage sédimentaire sous forme de lamines du sédiment de Teignmouth



figure 49 - Rupture de pente entre les parties réfléchive et dissipative de la plage de Teignmouth (Grande Bretagne).

## **Morphological variations of a mixed sediment beachface (Teignmouth, UK)**

Christine Degryse Kulkarni (1)  
Franck Levoy (1)  
Olivier Monfort (1)  
Jon Miles (2)

(1) University of CAEN - Unité « Morphodynamique Continentale et Côtière » UMR CNRS  
6143 - 24 rue des tilleuls - 14002 CAEN - FRANCE

(2) Institute of Marine Studies - University of Plymouth - Drake Circus - PL4 8AA PLYMOUTH  
- DEVON - UNITED KINGDOM

### **Abstract**

The purpose of this study is to analyse the variations of the beach morphology surveyed in Teignmouth, United Kingdom, while the swash processes were shaping the beach, in parallel with the hydrodynamic conditions and watertable fluctuations. These data and field observations lead to a conceptual model which shows a three-phase sequence of evolution. The first phase is characterised by a quick erosion, which is linked with the sediment characteristics of the beachface. The second phase consists of a period of accretion caused by the influx of the sediment mobilised by the plunging breakers at the toe of the beachface, and finally, the seepage of the ground water induces last phase of erosion due mainly to the enhanced backwash erosions. This model enlightens the importance of the grain characteristics for the beachface evolution and completes the model of Duncan, in the case of high permeability sediment.

### **Keywords**

Swash, beachface, sediment permeability, beach evolution, conceptual model, mixed sediments, watertable, Teignmouth, United Kingdom



## 1 - Introduction

During the last decade, many studies emphasised the importance of swash oscillations in the general shaping of a beach (Butt and Russell, 2000) and the necessity of understanding the swash processes for the numerical beach modelling has been pointed out (Hughes *et al.*, 1997). Duncan (1964) presented the first conceptual model of beach evolution as influenced by the swash processes. This model has been widely used and is now generally taken as a reference. The principle is the following: as the swash lens progresses on unsaturated sand, water infiltrates. The sediment carried by the swash lens is deposited on the beach, and due to the loss of capacity, a portion of this material remains on the unsaturated upper beach, engendering accretion. Inversely, as the tide recedes, the groundwater exfiltration is added to the backwash lenses, enhancing the backwash velocities. This leads to the thinning out of the accreted sediment lens and to the erosion of the saturated part of the beach. Only a few studies have been carried out in order to observe the behaviour of the beach in relation to the tide, wave conditions, watertable fluctuations, grain characteristics (Strahler, 1966 ; Waddell, 1976 ; Eliot and Clark, 1988) and all of them seem to agree with the model of Duncan. According to Duncan's model, the accretion and erosion of the beach is mainly governed by the ability of the sediment to infiltrate and exfiltrate the water (the permeability), which is directly linked with the sediment characteristics. The beach with a coarser and/or poorly sorted sediment should present a bigger accretion of the unsaturated beach and a bigger erosion on the saturated beach. The beach studied by Strahler (1966) shows a coarser and a poorly sorted sediments. Interestingly in this case, the uprush accretion lens is either absent, or is on an order of magnitude similar to the surveying errors. This observation differs with the model of Duncan (1964).

The infiltrations of water within the sediments have been the objects of several recent studies with two different approaches. The first approach is to examine the role of swash infiltration in determining beachface gradient under monochromatic waves (Masselink and Li, 2001). It appears from this study, that the accretion effect of swash infiltrations on sand beaches are only significant when the permeability exceed 1cm/s. The second one is to observe the vertical flows through the beachface due to instantaneous in-(ex)filtration (Turner and Masselink, 1998 ; Baldock *et al.*, 2001 ; Butt *et al.*, 2001). The results show that swash infiltration (exfiltration) has conflicting effects on the sediment transport (Butt *et al.*, 2001). One of these effects is to increase (decrease) the effective sediment weight and then decrease (increase) the potential for sediment transport. The second effect is to reduce (increase) the thickness of the boundary layer which makes the near-bed velocities greater (smaller) during infiltration (exfiltration), and then increase (decrease) the potential for sediment transport. The dominance of one of these mechanisms on the other is directly linked to the size of the sediment: when the grain size is above a critical value, stabilisation (destabilisation) dominate whereas, below it, the effects of the boundary layer dominates (Butt *et al.*, 2001). According to these studies, the processes of swash infiltrations and their consequences in term of sediment transport are complex, and not limited only to the reduction of the quantity of water. These two approaches show that the model of Duncan (1964) could be completed by the introduction of different permeabilities. In that way, the sediment characteristics would not only be considered as a factor which cause and can enhance diminution and augmentation of swash water. The other processes linked with infiltration could also be taken into account. The way sediment properties control them could then be considered in order to assess the different behaviours of the beaches according to their sediment characteristics.

The aim of the present study was to observe beachface evolution and hydrodynamic conditions during a semi-diurnal tidal cycle of a poorly sorted coarse sediments beach. Five

experiments were conducted on the reflective upper part of the beach of Teignmouth (UK). All of them exhibit a beachface evolving in a three-phase sequence. One of this experiment is presented hereafter, and a conceptual model is provided, which can complete the model of Duncan (1964) in the case of high permeability sediments.

## 2 - Field Site

### 2a - Morphological environment

The data used in this study were obtained from field experiments performed at Teignmouth (United Kingdom), in November 1999. Teignmouth beach is typical low tide terrace beach (Masselink and Short, 1993), 2 km long, oriented NNE-SSW and bordered on the north by a cliff and on the south by a river mouth (figure 50A).

The studied area only concerns the higher part of the beach of Teignmouth, which is steep and reflective (the slope,  $\beta=11\%$ , and the surf similarity parameter,  $\xi < 1.65$ ), whereas the beach at the neap tide low water mark is dissipative (figure 50B). A more complete description of the Teignmouth beach morphology is developed by Van Lanker et al.(2003).

### 2b - Sediment characteristics

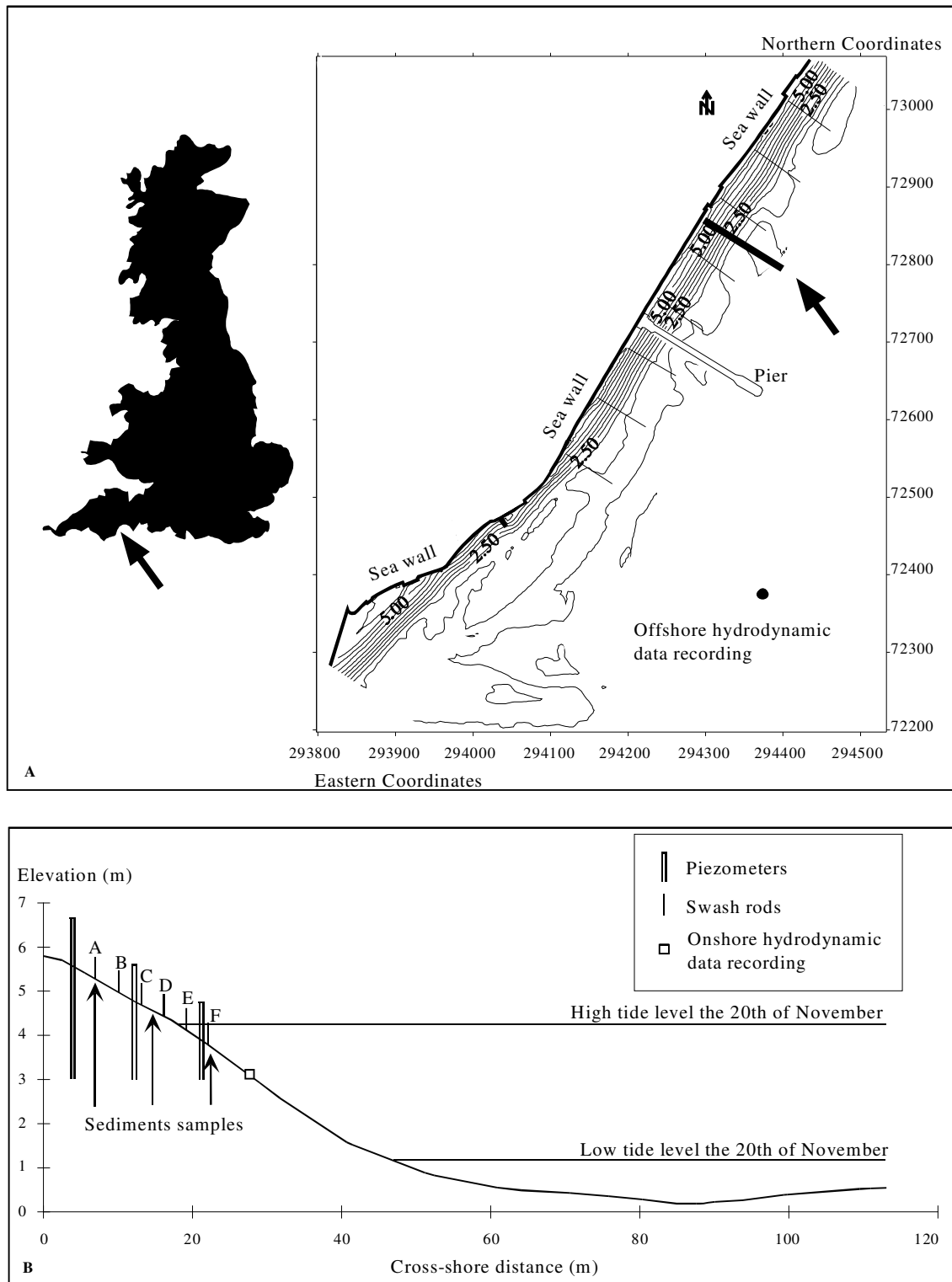
The sediments of the beachface were spatially highly variable, but show a general trend of seaward coarsening. In order to qualify this, three sediment samples were taken on the beachface (figure 50B). Sampling was done on the unsaturated beach during the low tide following the experiment and also at the same place, but during the high tide swash processes (when the beach is swept by the swash lenses). As observed, the size of the sediment sampled on the 20<sup>th</sup> of November both at low tide and during the high tide swash processes increased considerably in an offshore direction (table 1). However, the sediment sampled during the high tide were much coarser than the sediment sampled at the same place but during the following low tide (table 7). Additional samples were taken just outside the surveyed profile at the crest of a breakers step and consisting of pebbles from 2 cm to more than 5 cm in diameter. At the next low tide, pebbles could rarely be observed on the surface of the beach, some could however be found deeper in the sand bed, but mixed with a high proportion of sand.

The recent coastal processes studies emphasised the importance of the permeability for sediment transport within the swash zone (Turner and Masselink, 1998 ; Baldock *et al.*, 2001 ; Butt *et al.*, 2001 ; Masselink and Li, 2001). The permeability was then calculated using the equations of Krumbein et Monk (1943) (Turner, 1993).

$$K = \frac{g}{\nu} 760 d^2 \exp(1,31\sigma) \times 0,987 \times 10^{-12}$$

$d$ , the median grain size (mm),  
 $\sigma$  the sorting (in phi units),  
 $g$  the acceleration due to gravity,  
 and  $\nu$  the kinematic viscosity of water.

The results are presented in table 7 with the sediment characteristics and permeability observed in the literature.



**figure 50 - A. Location of the studied area and offshore hydrodynamic data recording. B. Beach profile, with the location of the topography rods, piezometers, onshore hydrodynamic data recording and high/low tide level recorded on the day of the experiment. Elevation is with respect to local Chart Datum.**

The sediments sampled at low tide following the experiments showed an important permeability especially on the lower part of the beach where it reaches 1.6 cm/s. This permeability is rather similar to the permeability computed with the data of Strahler (1966). In fact in Teignmouth, the permeability increased for the sediment sampled during the high tide swash processes, where it reached 70 cm/s.

This strong permeability could be observed directly on the beach at the early stage of the experiment, where a huge quantity of air was expelled by the sediment due to water percolation (figure 51).

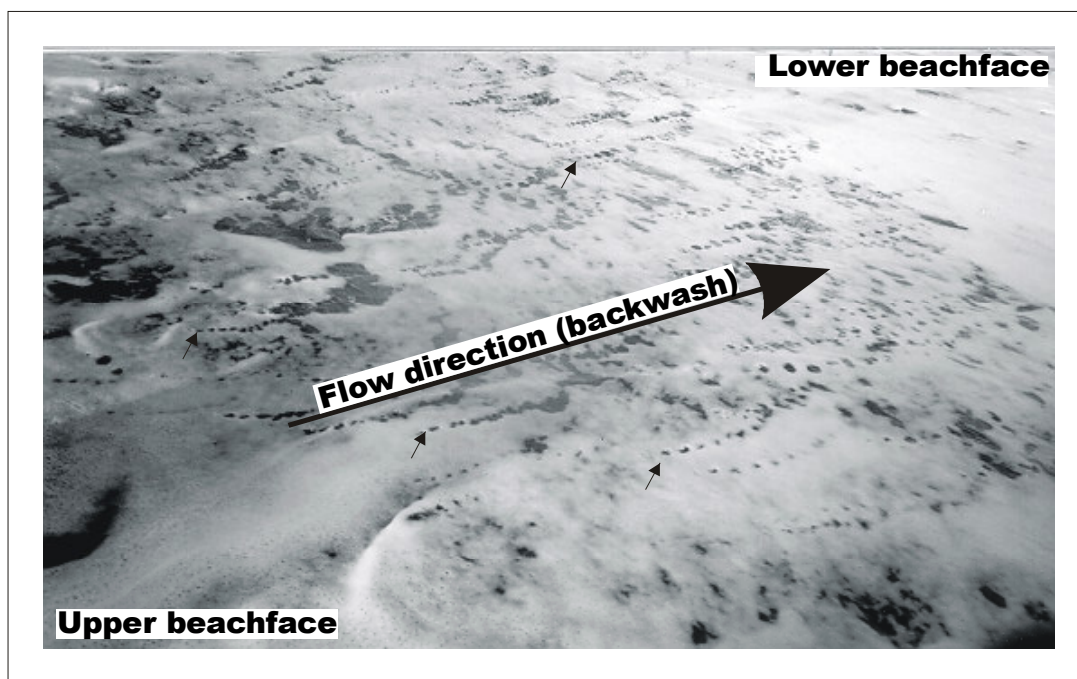
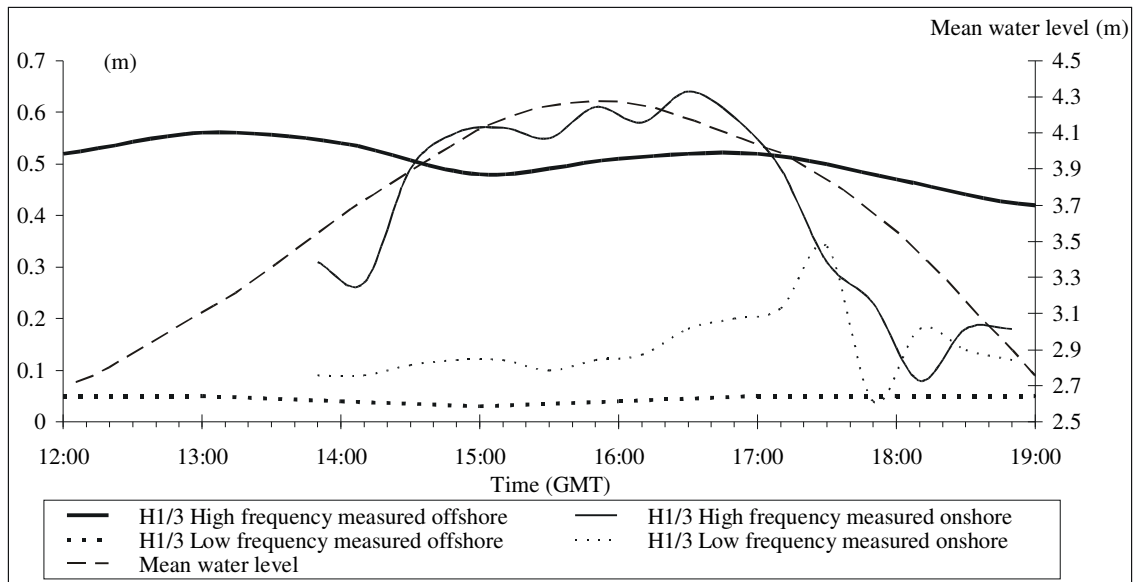


figure 51 - Photography showing the release of the air which was trapped into the sediments, due to water infiltration during the backwash. The small arrows show some of the air bubbles reaching the surface of the foamy backwash lens.

## 2c - Hydrodynamic conditions

In Teignmouth, the tides are semi-diurnal with ranges of 1.7 m on neap tides and 4.2 m on spring tides. The significant wave heights are greater than 0.5 m for less than 10 % of the year and are wind wave dominated.

During the field campaign, hydrodynamic data were recorded directly seaward of the swash profile as well as further offshore (figure 50A, B). The deployed equipment included an electromagnetic current meter and a pressure sensor. Data sampling was fixed at a frequency of 2 Hz. An additional two directional micro Acoustic Doppler Velocimeter (2D microADV) was implanted within the swash zone, but because of high bubbles concentration (see figure 51), most of the recorded data were invalid.



**figure 52 - Mean water level (dashed line), significant wave height recorded offshore (thick lines) and at the toe of the studied area (thin lines), at gravity (continuous lines) and infragravity frequencies (dotted lines).**

The deep water and onshore wave heights during the experiments in parallel with the tide level are shown in figure 52 for both the incident and the infragravity frequencies. The tidal range reached 3 m on the day of the experiment. The offshore mean incident period was 4.6 s in the gravity band, and the mean period in the infragravity band was 32.4 s. The offshore wave height was rather constant during the experiment with values around 0.5 m, and the waves were coming from East. The onshore maximum significant incident wave height was reached around high tide (0.64 m ).

At high tide, the incident waves broke very close to the shoreline and transformed directly into swash motion, as described by Butt and Russell (2000). During the experiment, the study area was either located in the swash zone, or in the breaker area around high tide. In the latter case, no morphological measurement were done. The position of the breaker zone was then positioned accurately during all the experiments and just reached the rod F at high tide (figure 50B). The breakers were plunging breakers and removed a significant quantity of sediment, which was observed in the water column directly in front of the breaking wave.

Three perforated PVC tubes (15cm diameters) were used as piezometers. They were implanted in the upper beach transect (figure 50B). Measurements of the watertable level were taken every 10 minutes in the piezometers using an electrical graduated probe. The watertable levels measured by the piezometers (figure 50B) varied with the tide as described by Duncan (1964), Nielsen (1990a, 1997), Turner (1990, 1993, 1995) and with the waves, as studied by Packwood (1983), Nielsen (1990b), Hegge and Masselink (1991), Gourlay (1992), Hanslow and Nielsen (1993). On the 20<sup>th</sup> of November, the maximum watertable fluctuation reached 1,5 m, and the highest level corresponded to the high tide level.

### 3 - Methodology of the beachface surveying

The topographic profiles were surveyed at low tide and while the swash processes were acting on the upper part of the beach. In the latter case, cross-shore profiles were recorded each 5 minutes for a period of 7 hours. The surveys were performed using six rods (figure 53) (16mm diameter, 1.70m long), implanted into the beach at low tide in a cross-shore transect (figure 50A, B). The upper part of the beach, where the experiments were conducted showed a very regular slope. A resolution of 3 meters was therefore adopted for the cross-shore morphological changes.

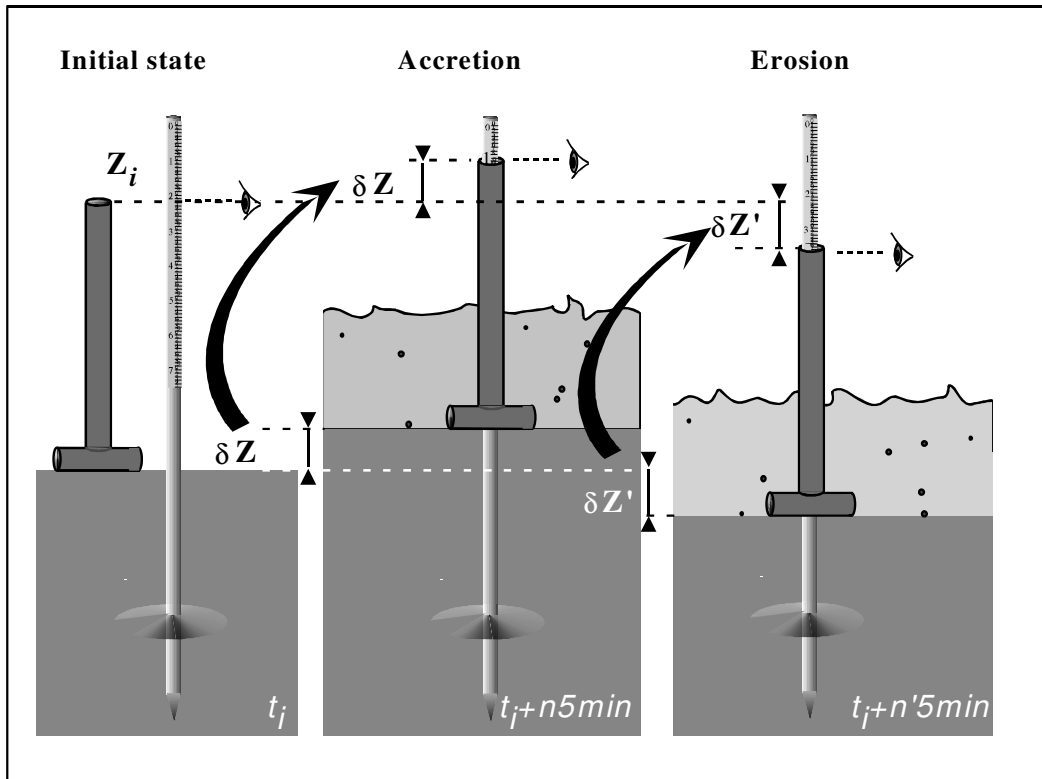


figure 53 - Representation of the methodology used for measuring the topography changes on one of the rods.

These rods were graduated and fixed firmly in the beach. When the upper beach transect was located into the swash zone, a T-shaped cylindrical ruler (figure 53) was put down over each of the seven rods, one after the other. As the same ruler was used during the total experiment and the top of the T was placed on the sand bed, the level indicated on the graduated rods showed the variations of the topography (figure 53,  $\delta Z$ ,  $\delta Z'$ ) at the foot of the rods compared to the initial state (figure 53,  $Z_i$ ). A similar method was described by Sallenger and Richmond (1984) and Nordstrom and Jackson (1990). The scour at the bottom of the rods was minor and the wide base of the ruler allowed measurements of elevation to an accuracy considered better than 0.5cm. This value increased slightly as the water depth and velocities increased, especially on the most seaward rods located at the transition between the swash zone and the

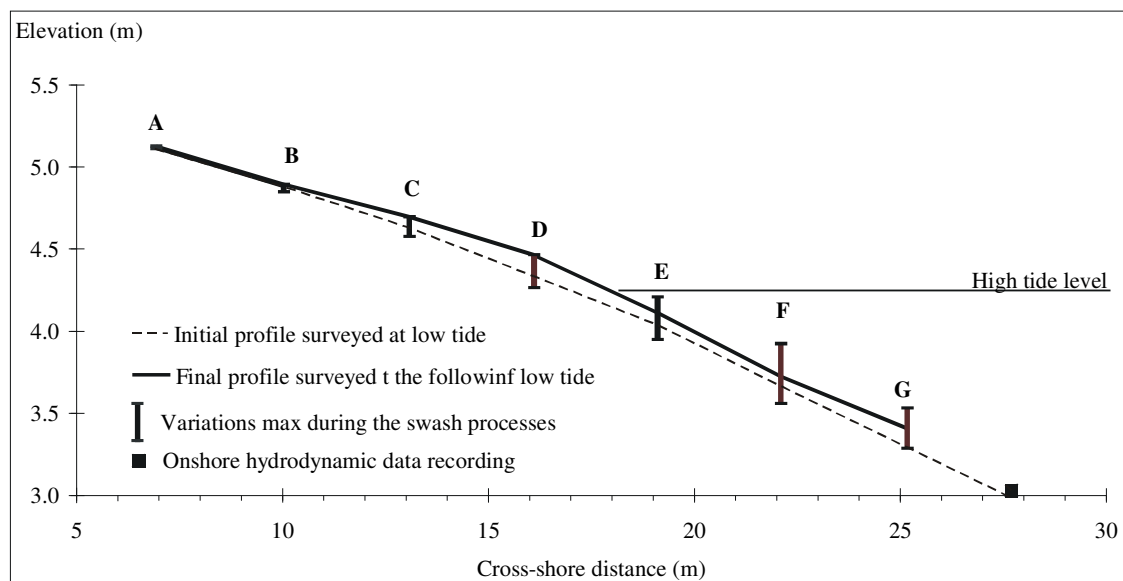
breakers zone. However, it never exceeded more than 1 cm. The location of the swash rods in the local coordinate system was taken with a centimetric DGPS Trimble 4400 RS.

## 4 - Results

### 4a - Upper beach topography behaviour

#### ➤ Net profile change

The topographic profiles surveyed on the 20<sup>th</sup> of November at the low tides preceding and following the swash experiment, are shown in figure 54. The totality of the profile showed an accretion, with values of 1cm on the upper part and 11cm on the lower part of the studied area. The maximum variations were localised on the middle part of the profile, around the location of the high tide level and reached 13 cm. Even if the net changes of the profile over an individual tidal cycle were significant, they were between 1.5 and 6 times smaller than the morphological changes during a tidal cycle, represented by the thick vertical lines in the figure 54.



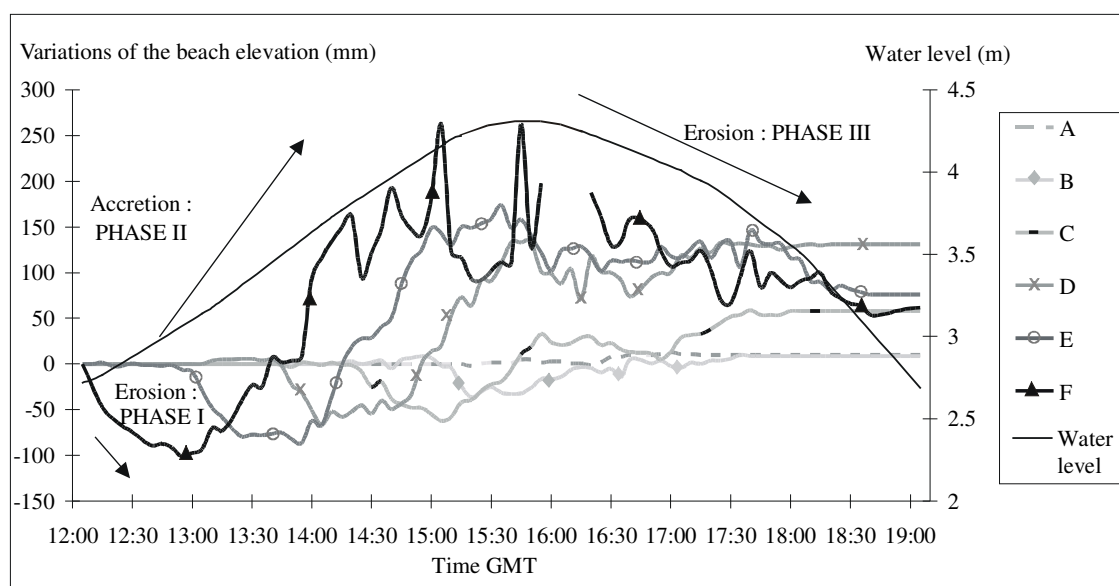
**figure 54 - Teignmouth beach profiles surveyed on the 20<sup>th</sup> of November at the low tides preceding and following the swash experiment. The vertical thick lines represent the maximum variations recorded during the swash experiments on each topography rod.**

#### ➤ Morphological changes during the tidal cycle

The relative topographic variations recorded on the 20<sup>th</sup> of November while the upper beach was located in the swash zone are shown in figure 55. The surveys were performed when the studied area was located strictly in the swash zone. It shows that the part of the beach exposed

to the shallow uprush lens was first eroded up to 10 cm per hour. With the rising tide, the erosion decreased on the lower part of the study area and in parallel moved onshore. As the tide level increased and the swash lens eroded the middle of the study area, the lower part of the beach was quickly accreted, by 10 to 15 cm per hour (figure 55). This phase of accretion also progressed onshore following the rising tide and reached the upper part of the studied area. The increase of the tide level allowed the breaking waves to reach the lower part of the studied area, no topographic measurements were then surveyed within the breaking wave zone. However, the presence of a step in bed level, up to 50 cm high was observed at the limit between the swash zone and the breaking area as described by Strahler (1966) and Bauer and Allen (1995). During the falling tide, the lower part of the beachface was constantly eroded (up to 5 cm per hour). The upper beachface evolution was not as constant. The accretion period (Phase II) continued during the beginning of the falling tide, but was interrupted by a short erosion period (maximum 7cm) lasting for about fifty minutes (figure 55). At the end of the tidal cycle, the upper beach was also eroded.

In summary, the swash induced morphodynamics acting on the Teignmouth beach varied both in time and space : At a fixed time, the beachface is exposed both to accretion and erosion. On the other hand, observing at a fixed place, 3 phases could be observed during the tidal cycle: a short phase I of significant erosion, followed by a phase II of quick and significant accretion, followed by a phase III of erosion.



**figure 55 - Morphological variations surveyed on each rod during the swash experiment and the mean water level (thin line) recorded on the 20<sup>th</sup> of November. The darkest line corresponds to the most seaward topography rod (rod F) and the lightest one to the most onshore rod (rod A). The exact location of the rods are indicated figure 54.**

#### ➤ Relation between the beachface saturation and the morphological evolution

The figure 56 shows the temporal variations in beachface morphology with variations of position of the effluent line through time. The intersection of the tide level with the beach, and the run-up limit are also indicated. As shown in this figure, the phase I of erosion recorded on the morphological survey, occurred on unsaturated sand, whereas the beach accretion that took place during the rising tide on the phase II appeared to be independent of the saturated or unsaturated sand state. The phase I and phase II were translated onshore following the



increase in water level and were associated with the rise in the watertable level. After the high tide, the watertable sloped seaward, inducing a seaward discharge of water within the sediment which produced a seepage (Duncan, 1964 ; Turner, 1990a) at the beach surface called the “effluent zone” (Grant 1948). This change of watertable slope is coincident with the beginning of the erosion of lower part of the beachface (phase III) and with the interruption of the phase II on the upper part of the beach face.

## 5 - Relative importance of the morphodynamic factors on the Teignmouth beach behaviour during one tidal cycle

The three-phase sequence of erosion-accretion was similarly observed on the 5 experiments conducted in Teignmouth during variable hydrodynamic conditions. This sequence is therefore not a readjustment of the profile with the hydrodynamic conditions (Holland and Puleo, 2001). On the basis of our measurements, observations and literature review, an explanation of the evolution is proposed which leads to a conceptual model of the Teignmouth upper beach behaviour within the swash zone (figure 57).

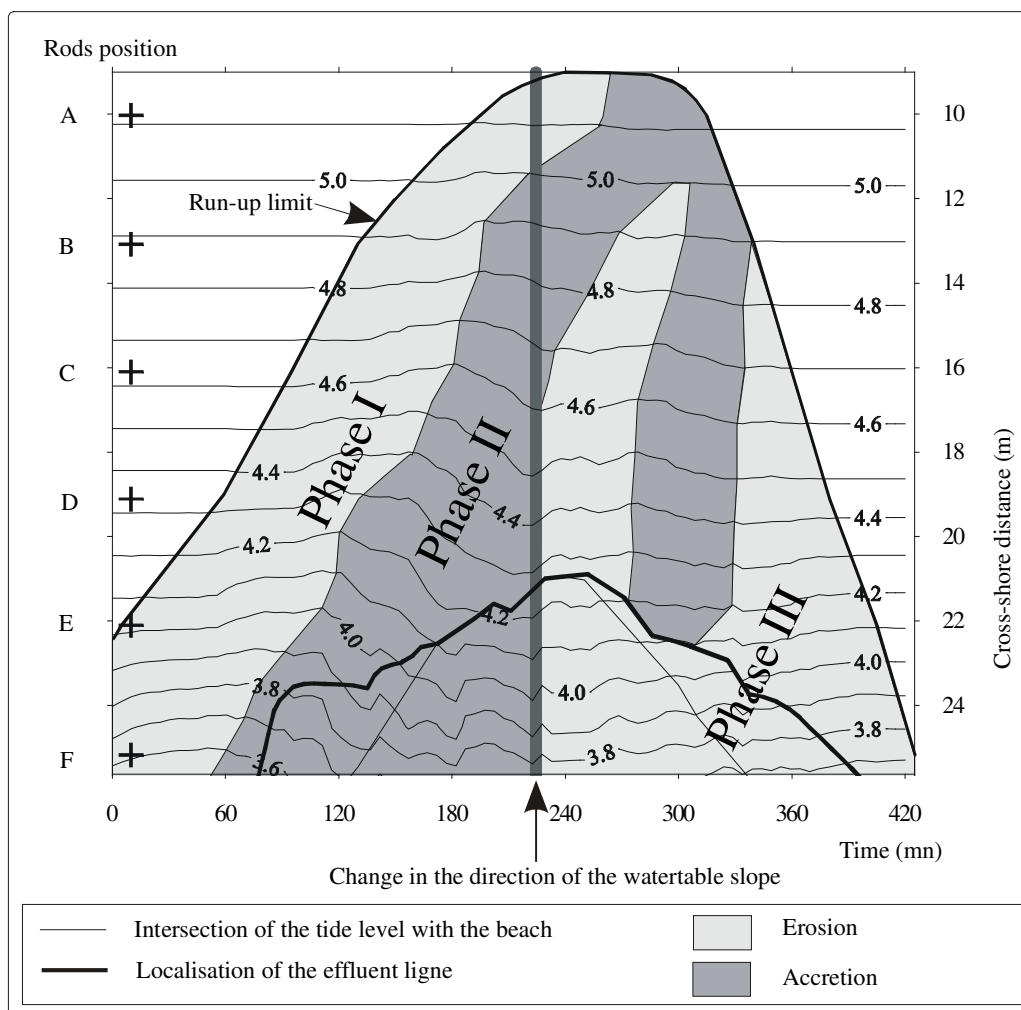


figure 56 - Temporal variations in beachface morphology with the intersection of the tide level with the beach, the run-up limit and the effluent line. The contour lines indicate the beach elevation in meters with respect to local Chart Datum. The initial time correspond to the beginning of the experiment at 12:05 PM.

## 5a - The phase I

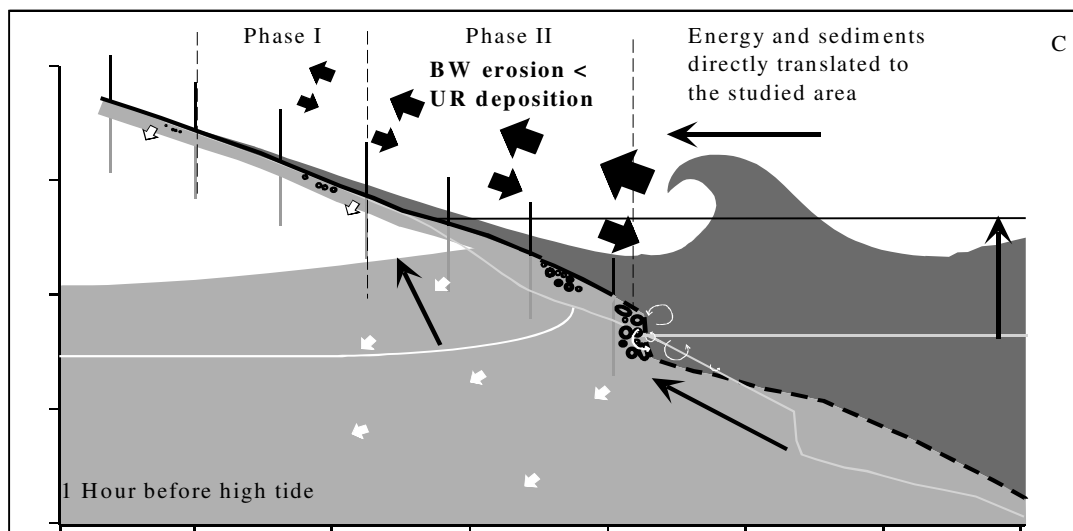
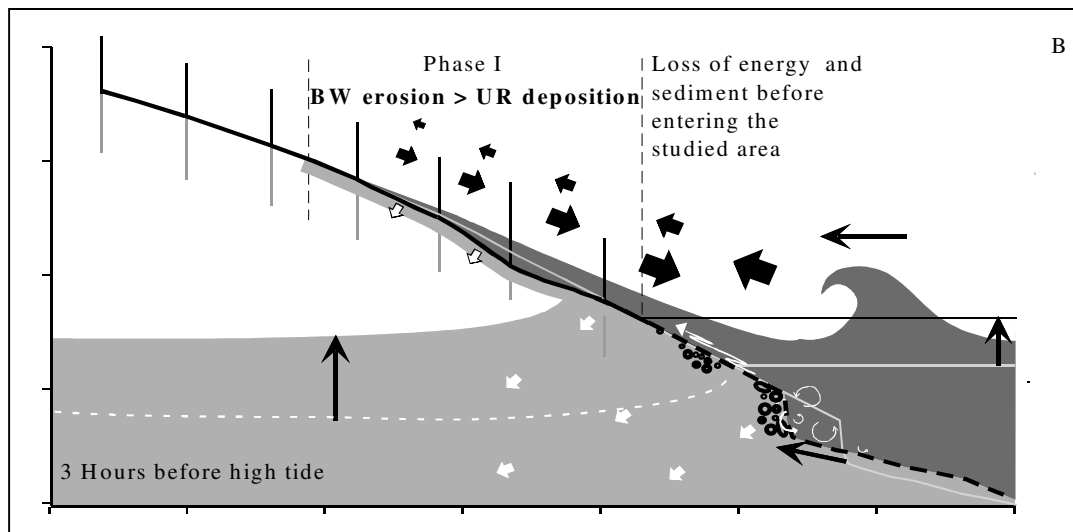
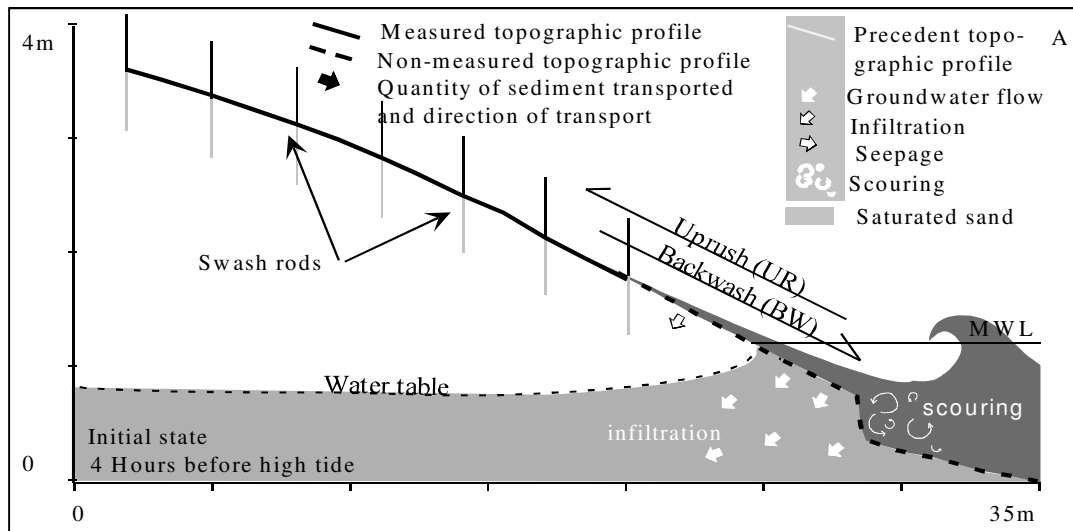
The first phase occurred at the very beginning of the swash action on the upper beach (figure 57A, B) and was characterised by a very shallow swash lens sweeping the beach. Field observations in Teignmouth, showed similar behaviour as described by Turner (1990, 1995): while the swash lens progressed onshore on unsaturated sand, the water percolated into the beachface (figure 51). The backwash lens is then narrower than the uprush lens. The generally acknowledged behaviour of the beach at the early stage of the tidal cycle (Duncan, 1964 ; Strahler, 1966 ; Eliot and Clarke, 1988 ; Turner, 1993) is of potential accretion above the watertable level. The principal theory explaining the accretion phenomenon is that the uprush lens infiltrates into the unsaturated sand, leading to a deposit of the sediment. The sediment remains on the beach as the backwash loses its potential to remove the sediments. The processes of infiltration have been recently studied. (Turner and Masselink, 1998 ; Baldock *et al.*, 2001 ; Butt *et al.*, 2001; Masselink and Li, 2001). These studies bring a new approach on the beach morphodynamics under swash processes, and show that the mechanisms and effects of infiltration are not only reduced to a loss/gain of water for uprush accretion/backwash erosion (Duncan, 1964).

In our case, as opposed to the model of Duncan, the beginning of the rising tide, was characterised by a significant erosion of the unsaturated sand (figure 56, and figure 57B). This was the case for the total beachface. This drop in the sediment level could not be the result of the re-arrangement of the sediment particles, since the erosion lasted for up to one hour and could reach 10 cm.

Considering the good permeability of the sediment (table 7), a considerable quantity of water percolated into the sand, and especially on the lower part of the studied area, where the permeability was maximum. In our case, the infiltrations could have induced a thinning of the boundary layer, leading to an increase in the near bed velocities (Butt *et al.*, 2001). The increased velocities could then be the cause of the erosion, especially during the backwash as the water depth became very shallow. This theory cannot however be tested against field data as no pore pressure were recorded. It corroborates, nevertheless, very well the field observations which showed large quantities of sediment removed by the very shallow backwash lens in sheet flow conditions (Broome and Komar, 1979 Yu *et al.*, 1990). Additionally, antidunes were observed during the backwash and provided visual evidence of the supercritical conditions of the flow (Broome and Komar, 1979).

The erosion phase is translated onshore as the tide level rose, but its intensity decreased onshoreward. This decrease can be explained by the decrease in permeability as the swash edge progressed onshore on a better sorted and finer sediment.

The above hypothesis then suggests that the behaviour of the beach at the early stage of the tidal cycle depends on the grain characteristics, hence, the model of Duncan (1964) would not be applicable to any kind of beach. Strahler (1966) reports beach evolution data during tidal cycle, where the beach slope and sediment characteristics were very similar to the data reported on the present study (slope 10%, permeability reported table 7) but no watertable measurement were provided. He concluded that the variations of the beach profile during the rising tide underwent three phases : a first phase of accretion followed by a phase of erosion, followed itself by a period of deposition. As the author noticed, the initial period of erosion is either absent or is of an order of magnitude equal to the surveying errors, about 0.6 cm.



.../...

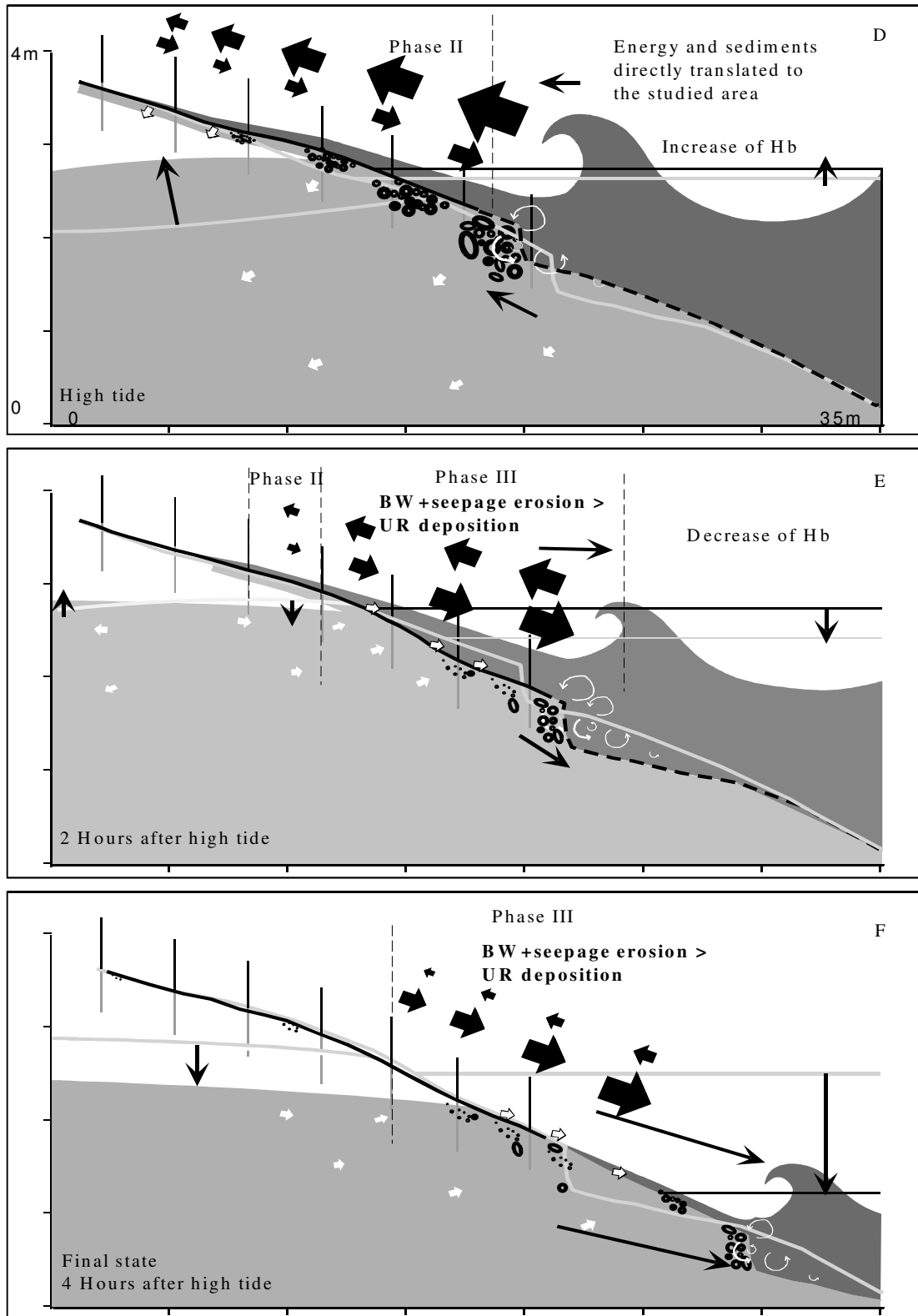


figure 57 - Conceptual model of the behaviour of the upper beach of Teignmouth exposed to swash processes. The model takes into account the variations of the water level during the tidal cycle, the fluctuation of the watertable level with the tide level and the direction of the groundwater flow, the migration of the breaking zone and the beach step migration, onshoreward during the rising tide, offshoreward during the falling tide, as represented by the thin black arrows.

His first phase might correspond to the first half hour of data recorded in the present study, when the beach was reached by the uppermost part of the swash lens, and for which the variations observed were of the order of the surveying errors (0.5 cm). However the second phase described by Strahler (1966) seems to match very well with the first phase of the present study where the recorded seabed changes are significant.

As the sea level continued to rise, the importance of the erosion decreased, until it stopped and was then followed by an accretion period, which was referred to as the phase II.

### *5b - The phase II*

The change of dynamic (from erosion to accretion) occurred as the sea level continued to rise (figure 56, figure 57 C), and the swash lens became thicker. It is generally assumed that accretion during the rising tide is directly related to infiltration. However, it is not the case with this data set.

Firstly, if the infiltration in the Teignmouth beachface was responsible for an accretion, then the phase one would be characterised by an accretion even bigger than the phase two. Secondly, the phase two of accretion occurred both on saturated and unsaturated sand (figure 56). The reason for this accretion period is then different from what is generally described in the literature.

The diminution of the boundary layer effect caused by an eventual decrease in the sand size is not possible as the sediments sampled during the high tide swash processes (when the accretion is maximum) are much coarser than the sediment sampled at low tide (table 1). The increase of the swash depth can neither explain the accretion since the upper part of the beach, which was covered only by shallow lenses of swash, underwent both accretion and erosion.

However, the erosion caused by the backwash large near bed velocities can have occurred in the same way during the total tidal cycle, but during the phase II, its importance was counterbalanced by another process.

As the tidal level rose, the breaking zone shifted landward, with breakers coming closer to the studied area. During the field experiment, an important charge of sediments was observed within the water column just landward of the breakers, as described by Voulgaris and Collins (2000). On steep reflective beaches, such as Teignmouth upper beach, the incident waves break very close to the shoreline and transform directly into swash motion (Butt and Russell, 2000). With breakers approaching the upper beach, a larger quantity of sediment was brought directly into the studied area, leading to increased quantities of sediment left on the beach by the uprush (figure 57C, D) and diminishing the relative importance of the erosive backwash. The observations of Strahler (1966) showed that closer to the high tide, the erosion was stopped and was replaced by a period of accretion which was caused by an important deposit of sediment. This deposition was due to the formation of a step at the breaker point. The phase II described on the present study corresponds to the third phase described by Strahler (1966). The sediment sampled at low and high tide in Teignmouth showed a seaward coarsening coupled with a decrease in sediment sorting. Both these characteristics were also observed by Strahler (1966). Additionally, the sediments sampled at high tide were much coarser than the sediment sampled at low tide. Pebbles were also found at high tide just seaward of the studied area, and were not recovered on the beach surface at low tide. The theory which explains the accretion of the phase II also provides good arguments for the distribution of the sediments: As the plunging breakers collapse, a large quantity of sediment was remobilised (Voulgaris

and Collins, 2000), and was potentially brought up on the beachface by the swash lenses. As the uprush progresses onshore, its velocity decreases (Hughes *et al.*, 1997, Osborne and Rooker, 1999). The sediment distribution was then caused by the decrease of the swash energy, the finer sediment being deposited further landward than the coarser. The bed shear stresses produced by the incoming waves just seaward of the studied area were computed as given by Soulsby (1997). The results showed that the waves just seaward of the studied area were unable to remove sediment coarser than 5 mm. Thus, pebbles removed by the breakers remained directly close to the breaking zone, shaping the crest of the step, as observed during the experiment.

The presence of hydraulic jumps (Larson and Sunamura, 1993) when the backwash running down « meets » an incoming uprush, could also be responsible for sediment resuspension (Voulgaris and Collins, 2000), but probably at a much lower proportion than the breaking waves.

The phase two was then followed by a period of erosion which dominated most of the profile, referenced as the phase III.

### 5c - The phase III

As the tide level decreased, the breakers shifted seaward. Logically, the accretion period should have continued until the breakers were as far as they were when the phase II started. Conversely, as the tide level was close to its maximum, the accretion period was replaced by a period of erosion. However as seen on the figure 56, the behaviour of the saturated part of the beachface differs from the behaviour of the unsaturated beachface.

Below the watertable level, the erosion occurred continuously and began when the watertable started to bend seaward. These observations agree with the last stages of the model of Duncan (Duncan, 1964 ; Waddell, 1976 ; Turner 1990). The change of the watertable slope from landward to seaward initiated the seepage of the groundwater out of the beachface. This seepage increases the backwash erosion, which could either be the result of enhanced backwash velocities and/or by the fluidisation of the sediment. The latter is supported by field observations as the experimenters could easily sink of several tens of centimetres during the backwash on the seepage face. The sediment brought up by the uprush is not sufficient for counterbalancing the sediments taken away on the saturated beachface by the backwash, especially as the swash energy decreases throughout the ebbing tide. This phase of erosion was also observed by Strahler (1966) but was explain to be caused by the retreats of the breaker step down the beach. Hence, upper part of the beach became less steep than the lower part (figure 57E, F).

Contrary to the saturated beachface, the behaviour of the beachface above the watertable was not constant. The phase II of accretion continued after the high tide (no seepage effect on the unsaturated beachface), but was interrupted by a period of erosion which lasted for 50 minutes and which started simultaneously with the saturated beachface erosion and which progressed onshore (figure 56). This slight unsaturated beachface erosion in the middle of the phase II, is due to the steepening of the lower beachface. Instead of showing a sharp break in the beachface slope at the effluent line, the profile was smoothed by the swash lenses which swept the saturated and the unsaturated beachface. The smoothing of the profile induced a small erosion above the effluent line. Once the profile was readjusted, the phase II of accretion continued above the watertable level (figure 56) for about of 50 minutes.

As the breakers moved away from the studied area during the ebbing tide, the swash zone was also shifted seaward. At a given place, the energy of the swash lenses decreased with the falling tide, hence diminishing the sediments size on the beachface from high tide to low tide (table 7). Additionally, at the last stage of the tidal cycle, the upper part of the beachface which was unsaturated, behaved like the beachface during the phase I, i.e. the infiltrations enhanced the backwash velocities. The quantity of the sediment remobilised by the breakers and brought up by the uprush became less than the sediments taken away by the backwash. The upper beachface was then eroded. The phase III was therefore generalized to the whole profile.

| References                                |              | Location                               | Grain size<br>(mm)     | Sorting<br>(phi) | Permeability<br>(cm/s) |
|-------------------------------------------|--------------|----------------------------------------|------------------------|------------------|------------------------|
| Present study<br><b>Low tide samples</b>  | Onshore<br>↑ | Upper beachface (rod A)                | D <sub>50</sub> : 0.29 | 0.34             | 0.10*                  |
|                                           |              | Middle beachface (between rod C and D) | D <sub>50</sub> : 0.36 | 1.07             | 0.40*                  |
|                                           |              | Lower beachface (rod F)                | D <sub>50</sub> : 0.61 | 1.32             | 1.60*                  |
| Present study<br><b>High tide samples</b> | Onshore<br>↑ | Upper beachface (rod A)                | D <sub>50</sub> : 0.51 | 0.64             | 0.45*                  |
|                                           |              | Middle beachface (between rod C and D) | D <sub>50</sub> : 1.36 | 1.50             | 9.90*                  |
|                                           |              | Lower beachface (rod F)                | D <sub>50</sub> : 1.94 | 2.45             | 70.56*                 |
| Duncan (1964)                             |              | Swash-backwash zone                    | No data (Medium sand)  | -                | -                      |
| Eliot and Clarke (1988)                   |              | Beach                                  | Mean : 0.35            | -                | 0.058 to 0.092         |
| Strahler (1966)                           | Onshore<br>↑ | Upper swash zone                       | D <sub>50</sub> : 0.35 | 1.15             | 0.09 *                 |
|                                           |              |                                        | D <sub>50</sub> : 0.45 | 1.15             | 0.16 *                 |
|                                           |              | Middle swash zone                      | D <sub>50</sub> : 0.60 | 1.11             | 0.28 *                 |
|                                           |              |                                        | D <sub>50</sub> : 0.87 | 1.8              | 6.03 *                 |
|                                           |              | Lower swash zone                       | D <sub>50</sub> : 4.3  | 2.6              | 14.32 *                |
|                                           |              | Break point                            | D <sub>50</sub> : 6.0  | 1.5              | 27.87 *                |
| Waddell (1976)                            |              |                                        | No data (Sand)         |                  |                        |

table 7 - Grain characteristics of the sediment sampled in Teignmouth the 20<sup>th</sup> of November both at low tide (on the unsaturated beach) and during the high tide swash processes (while the beach is successively covered and uncovered by the swash lenses), and of the sediment sampled during the studies of Duncan (1964), Eliot and Clark (1988), Strahler (1966) and Waddell (1976). \* indicates the permeability calculated with the Krumbein and Monk equation (1943).

## 6 - Conclusion

The experiments conducted on the mixed sediments beach of Teignmouth (UK) showed that the beachface behaves differently than what is expected from the literature. Considering the

recent studies on the swash infiltration and its effect on the beach sediment transport, it appears that the beach would react differently to the infiltrations according to its sediment characteristics. The beach of Teignmouth being made of rather coarse and poorly sorted sediment, the great permeability allows the infiltration of large quantities of water. This infiltration could then increase the near bed velocities leading to the erosion of the beach. This erosion could be observed on the whole profile at the beginning of the tidal cycle and on the unsaturated beachface at the last stage of the tidal cycle. With the rising tide, the erosion migrated landward and was afterwards counterbalanced by the increasing influence of the breakers at the seaward edge of the swash zone. By getting closer to the studied area, the breakers carried a large quantity of sediments up to the swash zone, resulting in an accretion phase. With the falling tide, the backwash erosion enhanced by the groundwater seepage, took precedence over the uprush accretion, leading to a significant loss of sediment. These results attest the large influence of the tidal cycle on the beachface morphological evolution, but contrary to what exists on the literature, the beachface evolution is not only linked with the hydrodynamic condition and the location of the watertable. The grain characteristics, the permeability and the slope (inducing the breakers to break very close to the shoreline) have been shown to play a major role in the behaviour of the beach. The morphological model provided in this study completes the Duncan's model for the tidal beaches with a rather high permeability. This model is expected to be applicable to other beaches with the same morphological characteristics as Teignmouth (sediment size and sorting, beach slope).

## **Acknowledgements**

This article has been possible because of the help of Brigitte Vlaswinkel, Alexis Stepanian, Jean-Paul Lehodey, Emmanuel Genty, Olivier Labomme, Laurent Benoit, Paul Bell, the many holders of notebook for the data collection. Thank you very much for your very precious contribution. We also would like to thank Richard Whitehouse, Gerben Ruessink, Gerhard Masselink and an anonymous reviewer for providing useful comments and corrections on the manuscript.

This work was undertaken as part of the COAST3D project funded partly by the European Commission's research programme MAST under Contract Number MAS3-CT97-0086 and partly through national funding from the UK Ministry of Agriculture, Fisheries and Food under research project FD0803, the UK Environment Agency's Research and Development programme, the UK Natural Environment Research Council, and the Netherlands Rijkswaterstaat/RIKZ . Logistical support at the Teignmouth site was co-sponsored by the UK Ministry of Agriculture, Fisheries and Food under research project FD 0803, and the UK Environment Agency's Research and Development programme



## References

- Baldock, T., A. J. Baird, D. P. Horn, and T. Mason, 2001, Measurements and modelling of swash-induced pressure gradients in the surface layers of a sand beach: *Journal of Geophysical Research*, v. 106, p. 2653-2666.
- Bauer, B. O., and J. R. Allen, 1995, Beach steps: an evolutionary perspective: *Marine geology*, v. 123, p. 143-166.
- Broome, R., and P. D. Komar, 1979, Undular hydraulic jumps and the formation of backwash ripples on beaches: *Sedimentology*, v. 26, p. 543-559.
- Butt, T., and P. Russel, 2000, Hydrodynamics and cross-shore sediment transport in the swash-zone of natural beaches: A review: *Journal of coastal research*, v. 16, p. 125-268.
- Butt, T., P. Russel, and I. Turner, 2001, The influence of swash infiltration-exfiltration on beachface sediment transport : onshore or offshore?: *Coastal Engineering*, v. 42, p. 35-52.
- Duncan, J. R., 1964, The effect of water table and tidal cycle on swash-backwash sediment distribution and beach profile: *Marine geology*, v. 2, p. 186-197.
- Eliot, I. G., and D. J. Clarke, 1988, Semi-diurnal variation in beachface aggradation and degradation: *Marine Geology*, v. 79, p. 1-22.
- Gourlay, M. R., 1992, Wave set-up, wave run-up, and beach water table: Interaction between surf zone hydraulics and groundwater hydraulics: *Coastal Engineering*, v. 17, p. 93-144.
- Grant, U. S., 1948, Influence of the water table on beach aggradation and degradation: *Journal of Marine Research*, v. 7, p. 655-660.
- Hanslow, D., and P. Nielsen, 1993, Shoreline set-up on natural beaches: *Journal of Coastal Research*, v. SI, p. 1-10.
- Hegge, B. J., and G. Masselink, 1991, Groundwater-table response to wave run-up: An experimental study from western Australia: *Journal of Coastal Research*, v. 7, p. 623-634.
- Holland, K. T., and J. A. Puleo, 2001, Variable swash motions associated with foreshore profile change: *Journal of Geophysical Research*, v. 106, p. 4613-4623.
- Hughes, M. G., G. Masselink, and R. W. Brander, 1997, Flow velocity and sediment transport in the swash zone of a steep beach: *Marine Geology*, v. 138, p. 91-103.
- Krumbein, W. C., and G. D. Monk, 1943, Permeability as a function of the size parameters of unconsolidated sand: *Transaction of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineers*, v. 151, p. 153-163.
- Lanker, V. V., J. Lankneus, G. Moerkerke, S. Hearn, P. Hoekstra, F. Levoy, J. Miles, and R. Whitehouse, 2002, Bedforms and sediment transport pathway at Teignmouth (UK): Special Issue of "Nearshore and Coastal Oceanography", v. Submitted.
- Larson, M., and T. Sunamura, 1993, Laboratory experiment on flow characteristics at a beach step: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 63, p. 495-500.
- Masselink, G., Short, A.D., 1993, The effect of tide range on beach morphodynamics, A conceptual beach model. *Journal of Coastal Research*, 9, 785-800.
- Masselink, G., and L. Li, 2001, The role of swash infiltration in determining the beachface gradient: a numerical study: *Marine Geology*, v. 176, p. 135-156.
- Nielsen, P., 1990a, Tidal Dynamics of the watertable in beaches: *Water Resources Research*, v. 26, p. 2127-2134.

- Nielsen, P., 1990b, Run-up, Set-up and the coastal watertable: Proceedings of the International Conference on Coastal Engineering, p. 867-880.
- Nielsen, P., 1997, Coastal groundwater dynamics: Proceedings of the International Conference on Coastal Dynamics, p. 546-555.
- Nordstrom, K. F., and N. L. Jackson, 1990, Migration of swash zone, step and microtopographic features during tidal cycles on an estuarine beach, Delaware Bay, New Jersey, USA: Marine Geology, v. 92, 147-154 p.
- Osborne, P. D., and G. A. Rooker, 1997, Surf zone and swash zone sediment dynamics on high energy beaches : West Auckland, New Zealand: Coastal dynamics, p. 814-823.
- Packwood, A. R., 1983, The influence of beach porosity on wave uprush and backwash: Coastal engineering, v. 7, p. 29-40.
- Sallenger, A. H., and B. M. Richmond, 1984, High frequency sediment-level oscillation in the swash zone: Marine Geology, v. 60, p. 155-164.
- Soulsby, R. L., 1997, Dynamics of Marine Sands, Thomas Telford, 249 p.
- Strahler, A. N., 1966, Tidal cycle of changes in an equilibrium beach, Sandy Hook, New Jersey: The Journal of Geology, v. 74, p. 247-268.
- Turner, R. J., 1990, The effect of a mid-foreshore groundwater effluent zone on tidal cycle sediment distribution in Puget Sound, Washington: Journal of coastal research, v. 6, p. 597-610.
- Turner, I. L., 1993, Water table outcropping on macro-tidal beaches : A simulation model: Marine Geology, v. 115, p. 227-238.
- Turner, I. L., 1995, Simulating the influence of groundwater seepage on sediment transported by the sweep of the swash zone across macro-tidal beaches: Marine geology, v. 125, p. 153-174.
- Turner, I. L., and G. Masselink, 1998, Swash infiltration-exfiltration and sediment transport: Journal of geophysical research, v. 103, p. 30813-30824.
- Voulgaris, G., and M. B. Collins, 2000, Sediment resuspension on beaches: response to breaking waves: Marine geology, v. 167, p. 137-187.
- Waddell, E., 1976, Swash-groundwater profile interactions: Society of Economic and Paleontological Mineralogists, Special publication, v. 24, p. 115-125.
- Yu, Z. H., H. Niemeyer, and W. Bakker, 1990, Site investigation on sand concentration in the sheetflow layer: Proceeding of the International Conference on Coastal Engineering, p. 2361-2371.

## Principaux résultats obtenus sur le site de Teignmouth.

Seuls les résultats du 20 novembre 1999 ont été développés dans l'article présenté. Trois séries de mesures supplémentaires ont été entreprises les 1er, 4 et 19 novembre 1999. Dans ces trois cas, les conditions de terrain n'ont pas permis d'établir le profil topographique initial à la marée basse précédent les levés intensifs. Bien que l'amplitude de la première phase d'érosion n'ait pas pu être mesurée sur la totalité du profil, un comportement morphodynamique similaire apparaît, présentant les trois phases d'évolution identifiées. L'amplitude de l'accrétion peut être comparée ; elle présente une forte variabilité d'une journée de mesures à l'autre, qui peut être directement reliée aux conditions d'agitation. Plus les vagues incidentes sont hautes, plus l'amplitude des variations morphologiques enregistrées au cours des processus de swash est importante. Les hauteurs significatives des houles incidentes mesurées à la limite vers le large de la zone de swash et les accrétions maximales relevées parallèlement sont synthétisées dans le tableau 8.

| Date                          | Hs (m) | Accrétion maximale du profil étudié au cours des processus de swash (cm) |
|-------------------------------|--------|--------------------------------------------------------------------------|
| 1 <sup>er</sup> novembre 1999 | 0,85   | 30                                                                       |
| 4 novembre 1999               | 0,43   | 19                                                                       |
| 19 novembre 1999              | 0,34   | 9                                                                        |
| 20 novembre 1999              | 0,64   | 26                                                                       |

**tableau 8 - Hauteur significative de la houle mesurée au pied de la zone de swash et accrétion maximale mesurée sur la zone d'étude pendant les processus de swash.**

Les expériences menées sur la plage de Teignmouth montrent l'importance de la perméabilité sur l'évolution morphologique des plages à sédiments mixtes. Au cours du cycle tidal, la plage évolue selon trois phases. La première est érosive. Elle est provoquée par l'infiltration de l'eau du jet de rive dans le sédiment très perméable. Ceci a pour effet de diminuer l'épaisseur de la langue de swash et ainsi d'augmenter les vitesses près du fond tel que décrit par Butt *et al.* (2001). La seconde phase est caractérisée par une forte accrétion de la plage. Contrairement aux études relevées dans la littérature, cette période d'accrétion n'est pas causée par l'infiltration du jet de rive avec dépôt du sédiment présent dans la langue de swash. Avec la marée montante, les brisants se déplacent vers la zone de swash et l'importante quantité de sédiments qu'ils remettent en suspension y est directement déposée sous forme de lamines, occasionnant ainsi une forte accrétion. Enfin, la troisième phase est une période d'érosion qui débute au moment du changement de pente du toit de la nappe phréatique pendant le jusant. Avec le recul de la marée, la plage présente une zone d'écoulement de la nappe qui a pour conséquence une fluidisation du sédiment. Celui-ci est alors enlevé plus facilement par les nappes de retrait successives.

Ces résultats attestent de l'importance du cycle tidal et de la houle sur l'évolution morphologique de la zone de swash. Par ailleurs, contrairement à ce qui est décrit dans la littérature, cette évolution n'est pas uniquement liée aux conditions hydrodynamiques et à la position du toit de la nappe phréatique. Les caractéristiques sédimentologiques qui déterminent la perméabilité et la pente de l'estran jouent un rôle majeur dans le comportement de la plage. Le modèle morphodynamique fourni par cette étude complète celui de Duncan pour des plages à marées et à forte perméabilité.

## C - LE SITE D'EGMOND

La plage d'Egmond se trouve sur la partie centrale des côtes néerlandaises, sur un littoral sableux de 120 km comportant des barres multiples en domaine subtidal (figure 35). Elle est influencée à la fois par une dynamique de houle et de marée. La houle dominante est de secteur SW à NW avec une hauteur significative moyenne annuelle de 1,1 m. La période moyenne est de cinq secondes. La marée est de type semi-diurne asymétrique, le flot ayant une durée de quatre heures et le jusant de huit heures. Le régime est microtidal, le marnage étant de 1,4 m en morte-eau et de 2 m environ en vive-eau. Lors de tempêtes, une importante surcote (*set-up*) apparaît. Cette sur-élévation du niveau marin à la côte est parfois plus importante que le marnage lui-même.

La morphologie de l'avant côte montre deux barres subtidales : une barre externe rectiligne et une barre interne prenant parfois une forme en croissant. Ces deux barres se déplacent vers la côte lors de houles d'énergie faible à modérée et vers le large en périodes de tempêtes (Kroon, 1994).

Le système dunaire d'Egmond est large de 2,5 à 3 km. La crête des dunes a été alignée artificiellement et atteint une hauteur maximale de 16 m.

La zone intertidale est relativement uniforme longitudinalement et s'étend transversalement sur une centaine de mètres, la pente variant de  $2^{\circ}$  à  $7^{\circ}$  (Kroon, 1994) et la granulométrie des sables s'étalant de 250 à 350  $\mu\text{m}$  avec de nombreux débris coquilliers. La morphologie se caractérise par la présence fréquente de barres en parties basse et haute de la plage (figure 58). Ces barres ont été décrites respectivement comme étant des barres de swash, de marée basse et de marée haute (Kroon, 1994). Elles sont parallèles à la côte et le plus souvent linéaires mais peuvent présenter localement des variations liées à des « rip channels » ou des formes en croissant. Les mesures ont été principalement effectuées sur la partie basse de la plage où une barre de faible amplitude est fréquemment observée. Dans cette zone, la pente est de l'ordre de 1,9%.



figure 58 - Plage d'Egmond (Pays-Bas).

Les barres intertidales font partie des caractéristiques morphologiques les plus répandues des plages à pente faible et à granulométrie fine. Leur comportement et particulièrement leur mode de formation sont pourtant mal compris notamment dans le cas des barres de swash. Elles ont été désignées par King et Williams (1949) comme des figures sédimentaires formées entre la ligne de rivage et les brisants par l'action du jet de rive et de la nappe de retrait. Cette définition est facilement applicable pour les barres de swash de haut estran, où les processus de swash sont très certainement les seuls à influencer le comportement de la barre. Sur la partie basse de la plage, d'autres mécanismes tels que le déferlement peuvent également influencer leur morphologie. Dans la littérature, les barres de swash sont le plus souvent généralisées à toutes les barres intertidales générées par les vagues et se déplaçant vers la ligne de rivage (Swift *et al.*, 1972). La relation entre les barres de swash et les systèmes de barres et bâches (*ridges and runnels*) est particulièrement ambiguë. Néanmoins, le terme barre de swash ne devrait être utilisé que lorsqu'une relation franche avec les processus de swash est établie. Les conditions favorisant la présence des barres de swash sont encore mal comprises, principalement du fait de la rareté des données de terrain toujours difficiles à obtenir.

Cet article présente les données morphologiques détaillées du comportement de la partie basse d'une plage dissipative typique, à Egmond aan Zee, aux Pays-bas. Notre étude se base sur un suivi topographique levé durant 8 marées basses successives montrant la destruction d'une barre initiale, suivie de la formation, de la migration et de l'érosion d'une seconde. Les observations de son déplacement vers la ligne de rivage au cours du cycle tidal permettent de préciser le rôle des processus de swash sur son évolution. Enfin, le comportement morphologique de la barre est associé aux conditions hydrodynamiques de manière à établir des hypothèses quant aux conditions de construction, de déplacement et de destruction de ces morphologies de bas estran.

Les résultats obtenus sur ce site font l'objet d'une publication soumise à Earth and Surface Processes dont l'intégralité est reprise ici.

# Observations on swash bar behaviour

Christine Kulkarni (1),  
Franck Levoy (1),  
Gerben Ruessink (2),

(1) University of CAEN - Unité « Morphodynamique Continentale et Côtière » UMR CNRS 6143 - 24 rue des tilleuls - 14002 CAEN - France

(2) University of Utrecht - Institute for Marine and Atmospheric Research - Department of Physical Geography - P.O. Box 80115 - 3508 TC UTRECHT - Netherlands. Now at: WLDelft Hydraulics- Marine and Coastal Management - P.O. Box 177 - 2600 MH Delft - Netherlands

## Abstract

Despite the frequent occurrence of intertidal bars in different kind of environments, their formation, migration and erosion have barely been investigated. The purpose of this study is to analyse the movement of a lower beach bar, surveyed with topography rods in Egmond, Netherlands, and to examine the associated hydrodynamics. During eight successive tides, the bar appeared, remained, and migrated on the beach only in the presence of large heights ( $> 0.15$  m) in the infragravity field. Morphological data obtained within the tidal cycle reveal that this bar is a swash bar that migrates onshore mainly during the beginning of the flood period.

**Key Words :**Swash processes, swash bar, morphodynamics, bar migration, infragravity waves, Egmond aan Zee.

## 1 - Introduction

The importance of the swash zone for beach morphodynamics is now generally acknowledged (Butt and Russell, 1999, 2000 ; Blewett *et al.*, 1999 ; Baldock and Holmes, 1997 ; Foot and Horn, 1997 ; Holland and Holman, 1997 ; Hughes *et al.* ; 1997). Swash hydrodynamic processes guide the direction of the sediment transport, either oriented toward the coastline, implying sediment accretion, or toward the surf zone with a potential offshore sediment dispersion. Thus, swash oscillations (uprush - backwash) play a significant role in the shaping of beach morphology, and in the generation of sedimentary structures (Butt and Russell, 1999 ; Foot and Horn, 1997 ; Guza and Thornton, 1982 ; Horn and Mason, 1994 ; Osborne and Rooker, 1999 ; Sonu *et al.*, 1974).

Intertidal bars are among the most common morphological features on fine-grained, low sloping beaches, but their behaviour and particularly their mode of formation are poorly understood. This is particularly true for swash bars, first defined by King and Williams (1949) as sedimentary structures formed shoreward of the break point by the action of swash and backwash. As such, swash bars are clearly different from other kinds of bars like break point bars. The definition of King and Williams (1949) is applicable to bars on the upper part of the beach, where swash and backwash are likely to be the only hydrodynamic processes

influencing bar behaviour. However, on the lower part of the beach, other processes than swash and backwash, such as breaking waves, are of importance as well. The conditions under which swash bars are present are not well understood, because swash zone morphological field data are still rare as they are difficult to obtain. In the literature, swash bars are often generalised as being any intertidal bar generated by waves and migrating landward (Swift *et al.*, 1972). The relationship between swash bars and ridge and runnels systems is even more ambiguous. However, in our opinion, the term « swash bar » should be only used if it is justified by the connection with swash processes.

In this paper we present detailed morphological data of the behaviour of a bar on the lower part of a typical dissipative beach near Egmond aan Zee, Netherlands (figure 59). Our data consists of cross-shore profiles collected at eight successive low tides, showing the destruction of an initial bar, followed by the formation, migration and destruction of another one. Detailed observations of its migration within a tidal cycle are provided, from which the importance of swash/backwash for the lower-beach bar behaviour is assessed. Observations of near-bed hydrodynamics, seaward of the intertidal beach, are used to couple qualitatively observed bar behaviour to the hydrodynamics acting on the beach.

## 2 - Field site

During October 1998, experiments on the influence of swash processes on the behaviour of the lower part of the beach were performed. This was done within the framework of the Coast3D project. Egmond aan Zee (figure 59) is located at a mixed-energy coast influenced both by wind waves and tides. The mean annual significant offshore wave height is 1.1 m with a corresponding period of about 5 s. During storms, the waves are incident mainly from the south-west to north-west directions. The semi-diurnal tide is asymmetric with a flood period of 4 hours and an ebb period of 8 hours. The tide range is microtidal, and ranges from 1.4 m at neap tide to 2.0 m at spring tide.

The nearshore is characterised by 2 subtidal bars (figure 60). The outer nearshore bar crest is straight, while the inner nearshore bar has a crescent shape most of the time (Ruessink *et al.*, 2000). The two bars migrate onshore under moderate wave conditions, and migrate offshore during storms.

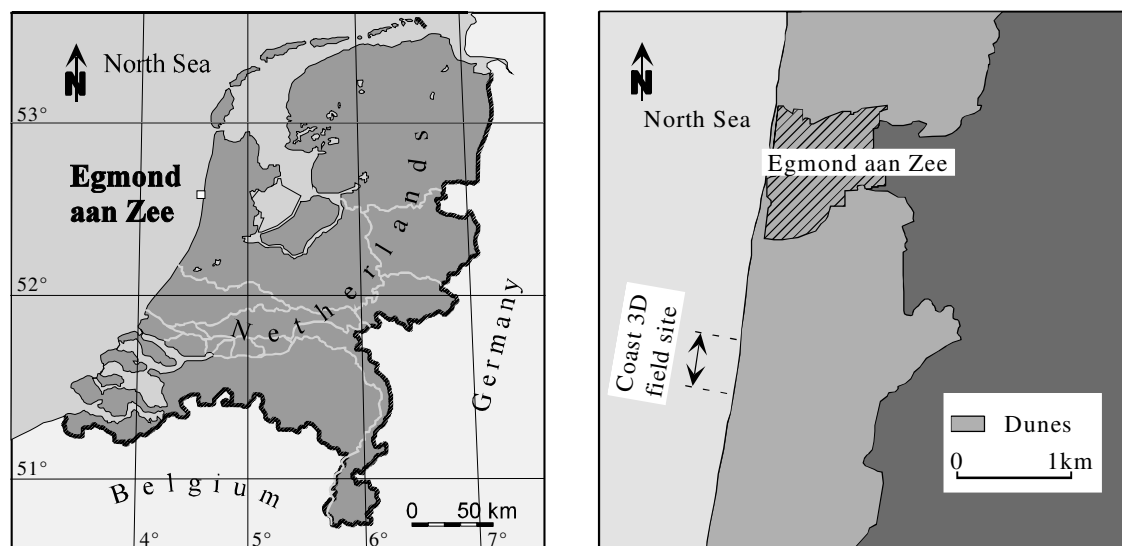


figure 59 - Location of the study area.

The intertidal area consists of 2 bars on the upper and lower part of the beach. These bars have been described as high tide and low tide swash bars, respectively (Kroon, 1994). They are oriented parallel to the coast, and are straight most of the time, but can locally display alongshore variations such as rip channels, or a crescentic crest. The sediment on the intertidal beach is well sorted and contains some broken shells. The mean grain size varies between 250 and 350 $\mu$ m, with a general coarsening trend from the dune foot to the subtidal area.

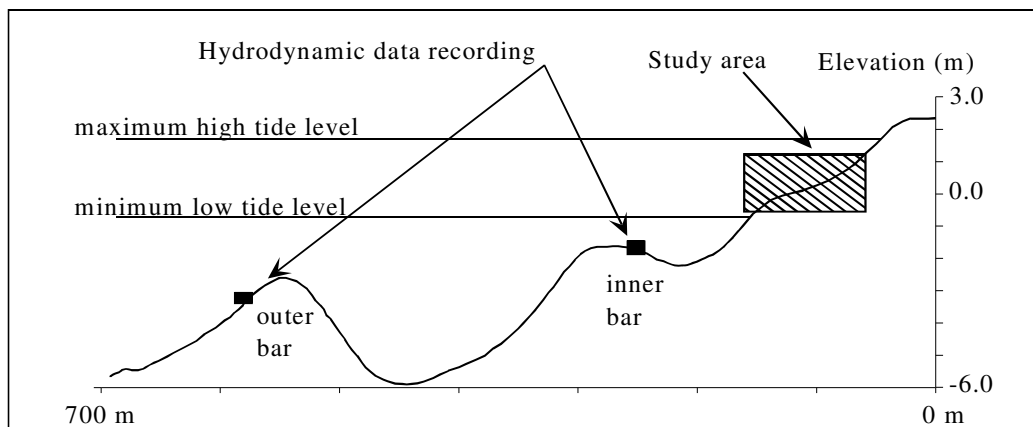


figure 60 - Transect of the beach and inner shoreface of the study area. Elevation is with respect to mean sea level.

### 3 - Methodology

The in-situ experimentation consisted of a cross-shore transect on the lower part of the beach, where a sand bar of low amplitude was located (figure 61, figure 62). Fourteen graduated rods were fixed on the beach with a cross-shore spacing of 3m. A ruler with a flat base was placed on each of the rods when measuring. As its bottom was put down on the sand bed, its top indicated a graduation, which varied with the evolution of the bed. This method, similar to that used by Sallenger and Richmond (1984) and Nordstrom and Jackson (1990), allows measurement of the variation of the morphology from an initial state at two different scales. The beach is surveyed at consecutive low tides, but also while the swash processes modulate the beach during the rising and/or the falling tide. In the latter case, the period between measurements is 5 minutes. The accuracy of the method is about 0.5 cm, but can reach 1 cm close to the inner surf zone, where water depth and wave heights are larger.

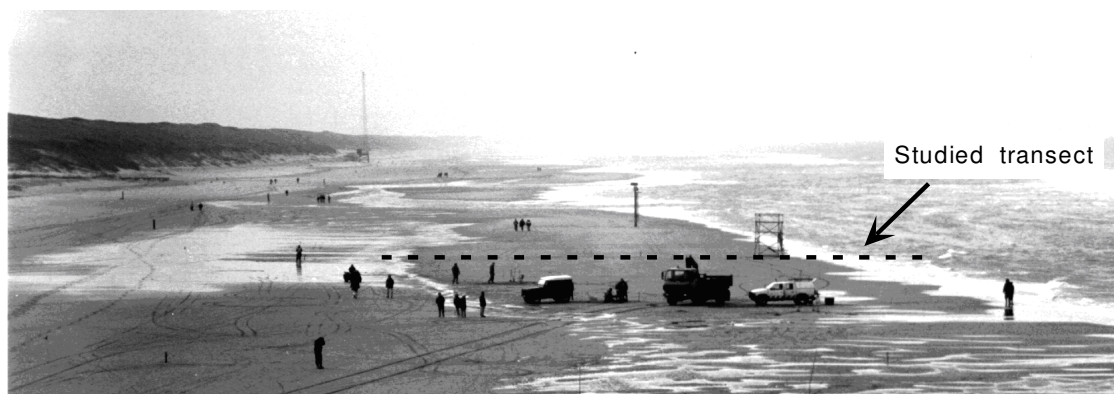
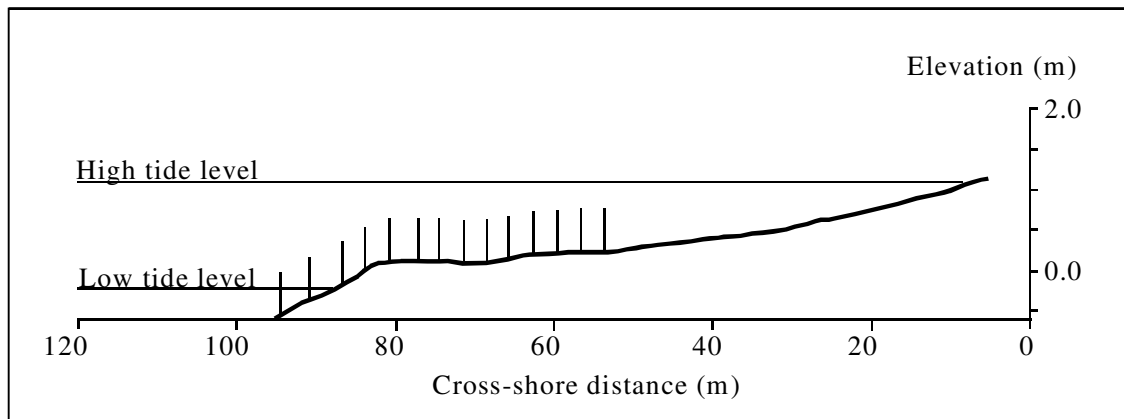


figure 61 - Photograph of the Egmond aan Zee beach (16 October 1998), showing the studied transect.





**figure 62 - Egmond beach profile, surveyed on 17 October 1998, together with the location of the topography rods.**

Measurements were performed at each low tide from 15 to 19 October 1998. Additionally, an experiment of 2 hours was conducted on 17 October while the lower part of the beach was subjected to swash processes during the afternoon rising tide.

To integrate the morphological variations of the lower part of the beach with the overall beach morphology, a topographic survey was performed, at each low tide, or once a day. This was done with a DGPS Trimble 4400 RS, over an area of about 100x350 m, including the swash study area. This survey also enable the localisation of the swash rods within the local geodesic system.

Cross-shore profiles were interpolated from the successive daily Digital Elevation Models to give the topography of the upper and middle part of the beach. The elevation models were used to determine whether the surveyed profile is representative of the beach morphological variations. Volumetric beach changes (detailed below) were computed to allow a comparison with the lower beach behaviour.

In parallel to the morphological data, hydrodynamic data were collected about 150 m seaward of the swash study area, at the crest of the inner subtidal bar (figure 60) using a bi-directional flow meter and a pressure transducer. Time series with a 34 min duration, sampled at 2 Hz, were recorded each hour. Waterlevel fluctuations and wave characteristics were also measured offshore of the outer bar crest, for 20 minutes per hour, with a sampling frequency of 2 Hz (figure 63). Low and high-pass filtering were carried out to separate sea-swell (periods < 20 s) from infragravity waves (periods > 20 s).

## 4 - Results

### 4a - Morphological data

Topographic data measured during 8 consecutive low tides are presented in figure 64. The morphology of the upper and middle beach was rather constant in time, and had a mean slope of about 1.9 %. The lower part of the beach contained the sand bar studied in this paper (figure 61). The set of 8 profiles shows that the bar morphology was highly variable during the entire experiment. The bar height was calculated as the maximum height between the topographic surface and a linear reference plane linking the lowest part of the profile and the deepest point of the runnel. It varied from 0.15 to 0.45 m. The bar width was calculated as the horizontal distance between the lowest part of the profile and the deepest point of the runnel. It varied from 25 to 40 m.

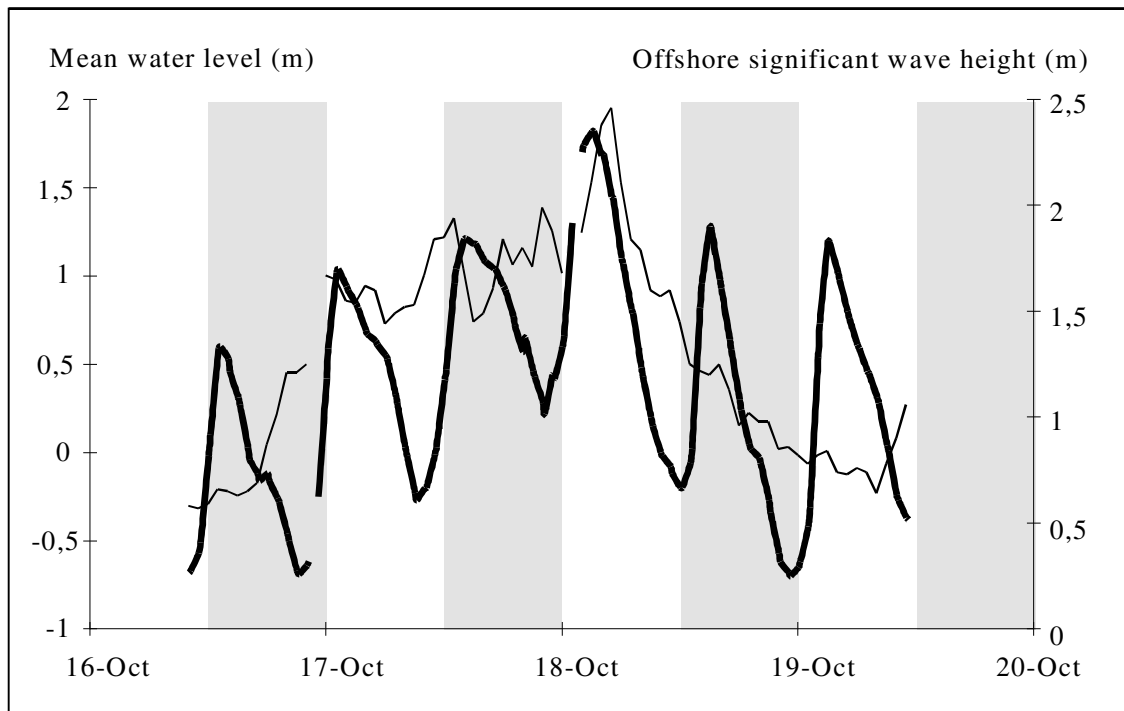


figure 63 - Mean water level (thick line) and incident significant wave height (thin line), recorded on the top of the outer bar, versus time. The grey bands are the afternoon periods.

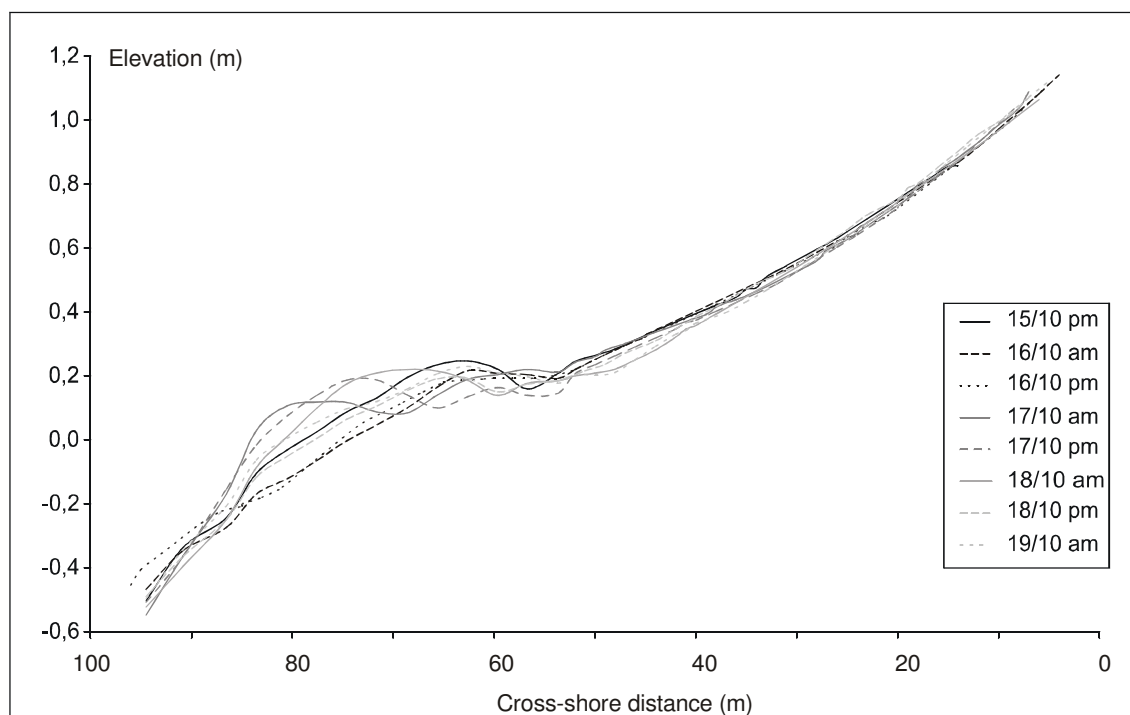
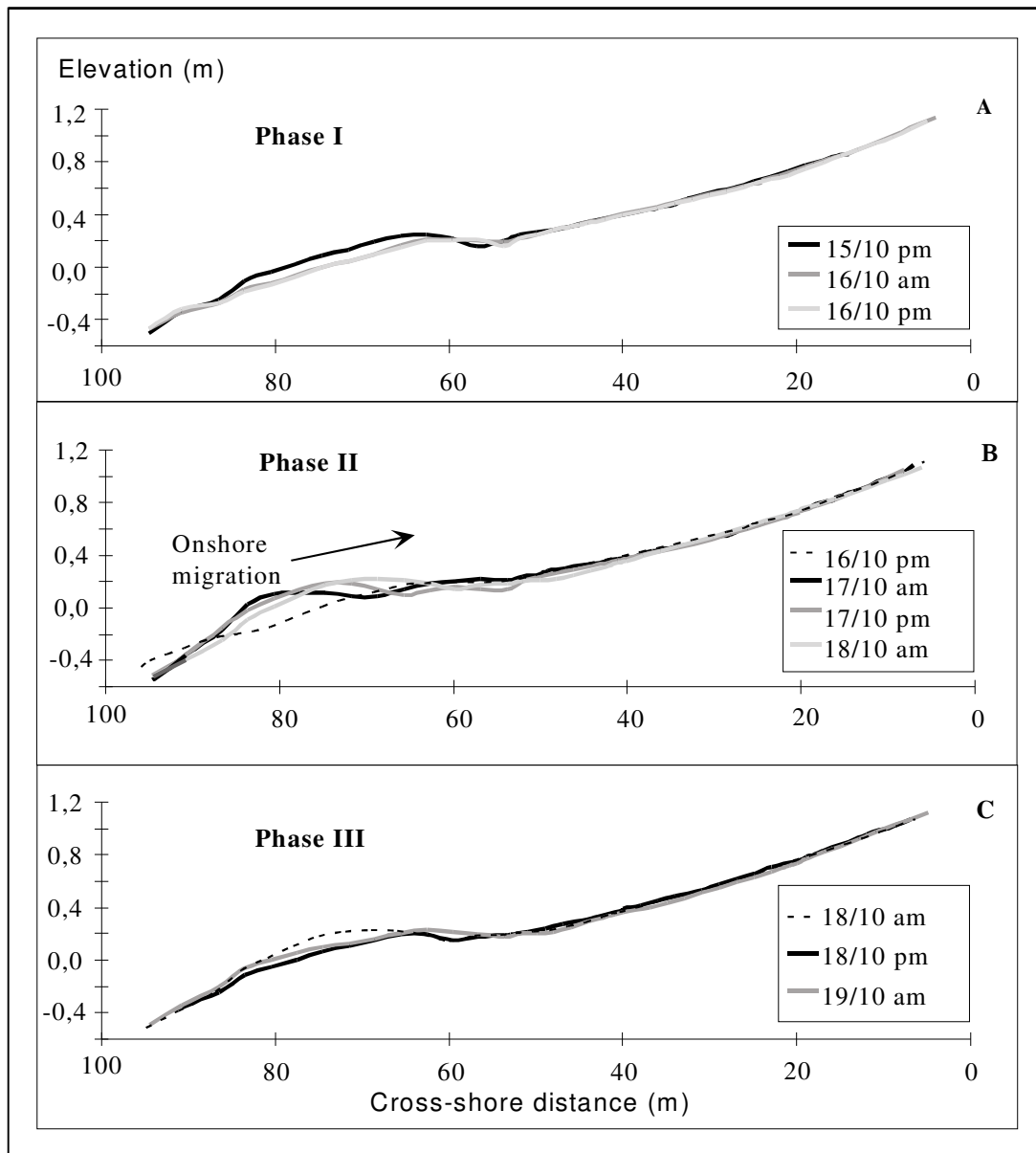


figure 64 – Variations of the beach profile, measured at each low tide from 15 to 19 October 1998.



**figure 65 – Morphological variations of the beach, divided into 4 phases, based on the behaviour of the bar.**

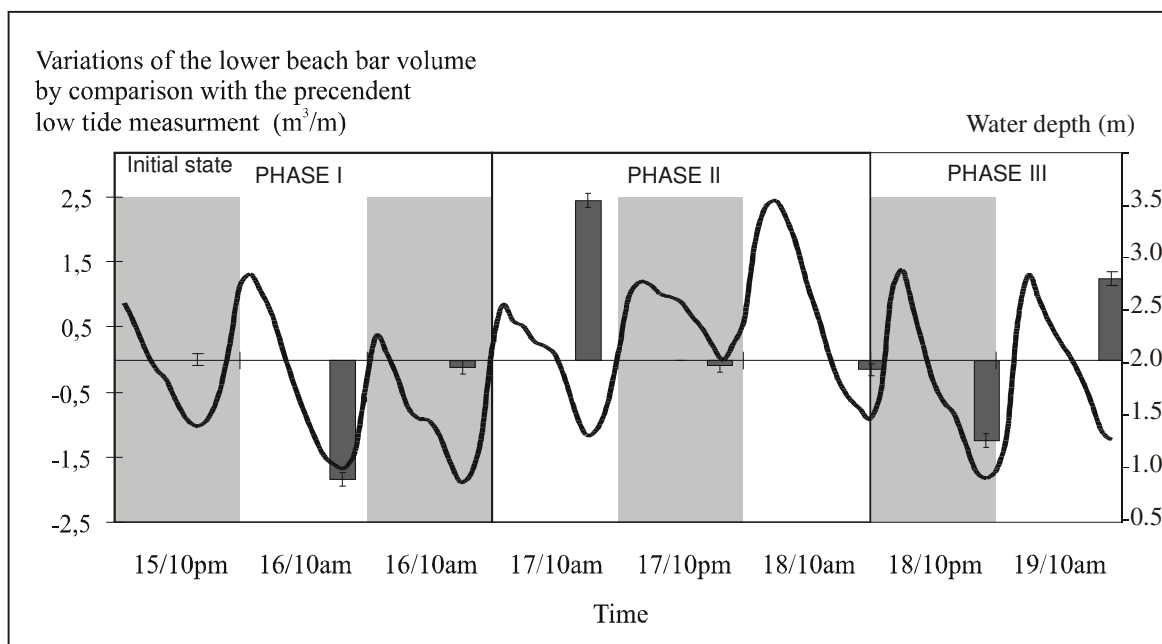
The profile sequence can be divided into 3 phases (figure 65A, B, C). Phase I (figure 65A) includes the profiles surveyed during the first 3 low tides (15<sup>th</sup> PM, 16<sup>th</sup> AM, 16<sup>th</sup> PM). The initial profile (15<sup>th</sup> PM) displayed a well-developed 0.3m-high asymmetrical sand bar on the lower part of the beach. This bar flattened during the next rising and falling tide with a smoothing of the steep landward slope and an erosion of the seaward slope. Variations of the linear metric volumes for the lower part of the beach were calculated from the beach profiles measured at low tide. The volume variations presented in figure 66 are related to the profile change between the low tide when the measurement was done and the previous low tide. The initial profile (15<sup>th</sup> October PM) is then only taken as the reference for the measurement for 16 October. During phase I, the decrease in volume confirms the erosion of the lower beach sand bar (figure 66). From the digital elevation models, the same behaviour was observed on

a beach section of 150 m longshore, indicating alongshore uniformity in lower beach behaviour.

From phase I to phase II, the volume of the lower beach was seen to increase (figure 66). Phase II (17<sup>th</sup> AM, 17<sup>th</sup> PM, 18<sup>th</sup>, AM) started with an almost symmetrical sand bar (figure 65B, 17<sup>th</sup> AM). Within the two next low tides (17<sup>th</sup> PM, 18<sup>th</sup> AM), the bar migrated landward by 5 to 6 m and became strongly asymmetrical with a steep landward slope. The sediment budget on the lower part of the beach was conserved during the 3 tidal cycles (17<sup>th</sup> AM, 17<sup>th</sup> PM, 18<sup>th</sup>, AM).

Between phases II and III, the lower part of the beach eroded, as can be deduced from the beach profile (figure 65) and the sediment volume variations (Figure 8). During phase III, the profile of the beach flattened with a weak landward migration of the bar, and a small accretion of the seaward slope of the bar (18<sup>th</sup> PM, 19<sup>th</sup> AM) (figure 65C).

During the experiment, the bed level at the middle and upper part of the beach did not vary as much as at the lower part (figure 65). The largest variations were observed just onshore of the steepest slope of the bar, and were likely caused by the migration of the channel, following the migration of the bar. However, during phase III, the middle and higher part of the beach eroded slightly (figure 65C), whereas the lower beach accreted (figure 65C, figure 66). It is likely that the lower part of the beach had the benefit of sediment coming from the middle and upper beach. However, as the sediment budget was negative, sediment must have been lost in the alongshore direction or to the subtidal zone seaward of the topography rods.

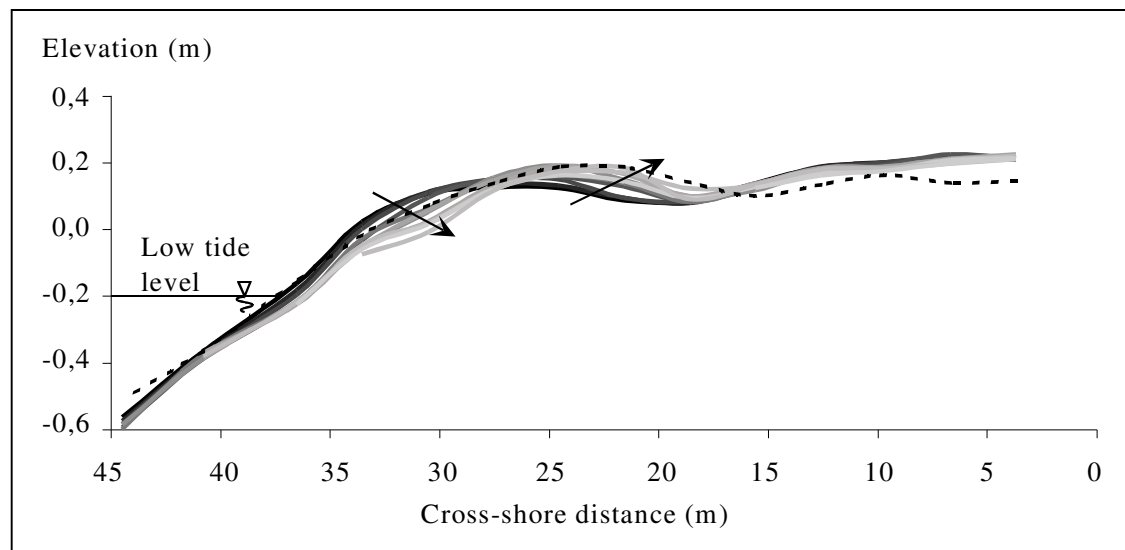


**figure 66 - Variations of the volumes of sand calculated per unit width for the lower beach profile versus time (The grey bands are the afternoon periods). The volumes were computed with the topographic profile surveyed at each low tide, and the variations were computed between the referenced and the preceding measurements.**

The collection of topographic profiles every 5 minutes at the beginning of a rising tide during phase II revealed the migration of the bar due to swash processes (figure 67). The landward migration was caused by the erosion of the seaward slope and accretion of the landward slope of the bar. It was not possible to follow and record the morphological variations of the bar occurring during the remaining rising tide period, and during the falling tide. However, the profile surveyed at the next low tide (dotted line in figure 67) only showed an accretion of the

stoss side of the bar. This accretion took place at high tide and/or during the falling tide. From figure 67 it is obvious that the swash processes on the rising tide are the main causes of the migration of the bar. Kroon (1994) described qualitatively the processes of migration of the same type of bar, and associated it with variations of the water depth on the bar. He observed that the main development of the bar took place during rising tide, which is similar to our observations.

In summary, the initial state and phase II showed the presence of a bar on the lower part of the beach. Its migration was observed during phase II driven by the swash at the rising tide. On the contrary, during phases I and III the bar eroded and the profile flattened.



**figure 67 - Morphological variations surveyed every 5 minutes for 2 hours, when the bar was located in the swash zone. For legibility, only one profile every 10 minutes is shown. The darkest profile corresponds to the initial state, the lightest one to the last measured profile. The dotted line is the profile surveyed during the next low tide. During the swash experiment, the mean offshore water level increased from -0.2 to 0.4 m.**

#### 4b - Hydrodynamic data

The water depth, the significant wave height and the significant onshore orbital velocity of the incident sea-swell at the crest of the inner subtidal bar during the morphological survey period are shown in figure 68. Both the height and the velocity of the incident waves were in phase with the water depth (correlation coefficients are 0.98 and 0.94, respectively). Additionally, the wave height on the inner bar crest were poorly correlated with those measured offshore (correlation coefficient is 0.53). The short waves on the inner bar were saturated. Maximum wave heights and orbital wave velocities at high tide ranged from 0.6 to 1.3 m and from 0.68 to 0.92 m/s, respectively, whereas minimum waves heights and orbital velocities at low tide ranged from 0.2 to 0.5 m and from 0.36 to 0.62 m/s, respectively (figure 68).

The temporal evolution of the wave height in the infragravity frequency band differed considerably from the sea-swell band (figure 69, compared with figure 68). Infragravity velocities are not discussed as they may contain contributions by shear wave (instabilities in the alongshore currents). These hydrodynamic features are likely to be locked to the bar (Lippman et al., 1999) and are unimportant for the behaviour of the intertidal bar. The

infragravity wave height was well related to the offshore wave height (correlation coefficient = 0.78). In addition, the ratio of infragravity wave height to offshore wave height was tidally modulated, with larger values at low tide than at high tide. The tide dependence can be seen in figure 69. The peaks in infragravity height at the beginning of each rising tide are qualitatively consistent with infragravity shoaling characteristics.

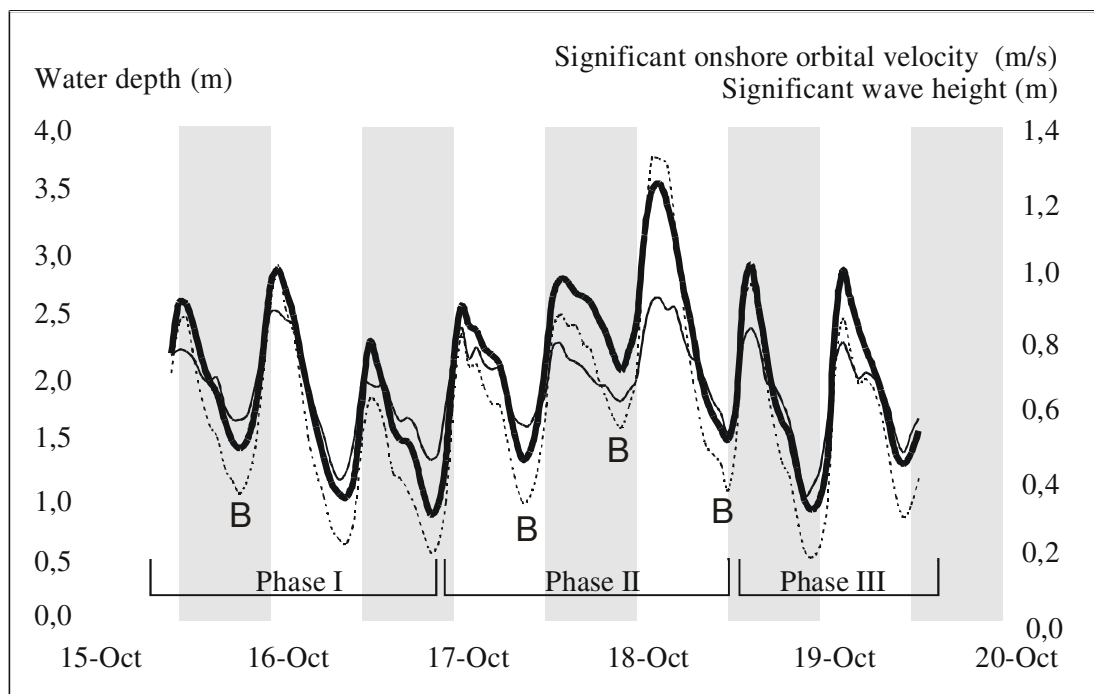
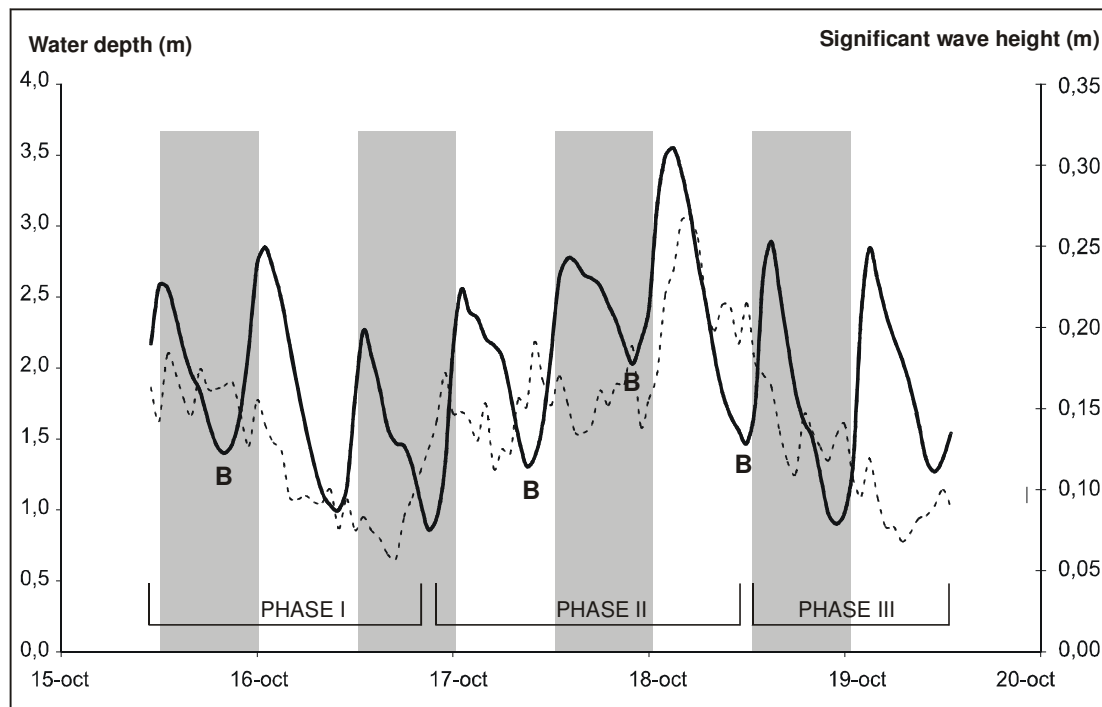


figure 68 - Water depth (thick line), significant wave height (dotted line) and significant onshore orbital velocity (thin line) for the 0.05 - 0.33Hz frequency range versus time. The grey bands are the afternoon periods. The presence of a bar on the lower beach profile is indicated by a B close to the low tide level when it was observed.

## 5 - Coupling between morphological and hydrodynamical observations

The morphological data showed a clear distinction between two dynamics : (1) erosion of the swash bar and flattening of the beach (figure 65A, figure 65C) and (2) the formation and migration of the swash bar (figure 65B). These two morphological dynamics were influenced by the hydrodynamic conditions during the same period. figure 63 shows that the bar formed during a period of increasing offshore wave height. Kroon (1994) attributed the morphological variations of swash bars at Egmond to the amplitude of the incident sea-swell waves and to the maximum tidal level. In our data, the migration of the bar can be linked with the water level at high tide (Kroon, 1994) but also at low tide. The successive increase of the maximum and minimum levels reached by the tide at each tidal cycle of phase II corresponds to the period of bar migration. However, the bar migrated mainly during the early stage of the rising tide (figure 68). Only little movement is observed during the remaining part of the tidal cycle, including the high tide. The low tide water level appears, therefore, to influence the swash bar more significantly than the high-tide water level.



**figure 69 - Water depth (thick line) and significant wave height (dotted line) for the frequency range  $< 0.05$  Hz versus time. The grey bands are the afternoon periods. The presence of a bar on the lower beach profile is indicated by a B close the low tide level when it was observed.**

The formation of the bar at the beginning of phase II is unlikely to be related to the incident sea-swell waves, given their saturated nature on the inner bar (figure 68). Many authors have observed the importance of infragravity waves on swash hydrodynamics and sediment transport (e. g. Aagaard and Greenwood, 1994 ; Beach and Sternberg, 1991 ; Mase, 1995 ; Thornton and Abdelrahman, 1991). Interestingly, three stages can be identified in our infragravity data on the inner bar (figure 69). The first stage starts with large wave heights in the infragravity band (0.15 m), followed by a significant decrease of the infragravity height, until the 16<sup>th</sup> PM low tide. This decline is followed by high infragravity wave heights (up to 25 cm), with peaks at the beginning of the rising tide, from the 17<sup>th</sup> AM till the 18<sup>th</sup> AM. The tides of the 18<sup>th</sup> PM and 19<sup>th</sup> AM show another decrease of the infragravity wave heights, with small peaks which never reached the values of the second stage.

These 3 stages coincide with the 3 phases identified in the morphological behaviour of the swash bar. It seems that the formation and occurrence of the bar (observed in the initial state and phase II) coincides with large infragravity wave heights. The morphological response to the hydrodynamic forcing is observed to be less than 3 hours. However, no proof is available, as detailed observations of gradients in hydrodynamics and sediment transport across the swash bar were not made. A threshold for inner bar infragravity wave height of around 0.15 m can be established from the data. Above this threshold, a bar is present on the lower part of the beach, migrating onshore particularly during low tide. Additional work is needed to assess the representativeness of our observations on the behaviour of swash bars.

## **6 - Conclusions**

Morphological observations during 8 successive low tides have shown that the bar located on the lower part of Egmond intertidal beach may go through distinct stages of generation, onshore migration and decay. The bar appears and migrates only when infragravity wave height on the crest of the inner bar exceed 0.15 m, and disappears when the infragravity wave heights are below this threshold. Bar migration takes places in a context of low tide level rising, and mainly during the initial stages of the rising tide, when the infragravity wave heights are maximum and the bar is located in the swash zone. The latter implies that even though the bar is located on the lower part of the beach, swash processes are of major importance to the evolution of this bar. The results of this study suggest that infragravity waves are involved in the generation of a lower beach bar at Egmond. Further study is necessary to confirm our suggestion and to assess the representativeness of our findings for other beaches.

## **Acknowledgement**

Work on swash morphodynamics was part of the COAST3D, funded partly by the European commission's research programme MAST under Contract Number MAS-CT97-0086, and partly through national funding from the UK Ministry of Agriculture, Fisheries and Food under research project FD0803, the UK Environment Agency's Research and Development programme, the UK Natural Environment Research Council, and the Netherlands Rijkswaterstaat. The field data would not have been collected without the great help of our collaborators, and the members of the team of the GRESARC. We thank them very much for their efficiency.

## **References :**

- Aagaard T., Greenwood B., 1994. Suspended sediment transport and the role of infragravity wave in a barred surf zone. *Marine Geology* 118, 23-48.
- Baldock T.E. and Holmes P., 1997. Swash hydrodynamics on a steep beach. *Proceeding Coastal dynamics '97*, ASCE, 784-793.
- Baldock T.E., Holmes P., and Horn D.P., 1997. Low frequency swash motion induced by wave grouping. *Coastal Engineering*, 32(2), 197-222.
- Beach R.A. and Sternberg R.W., 1991. Infragravity driven suspended sediment transport in the swash, inner and outer surf zone. *Proceeding Coastal sediments '91*, ASCE, 114-128.
- Blewett J.C., Holmes P., and Horn D.P., 1999. Measurement and modelling of swash hydrodynamics. *Proceeding Coastal sediments '99*, ASCE, 377-392.
- Butt T. and Russell P., 1999. Suspended sediment transport mechanisms in high-energy swash. *Marine Geology*, 161, 361-375.
- Butt T. and Russell P., 2000. Hydrodynamics and cross-shore sediment transport in the swash-zone of natural beaches : A review. *Journal of Coastal Research*, 16 (2), 255-268.



- Foot M., and Horn D., 1997. Measuring swash hydrodynamics on a laboratory beach. *Proceeding Coastal dynamics '97*, ASCE, 794-803.
- Guza R.T. and Thornton E.B., 1982. Swash oscillations on a natural beach. *Journal of Geophysical Research*, 87, 483-491.
- Holland K.T., Holman R.A., 1997. Video estimation of foreshore topography using trinocular stereo. *Journal of Coastal Research*, 13, 81-87.
- Horn D.P. and Mason T., 1994. Swash zone sediment transport modes. *Marine Geology*, 120, 309-325.
- Hughes M.G., Masselink G., and Brander R.W., 1997. Flow velocity and sediment transport in the swash zone of a steep beach. *Marine Geology*, 138, 91-103.
- King C.A.M., and Williams W.W., 1949. The formation and movement of sand bar by wave action. *Journal of Geography*, 112, 70-85.
- Kroon A., 1994. Sediment-transport and Morphodynamic of the Beach and Nearshore Zone near Egmond, The Netherlands, PhD-Thesis, Utrecht University, 275pp.
- Lippmann T.C., Herbers T.H.C., and Thornton E.B., 1999. Gravity and shearwave contributions to nearshore infragravity motions. *Journal of Physical Oceanography*, 29, 231-239.
- Mase H., 1995. Frequency down-shift of swash oscillations compared to incident waves. *Journal of Hydraulic research*, Vol. 33, N°3, 397-411.
- Nordstrom K.F., and Jackson N.L., 1990. Migration of swash zone, step and microtopographic features during tidal cycles on an estuarine beach, Delaware Bay, New jersey, USA. *Marine Geology*, 92, 147-154.
- Osborne P.D., and Rooker G.A., 1999. Sand Re-Suspension Events in a High Energy Infragravity Swash Zone. *Journal of Coastal Research*, 15/1, 74-86.
- Ruessink, B.G., I.M.J. van Enckevort, K.S. Kingston and M.A. Davidson, 2000. Analysis of observed two- and three-dimensional nearshore bar behaviour, *Marine Geology*, 169, 161-183.
- Sallenger A.H., and Richmond B.M., 1984. High frequency sediment-level oscillation in the swash zone. *Marine Geology*, 60, 155-164.
- Sonu C.J., Pettigrew N., Fredericks G., 1974. Measurement of swash profile and orbital motion on the beach. *Ocean Wave Measurement and Analysis Conference*, 621-638.
- Swift D.J.P., Duane D.B., Pilkey O.H., 1972. Shelf sediment transport Process and pattern. DH&R publishers, 656pp.
- Thornton E.B., and Abdelrahman S., 1991. Sediment transport in the swash due to obliquely incident wind-waves modulated by infragravity waves. *Proceeding Coastal sediments '91*, ASCE, 100-113.

## **Résumé des résultats principaux obtenus sur le site d'Egmond.**

Les données morphologiques obtenues au cours des huit cycles de marée sur la partie basse de la plage d'Egmond montrent une distinction claire entre deux dynamiques : la formation et migration d'une barre sableuse de bas estran et l'érosion de cette structure avec aplatissement du profil. Ces deux comportements morphologiques peuvent être directement corrélés aux conditions hydrodynamiques associées. La migration de la barre a lieu principalement en début de marée montante par suite de l'augmentation du niveau marin de marée basse. La quasi-totalité des évolutions morphologiques se produisant pendant les processus de swash, cette barre de bas estran fait partie des figures sédimentaires désignées comme barre de swash.

Contrairement aux résultats obtenus dans la littérature (Kroon, 1994), la formation de la barre de swash ne semble pas être liée aux vagues de fréquence gravitaire étant donné leur nature saturée sur la barre interne. En revanche, elle répond rapidement à la présence d'ondes de basses fréquences dans le spectre d'énergie. Lorsque des vagues infragravitaires de hauteur supérieure à 0,15 m sont mesurées sur la barre subtidale interne, la barre de swash de bas estran se forme et perdure sur l'estran.

La dynamique érosive se produit parallèlement à la diminution des vitesses infragravitaires. La crête de la barre de swash est érodée et un aplatissement général du profil est observé, soit par départ de matériel ou/et par redistribution du sédiment au sein du profil.

Ainsi, les conditions hydrodynamiques jouent un rôle prépondérant dans la morphodynamique de la plage d'Egmond. L'énergie infragravitaire apparaît comme un paramètre majeur expliquant la présence des barres de swash de bas estran.



## D - LE SITE D'OMAHA

La plage d'Omaha est localisée sur le littoral normand au niveau de la commune de Saint-Laurent-sur-mer, à proximité de Port-en-Bessin (figure 70). Cette plage sableuse s'étend sur 6 km, entre la Pointe de la Percée et les falaises de Sainte-Honorine-des-pertes. Lors du débarquement en juin 1944, ce site a servi d'accès aux alliés vers le territoire français, il s'inscrit désormais dans l'histoire.



figure 70 - Localisation de la zone d'étude.

La houle dominante est de secteur NW à NE avec une hauteur significative annuelle de 0,43m et une période de pic de 6,5s (Stéphanian, 2002). La marée est de type semi-diurne avec un régime macrotidal. Le marnage est de 3,1 m en morte-eau et de 6,2 m en vive-eau.

Le domaine subtidal est marqué par la présence de deux barres d'avant-côte. Le domaine intertidal présente un large estran d'environ 350 m à marée basse en période de morte-eau et comporte des systèmes de barres et de bâches (*ridges and runnels*) quasi parallèles au trait de côte (figure 71). Leur nombre varie de 3 à 5. Elles sont incisées en moyenne tous les 300 m par des chenaux de vidange. La pente de la basse plage est de l'ordre de 1 % et augmente progressivement vers le haut de plage pour atteindre 3,7 %. L'estran peut être totalement immergé pendant les pleines mers de vive-eau.

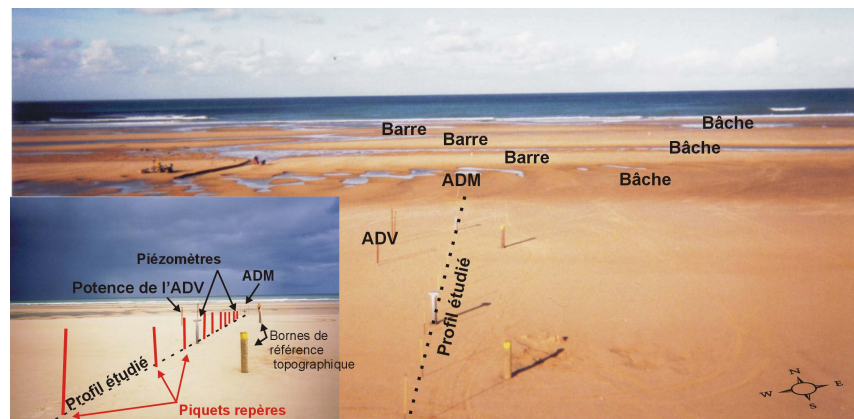


figure 71 – Plage d'Omaha vue depuis le sommet de la dune et localisation des instruments de mesure sur le profil étudié.

Le domaine supratidal comporte un massif dunaire peu développé de faible amplitude. Il est bordé par un cordon de galets de silex de taille pluri-centimétriques relativement homogène. L'arrière des dunes est caractérisée par un espace marécageux qui laisse affleurer la nappe phréatique. La granulométrie des sables de plage varie de 185 à 230  $\mu\text{m}$  avec une grano-décroissance dirigée vers le large. Une tranchée réalisée sur le haut de plage montre que sur plusieurs décimètres de profondeur le sable est mélangé de façon plus ou moins uniforme aux galets. Une couche de sable mélangé à une forte proportion de tourbe se trouve à environ 1,5 m de profondeur. La nappe phréatique est présente juste au-dessus de la tourbe.

Les mesures effectuées ne concernent que la partie haute de la plage dont la pente est de l'ordre de 2,6 %. Une barre de haute plage interprétée comme une barre de swash y est fréquemment observée (Stépanian, 2002). Les processus de formation, de migration et de destruction de ce type de morphologie n'ont pas encore été identifiés. Dans le but de pallier cette lacune, le comportement d'une barre de haute plage est analysé. Cette étude complète les investigations menées à Egmond sur une barre de swash de bas estran.

## **1 - Dispositif expérimental**

L'évolution de la plage d'Omaha a été mesurée à deux échelles différentes : lors de levés topographiques mensuels et dans le cadre de campagnes de terrain intensives en mai-juin 1999 et en octobre 2000.

### *1a - Etudes mensuelles*

Les mesures ont été réalisées en utilisant un DGPS centimétrique Trimble 4400RS. L'antenne du DGPS était fixée sur un quad qui parcourait la zone intertidale à marée basse. Cette technique a permis d'établir des levés topographiques sur une zone de 350x400 m avec une précision de l'ordre de  $\pm 2$  cm. Les résolutions transversales et longitudinales sont respectivement de 2 m et 10 m. Ces mesures ont été effectuées une fois par mois en vives-eaux et à la suite de tempêtes, dans le cadre de la thèse de Stépanian (2002).

Les conditions hydrodynamiques ont été enregistrées suivant des séquences de mesures de 9 mn toutes les 4 heures, à une fréquence de 2 Hz. Pour ce faire, un courantomètre électromagnétique de type S4 de la compagnie INTEROCEAN, muni d'un capteur de pression, a été implanté près de la laisse de basse mer de vives eaux (figure 72).

### *1b - Campagnes de terrain intensives*

Deux campagnes de terrain intensives ont été réalisées, la première du 18 mai au 2 juin 1999, la seconde du 8 au 12 octobre 2000.

La topographie de la haute plage a été mesurée (figure 71) à l'aide de piquets-repères espacés de 3 à 4 mètres et positionnés pour toute la période d'étude sur un profil transversal. Un détail de cette méthode est fourni en début de chapitre (figure 36). Ce procédé a été utilisé à la fois à marée basse et toutes les 5 minutes pendant 4 à 5 heures alors que les processus de swash façonnent la plage.

Deux piézomètres ont été implantés sur le profil étudié (figure 72). Le toit de la nappe phréatique est considéré comme le sommet de la colonne d'eau mesuré dans chacun d'entre eux selon deux méthodes. La première utilise une sonde électrique sonore permettant de déterminer la position de l'eau par rapport au sommet du tube piézométrique. Les mesures sont effectuées manuellement toutes les 10 minutes et demandent la présence permanente

d'un expérimentateur. La seconde consiste à implanter dans le fond de chaque tube un capteur de pression qui mesure automatiquement les variations de la nappe phréatique, toutes les 5 minutes, pendant plusieurs jours consécutifs. Une précision de  $\pm 2,5$  cm a été définie pour les deux techniques employées, par comparaison avec la position de la zone d'écoulement sur la plage (figure 3).

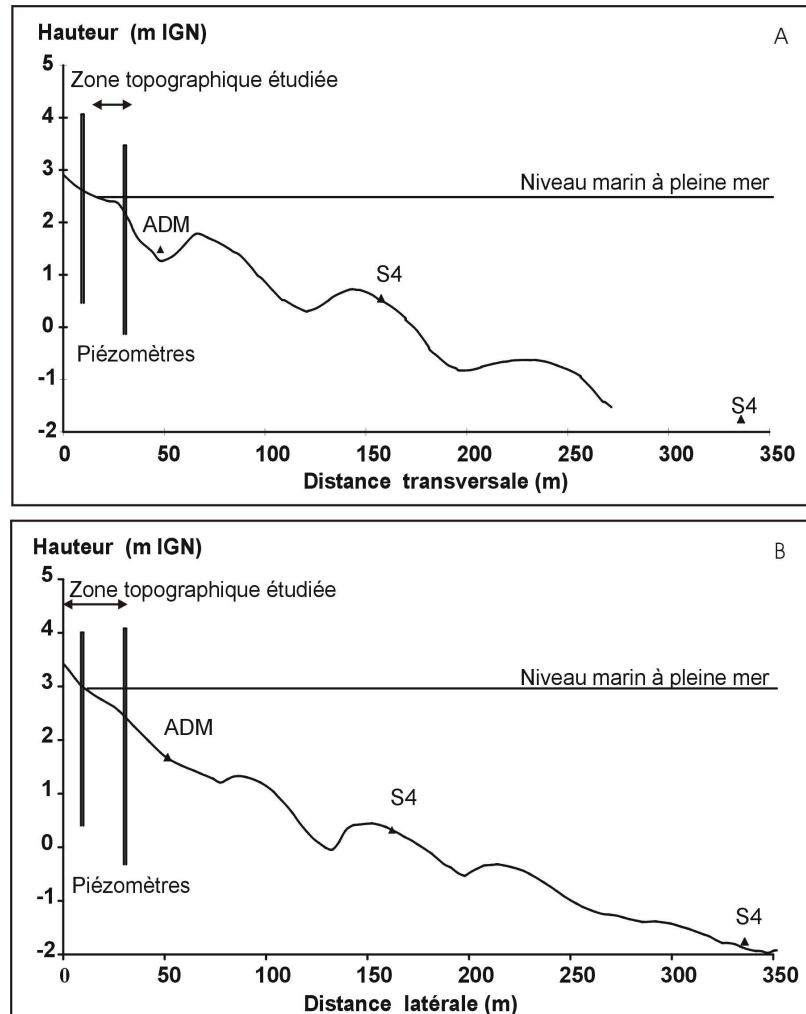


figure 72 – Profils topographiques de la plage d'Omaha, levés le 26 mai 1999 (A) et le 11 octobre 2000 (B). Avec l'autorisation d'Alexis Stépanian.

Les conditions hydrodynamiques ont été déterminées sur le profil intertidal et à la limite de la zone subtidale à l'aide de deux courantomètres de type S4 munis de capteur de pression (figure 72). La zone de surf interne a été équipée d'un courantomètre électromagnétique (ADM de la compagnie Elektronik GmbH) conçu pour mesurer dans des profondeurs d'eau de quelques dizaines de centimètres. Un micro-vélocimètre acoustique Doppler (microADV de la marque Sontek) bi-dimensionnel (X et Y) a été installé dans la zone de swash pendant les levés topographiques intensifs. Les vitesses des courants dans les langues de swash, d'épaisseur supérieure à 3 cm, ont été mesurées à une fréquence de 2 ou 4 Hz. Sa localisation à proximité des piquets de mesure a permis de déterminer avec précision le positionnement du capteur par rapport au fond sableux pendant toute la durée de l'expérimentation.

## 2 - Résultats

### 2a - Morphologie

Pendant la campagne de terrain intensive de mai 1999, une barre de haute plage a été régulièrement observée au niveau de la laisse de haute mer (figure 73). Sa morphologie peut être plus ou moins symétrique et son amplitude très faible à fortement développée. Sa localisation sur l'estran suggère que sa formation est liée aux processus de swash. Sur la totalité des levés topographiques mesurés entre février 1999 et février 2001 (Stépanian 2002), cette barre est présente dans 41% des cas. Néanmoins, pendant la campagne intensive, cette structure s'est formée, a migré et a disparu en moins de 15 jours. Les levés étant effectués mensuellement, des barres de swash ont pu se développer sans nécessairement être observées lors des opérations de terrain. La campagne de mai 1999 a permis d'observer la formation et la migration vers le haut de plage d'une de ces structures, tandis que celle d'octobre 2000 a mis en évidence la destruction d'une barre de faible amplitude.



figure 73 – Barre de swash de la haute plage d'Omaha en mai 1999.

#### ➤ Observations de la construction et de la migration de la barre de swash

De manière à apprécier les variations morphologiques étudiées pendant la campagne de mai 1999, l'évolution de la haute plage d'Omaha est découpée en quatre phases (figure 74) :

**PHASE I** : Du 18 au 21 mai, seules de faibles évolutions sont constatées. La haute plage ne présente pas de barre et montre des variations altimétriques moyennes de l'ordre de 1,5 cm sur deux journées consécutives.

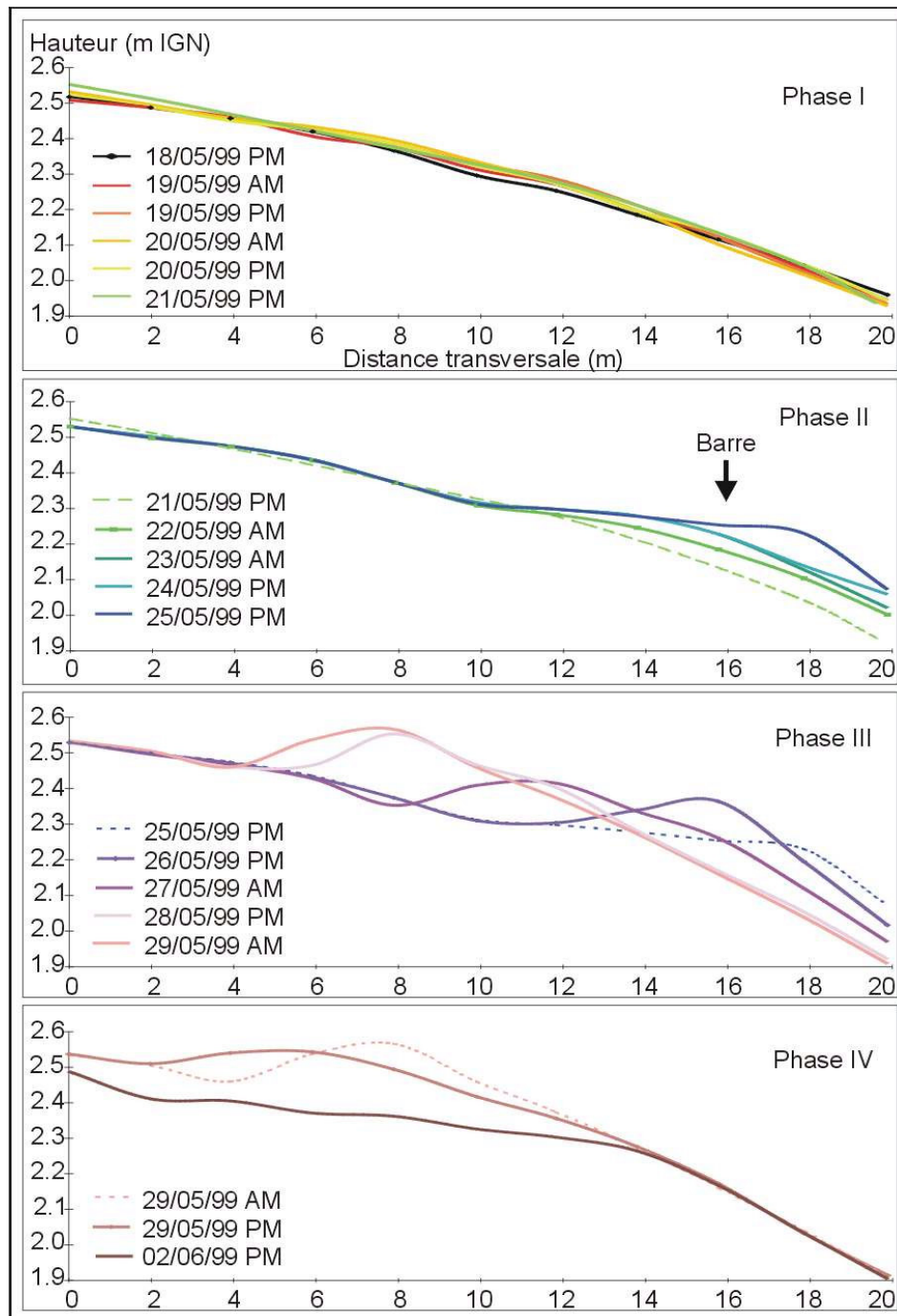
**PHASE II** : Du 22 au 25 mai, la haute plage est caractérisée par la présence d'une barre plutôt symétrique, dont l'amplitude<sup>11</sup> augmente de 6 cm à 22 cm lors des marées successives.

**PHASE III** : Du 25 à la matinée du 29 mai, la barre prend une forme dissymétrique et migre de plus de 10 m vers le haut de plage à la vitesse moyenne de 1m par marée. Sa hauteur varie de 22 cm à 28 cm. Le 26 mai, un levé topographique intensif a été réalisé pendant 3 heures et demi, alors que les processus de swash agissent sur la barre. Les résultats montrent (figure 75) sa migration par l'érosion du revers et accrétion du talus. Ce comportement est similaire au déplacement des rides asymétriques exposées à un courant unidirectionnel mais à une échelle différente.

**PHASE IV** : Du 29 mai dans l'après midi, au 1<sup>er</sup> juin, la barre s'élargit et s'aplatit.

---

<sup>11</sup> La hauteur de la barre est définie par la hauteur maximale perpendiculaire à la ligne joignant le point le plus bas du profil topographique et le point le plus bas de la bache à l'avant de la barre.



**figure 74 - Evolution morphologique de la haute plage d'Omaha du 18 mai au 2 juin, fractionnée en 4 différentes phases.**

Sur la totalité des quatre phases, le budget sédimentaire de la zone intertidale reste quasiment constant, suggérant ainsi une redistribution du matériel sur l'estran. Les variations topographiques maximales ont été observées sur la haute plage, là où les levés altimétriques intensifs ont été réalisés. De faibles variations ont été localisées dans les bâches et le talus des barres intertidales.



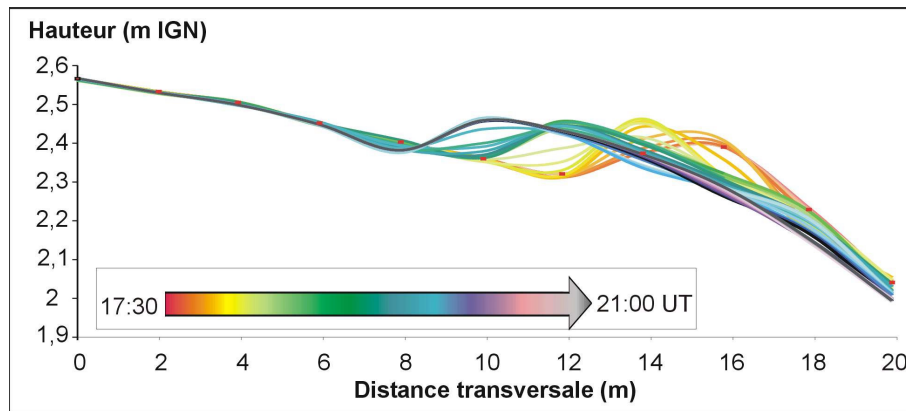


figure 75 – Variations topographiques de la haute plage d’Omaha mesurées le 26 mai 1999 pendant les processus de swash.

#### ➤ Observations montrant la destruction de la barre

La destruction de la barre de swash a été observée pendant la campagne intensive d’octobre 2000. Le 10 octobre, la haute plage d’Omaha présente un gonflement de la plage (figure 76 – 10/10/00 PM), tel que celui enregistré du 22 au 25 mai 1999 (figure 74). Sa forme et sa position justifient sa désignation de barre de swash. Néanmoins, son développement n’est pas aussi accompli que celui de la structure suivie pendant la campagne de mai 1999.

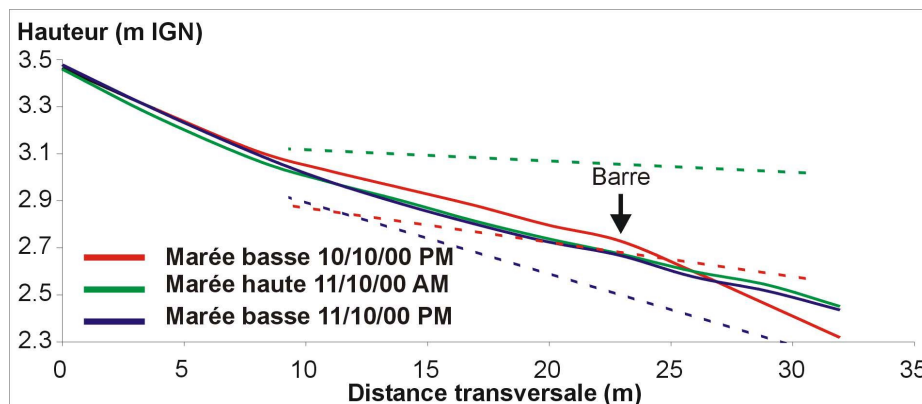


figure 76 - Profils topographiques (lignes continues) levés les 10 et 11 octobre 2000 à marée basse, et le 11 octobre à pleine mer. La hauteur d’eau mesurée dans les tubes piézométrique est indiquée par les pointillés pour chacun des levés.

Pendant la marée suivante, la haute plage s’est aplatie du fait de l’érosion complète de la barre (figure 76 – marée basse du 11/10/00 après-midi). La destruction prend place uniquement pendant la marée montante et apparaît ininterrompue et progressive (figure 77). Inversement pendant le jusant, l’évolution est plus désorganisée et subit plusieurs phases d’accrétion et d’érosion mineures sur différentes parties du profil (figure 77) ce qui engendrent un faible dépôt en haut du profil et un départ de sédiments très réduit vers le bas (figure 76).

### 2b - Données hydrodynamiques

#### ➤ Houle et marée

Kulkarni *et al.* (2003) mettent en évidence sur la plage d’Egmond aux Pays-Bas, la relation entre ces structures et la hauteur des vagues infragravitaires. Des études plus approfondies demandaient à être menées pour confirmer ces résultats ou fournir d’autres hypothèses de

formation. Les données hydrodynamiques obtenues à Omaha sont analysées afin d'établir des liens avec les conditions de formation, de migration et de destruction de la barre de swash en apportant réponse à la question posée.

Les caractéristiques hydrodynamiques sur un pas de temps long, enregistrées à la limite de la zone subtidale (figure 72), sont présentées sur la figure 78. La date des levés topographiques est indiquée par une ligne verticale et la présence de barre de swash est signalée par une flèche. Sur les deux années de suivi, la barre semble être présente uniquement pendant les périodes de beau temps.

Les conditions hydrodynamiques au large, telles que la cambrure des vagues, ont été présentées comme un facteur capable d'influencer la pente de la plage (Rector, 1954; Harrison, 1969; Sunamura, 1984). En considérant la largeur de la zone intertidale et la présence des barres, la dissipation de la houle incidente est non négligeable et peut varier d'un jour à un autre selon le marnage. Il semble donc plus adéquat d'enregistrer les caractéristiques hydrodynamiques à l'entrée de la zone de swash et au centre de la zone intertidale sur la troisième barre.

La campagne de mai 1999 présente des conditions de beau temps postérieures à l'action d'une tempête ( $H_s = 2,5$  m) avec, en moyenne, une hauteur significative de la houle ( $H_s$ ) de 0,38 m sur les deux semaines de l'étude.

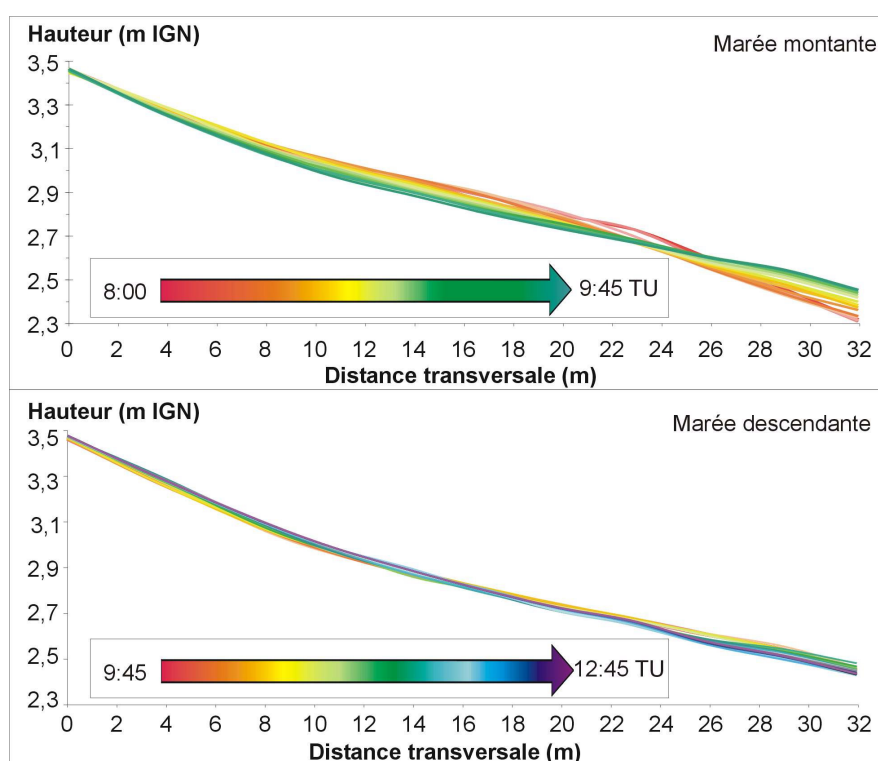


figure 77 – Variations topographiques mesurées le 11 octobre 2000 dues au processus de swash pendant la marée montante et descendante.

La formation de la barre se produit alors que le niveau atteint par la pleine mer décroît, tandis que **la migration a lieu après la morte-eau, en période de revif** (figure 80). Pendant la formation de la barre, le 22 mai 1999, le S4 localisé sur la troisième barre intertidale enregistre une augmentation sensible de la hauteur significative de la houle, atteignant 0,45 m,

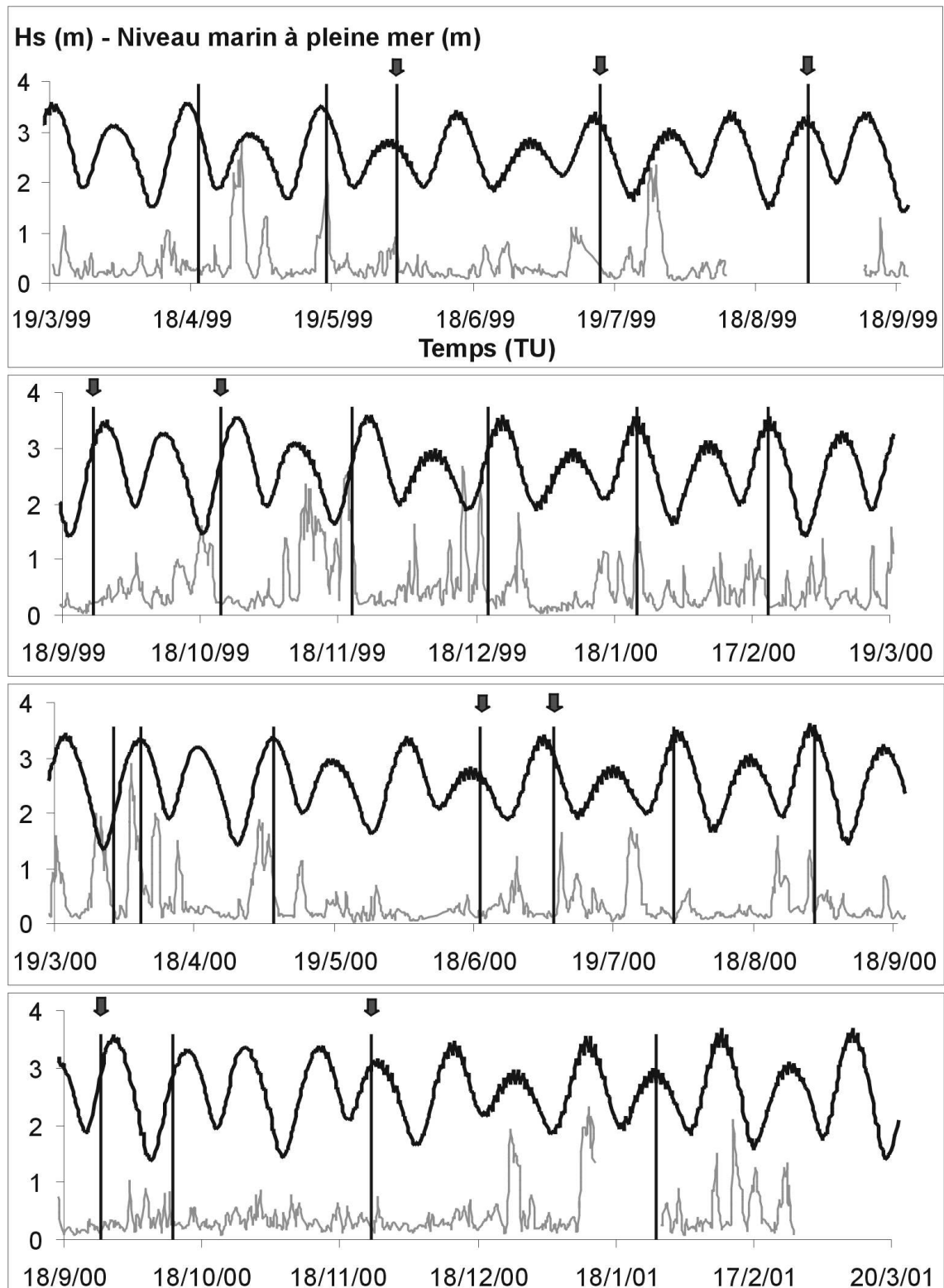


figure 78 – Données hydrodynamiques enregistrées à la limite de la zone subtidale. En noir, le niveau marin moyen à pleine mer (m), en gris, la hauteur significative de la houle (m). Les lignes verticales indiquent les levés topographiques, les flèches localisent la présence d'une barre de swash de haute plage. (Avec l'autorisation de Stépanian).

faisant suite à une période de conditions calmes avec des hauteurs de houle significatives de l'ordre de 0,3 m. **Cette intensification des vagues incidentes n'est pas observée à la frontière avec la zone de swash où l'amplitude des vagues gravitaires est constante** (figure 81).

La hauteur des vagues infragravitaires, de fréquence inférieure à 0,05 Hz, est relativement stable pendant les deux premières phases et atteint 0,02 m en moyenne hormis pendant la création de la barre. Elle s'élève alors à 0,09 m sur les enregistrements de la troisième barre et à limite de la zone de swash (figure 79). Cette valeur est fortement dépendante de la localisation transversale du capteur de pression sur l'estran (Annexe 2) et croît très probablement encore en approchant de la ligne de rivage.

Les caractéristiques hydrodynamiques relevées les 10 et 11 octobre sont présentées dans le tableau 9. Le 10 octobre, alors qu'une barre de swash de faible amplitude est observée (figure 76), la hauteur des vagues incidentes est faible, de l'ordre de 0,23 m sur la totalité de l'estran (figure 82 et figure 83). Lors de la marée suivante, la barre est érodée et une amplification des caractéristiques de la houle est enregistrée. Du 10 au 11 octobre, les conditions hydrodynamiques s'intensifient. Néanmoins, le capteur localisé sur la troisième barre et celui placé à la limite de la zone de swash enregistrent une diminution d'amplitude de la houle du bas vers le haut de l'estran, avec respectivement une hauteur de l'ordre de 0,84m et 0,47m.

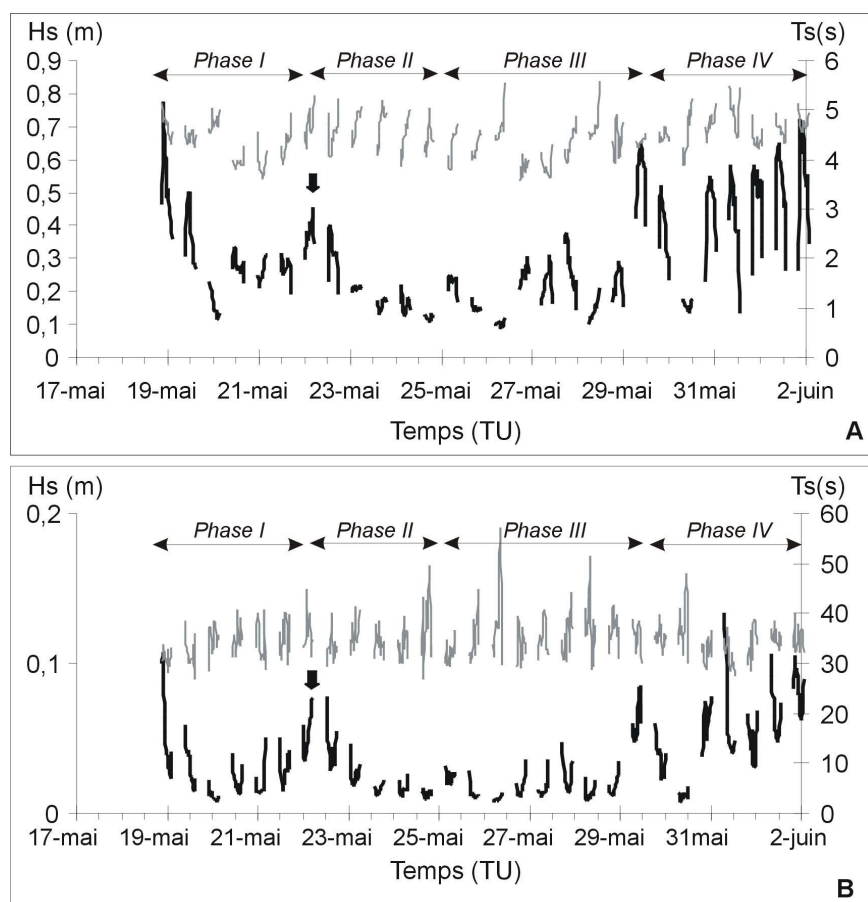


figure 79 - Données hydrodynamiques enregistrées en mai 1999 sur la troisième barre intertidale. En noir, la hauteur significative de la houle (m), en gris, la période significative de houle (s), pour la bande gravitaire (A) et infragravitaire (B). Une flèche indique la formation de la barre de swash (Données collectées dans le cadre de la thèse d'Alexis Stépanian, traitées par Olivier Monfort).

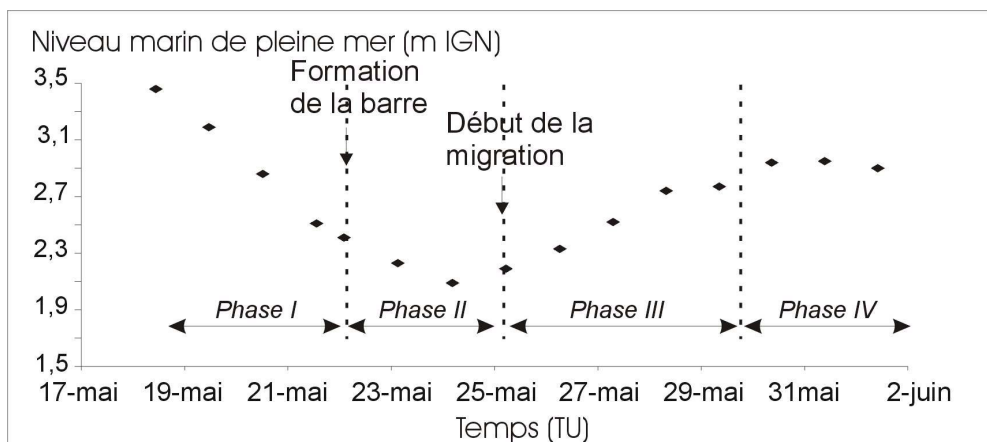


figure 80 – Niveau marin de pleine mer pendant la campagne de mai 1999.

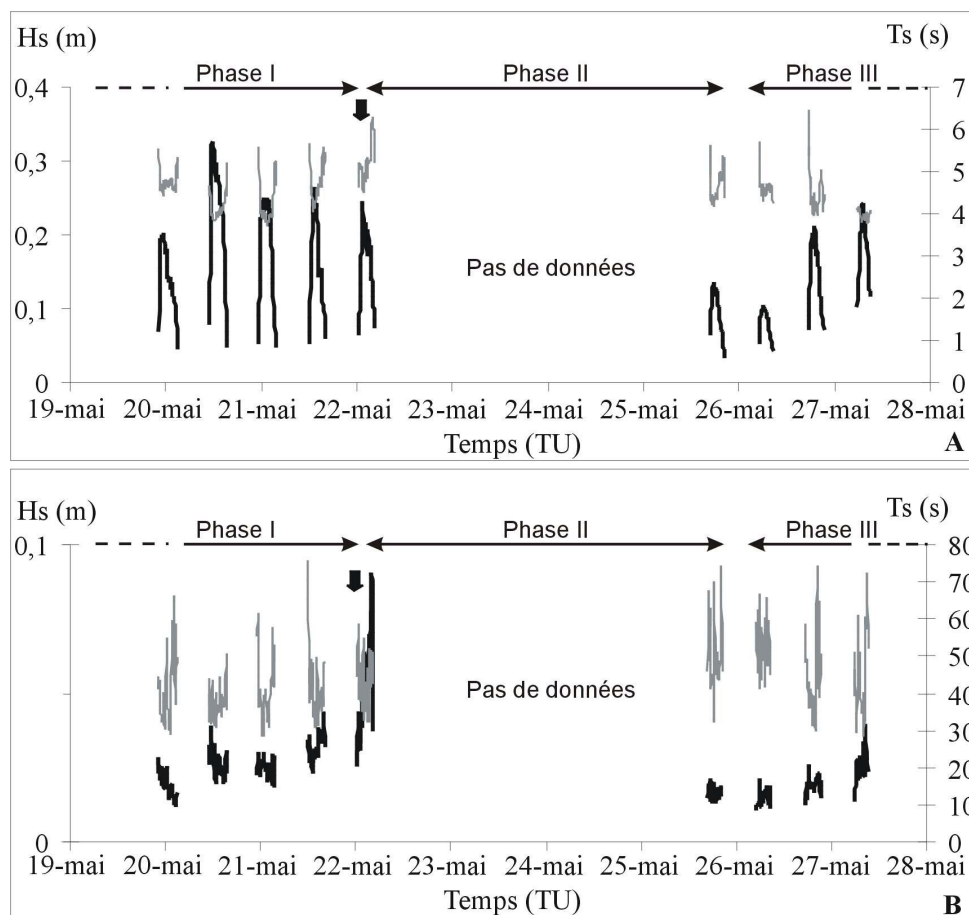
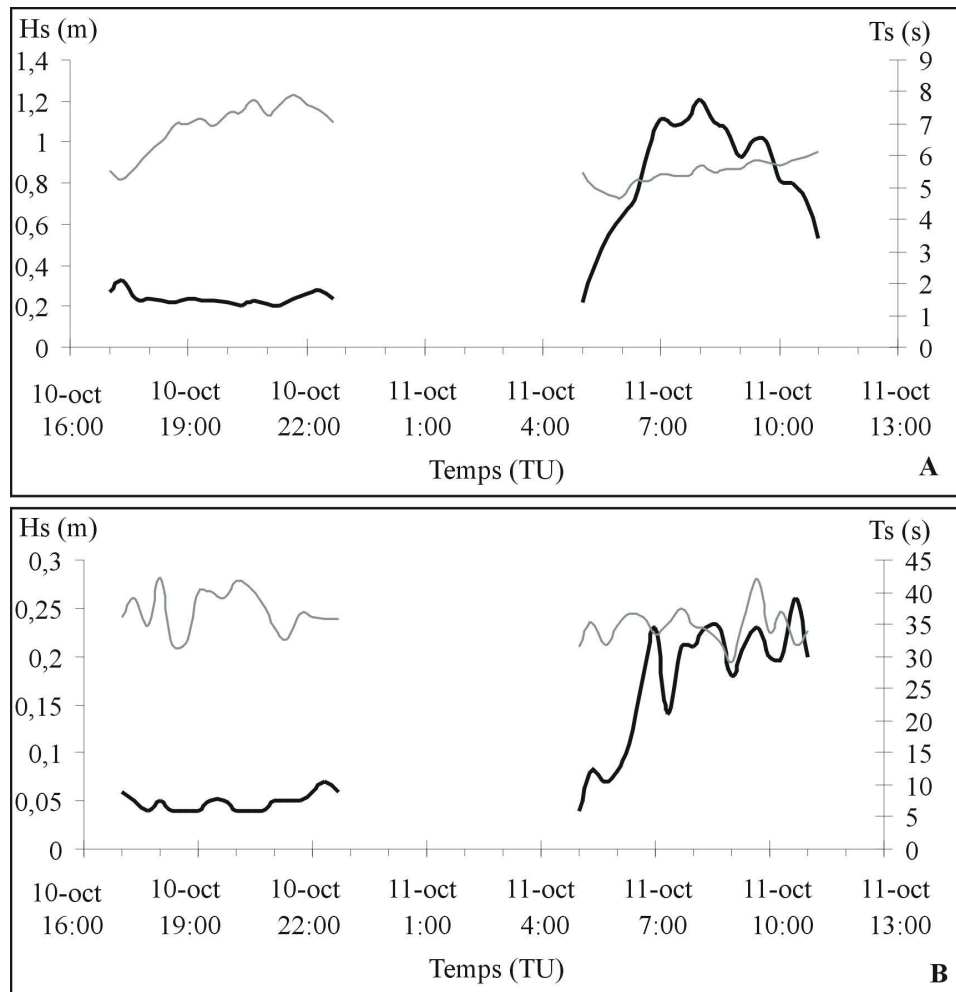


figure 81 - Données hydrodynamiques enregistrées par l'ADM en mai 1999 à la limite entre la zone de surf et la zone de swash. En noir, la hauteur significative de la houle (m), en gris, la période significative de houle (s), pour la bande gravitaire (A) et infragravitaire (B). Une flèche indique la formation de la barre de swash (Données traitées par Olivier Monfort).

|                              | 10 octobre         | 11 octobre         |
|------------------------------|--------------------|--------------------|
| Niveau de pleine mer (m IGN) | 2,25               | 2,63               |
| Hs haute fréquence (m)       | <b>0,23</b> – 0,24 | <b>0,47</b> – 0,84 |
| Hs basse fréquence (m)       | <b>0,13</b> – 0,05 | <b>0,26</b> – 0,17 |
| Ts haute fréquence (s)       | <b>6,3</b> – 6,9   | <b>6,0</b> – 5,5   |
| Ts basse fréquence (s)       | <b>55,1</b> – 37,1 | <b>44,1</b> – 34,5 |

**tableau 9 – Synthèse des caractéristiques hydrodynamiques enregistrées à Omaha, à la limite entre la zone de surf et la zone de swash (en gras), et sur la troisième barre, les 10 et 11 octobre 2000.**



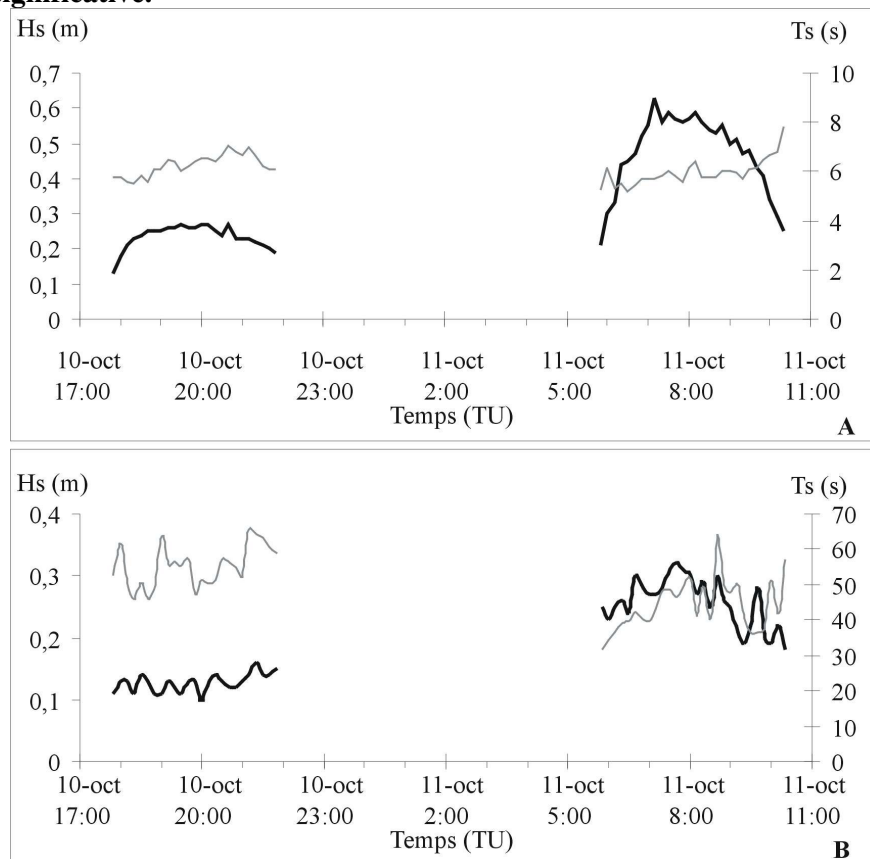
**figure 82 - Données hydrodynamiques enregistrées en octobre 2000 sur la troisième barre intertidale. En noir, la hauteur significative de la houle (m), en gris, la période significative de houle (s), pour la bande gravitaire (A) et infragravitaire (B). Une flèche indique la formation de la barre de swash (Données collectées dans le cadre de la thèse de doctorat d'Alexis Stépanian, traitées par Olivier Monfort).**

A la frontière de la zone de swash, la période significative des vagues incidentes est de l'ordre de 6 s pour les 10 et 11 octobre, alors qu'au milieu de la zone intertidale, une légère diminution, de 6,9 s à 5,5 s est enregistrée.

La hauteur des vagues de période supérieure à 20 s augmente également entre le 10 et le 11 octobre passant de 0,13 m à 0,23 m. Elle est associée à une décroissance de la période

significative variant de 55 s à 44 s. L'énergie infragravitaire est supérieure à proximité de la zone de swash (0,26 m) par rapport à celle mesurée au milieu de l'estran (0,17 m) (tableau 9).

**Ainsi, quand la barre est observée, les conditions de houle sont faibles avec une augmentation de la hauteur des vagues infragravitaire à l'entrée de la zone de swash. Au contraire, la barre est détruite lorsque l'amplitude des vagues incidentes croît de manière significative.**



**figure 83 - Données hydrodynamiques enregistrées octobre 2000 à la limite entre la zone de surf et la zone de swash. En noir, la hauteur significative de la houle (m), en gris, la période significative de houle (s), pour la bande gravitaire (A) et infragravitaire (B). Une flèche indique la formation de la barre de swash (Données traitées par Olivier Monfort)**

#### ➤ Vitesses du swash

Les principaux paramètres influençant la morphologie de la zone de swash ont été identifiés comme étant la profondeur d'eau, la granulométrie, la pente, la perméabilité, la durée des cycles de swash et la hauteur et période des vagues gravitaires et infragravitaires (Butt *et al.*, 2001 ; Duncan, 1964 ; Holland and Puleo, 2001). Leur influence devrait pouvoir être observée dans les enregistrements hydrodynamiques réalisés dans la zone de swash à Omaha. Dans ce but, les vitesses mesurées sont analysées en même temps que l'évolution de ces différents facteurs ; leur rôle respectif peut ainsi être appréhendé.

De manière à simplifier l'analyse, la taille du sédiment, la perméabilité et la période des vagues incidentes sont considérées comme constantes. En effet, sur le haut de plage d'Omaha, la granulométrie varie très peu. Les mesures sont systématiquement prises en dessous du toit de la nappe phréatique. Seuls des événements avec des vagues de période similaire sont

comparés (tableau 10). Ces trois paramètres connus de manière relative, il est possible de saisir l'influence de la pente, des conditions hydrodynamiques et de la variation de l'épaisseur de la tranche d'eau sur l'hydrodynamique du swash.

Des séquences de vitesses de une minute sont comparées deux à deux. Parmi les trois paramètres observés un seul diffère, les deux autres étant considérés comme identiques. Le premier cas montre l'influence de la hauteur des vagues sur les vitesses, le second présente le rôle de l'épaisseur de la tranche d'eau dans la zone de swash, enfin, la troisième situation met en évidence les effets de la modification de la pente. Les résultats ainsi recueillis ont systématiquement été vérifiés avec une autre série de données prise dans des conditions similaires.

Les collisions entre les nappes de retrait et le jet de rive suivant sont également prises en considération. Elles sont déterminées à partir des profils de vitesses lorsqu'un courant très rapide dirigé vers le haut de plage interrompt brutalement l'écoulement orienté vers le large. Dans ce cas, ces événements sont indiqués sur chaque graphique par la lettre C. De même, le rôle des variations de la pente est observé.

Les conditions hydrodynamiques sont comparées dans le tableau 10. Les enregistrements de vitesses correspondants sont présentés de la figure 84 à la figure 86. Les valeurs positives correspondent à un courant dirigé vers le haut de plage, celles qui sont négatives représentent un écoulement vers le large.

#### *Conditions d'observation de l'effet de la hauteur des vagues*

| Temps (TU)                                                 | 11/10/00 7:10 | 11/10/00 9:08 |
|------------------------------------------------------------|---------------|---------------|
| <b>Hs (cm)</b>                                             | <b>63</b>     | <b>51</b>     |
| Epaisseur de la tranche d'eau au niveau de l'ADV (cm)      | 14            | 14            |
| Pente (%)                                                  | 2,2           | 1,5           |
| Distance entre le capteur de l'ADV et le fond sableux (cm) | 5             | 4             |
| Période des vagues incidentes (s)                          | 5,4           | 5,7           |
| Période des vagues infragravitaires (s)                    | 34,2          | 32,4          |

#### *Conditions d'observation de l'effet de l'épaisseur de la tranche d'eau*

| Temps (TU)                                                   | 11/10/00 7:50 | 11/10/00 8:50 |
|--------------------------------------------------------------|---------------|---------------|
| Hs (cm)                                                      | 56            | 55            |
| <b>Epaisseur de la tranche d'eau au niveau de l'ADV (cm)</b> | <b>36</b>     | <b>16</b>     |
| Pente (%)                                                    | 2,0           | 2,0           |
| Distance entre le capteur de l'ADV et le fond sableux (cm)   | 2             | 4             |
| Période des vagues incidentes (s)                            | 5,5           | 5,6           |
| Période des vagues infragravitaires (s)                      | 36,2          | 30,6          |

#### *Conditions d'observation de l'effet de la pente*

| Temps (TU)                                                 | 26/5/99 17:35 | 26/5/99 20:00 |
|------------------------------------------------------------|---------------|---------------|
| Hs (cm)                                                    | 22            | 24            |
| Epaisseur de la tranche d'eau au niveau de l'ADV (cm)      | 6             | 5             |
| <b>Pente (%)</b>                                           | <b>9,7</b>    | <b>4,7</b>    |
| Distance entre le capteur de l'ADV et le fond sableux (cm) | 2             | 2             |
| Période des vagues incidentes (s)                          | 3,7           | 3,7           |
| Période des vagues infragravitaires (s)                    | 31,4          | 30,6          |

tableau 10 – Synthèse des différentes conditions de profondeur d'eau (cm), de pente (%), de hauteur significative des vagues incidentes et de période significative des vagues (s) mesurés sur la troisième barre, utilisés pour l'observation des profils de vitesse de l'ADV.



Le niveau marin moyen et les conditions de houle sont mesurés à 150 m de la zone de swash, sur la barre localisée au milieu de la zone intertidale. Cette localisation éloignée permet cependant au capteur de pression d'être recouvert par une quantité d'eau suffisante pendant la totalité des expérimentations.

Les fluctuations du niveau marin et les variations topographiques sont positionnées dans le système altimétrique français (mètre IGN). L'épaisseur de la tranche d'eau et la distance du capteur de vitesse de l'ADV par rapport au fond peuvent ainsi être déterminés (tableau 10). Les profils de vitesses ont été sélectionnés en prenant également ce paramètre en considération. Néanmoins, dans certains cas, une différence de 2 à 3 cm existe entre les séquences comparées (26/05/99 18:30 et 20:00, 11/10/2000 7:50 et 8:50 et 11/10/2000 6:45 et 9:09). Toutefois, seules les mesures de l'ADV prises au-dessus de la couche limite ont été sélectionnées. Le comportement du courant au-dessus de celle-ci est supposé similaire pour des différences de hauteur de cet ordre.

La pente de la haute plage varie de manière significative. Seule celle à proximité immédiate de l'ADV est considérée.

Les données enregistrées par l'ADV sont accompagnées d'un coefficient de corrélation qui témoigne de la fiabilité des mesures. Bien que cet instrument permette des mesures dans des eaux très turbulentes et fortement concentrées en bulles d'air, certaines portions des données montrent une large proportion de bruit. Elles ont été retirées de l'analyse.

#### **➤ Résultats des observations sur les vitesses des courants dans la zone de swash**

Les profils de vitesse enregistrés à Omaha sont similaires à ceux décrits dans la littérature (Hughes, 1997) et présente une asymétrie verticale négative (figure 15). La durée de l'accélération pendant l'uprush est inférieure à celle pendant le backwash. Lorsque la langue de swash parvient au capteur, la vitesse atteint quasi instantanément sa valeur maximale. Elle décroît ensuite progressivement pour revenir à zéro. Elle accélère à nouveau pendant la nappe de retrait, pour atteindre sa valeur maximale. Elle décélère ensuite jusqu'à épuisement de la quantité d'eau ou son interception par le jet de rive suivant. La durée de l'accélération pendant l'uprush est inférieure à celle pendant le backwash.

#### **- Premier cas : influence de la hauteur des vagues incidentes sur les vitesses du swash**

La figure 84 montre les séquences d'une minute enregistrées le 11 octobre 2000 à 7:10 et 9:08. Pendant ces deux périodes, la profondeur d'eau moyenne et la pente sont similaires mais les hauteurs de houle incidentes diffèrent légèrement, avec respectivement 63 et 51 cm. Sur les données enregistrées, il a été impossible de sélectionner des séquences avec des hauteurs d'agitation plus contrastées. Pour celles étudiées, la direction des vagues incidentes est similaire, respectivement 14° et 11° par rapport au nord.

Pour une même période de vagues incidentes, les conditions hydrodynamiques les plus faibles engendrent des cycles de swash plus longs et des vitesses longitudinales moins élevées. Néanmoins, les accélérations en début et en fin de cycles sont plus importantes dans des conditions de houle renforcées. Le swash est fortement dissymétrique, avec des jets de rives systématiquement plus courts et moins rapides que les nappes de retrait.

Dans le cas de vagues orientées obliquement à la côte, une intensification des conditions hydrodynamique accentue fortement les vitesses longitudinales dans la zone de swash.

Le profil de vitesse présente une assymétrie verticale négative et horizontale positive avec des durées de backwash supérieures à la durée de l'uprush (figure 15). Néanmoins, contrairement aux observations de Butt et Russell (1999), les vitesses de la nappe de retrait sont occasionnellement supérieures à celles du jet de rive.

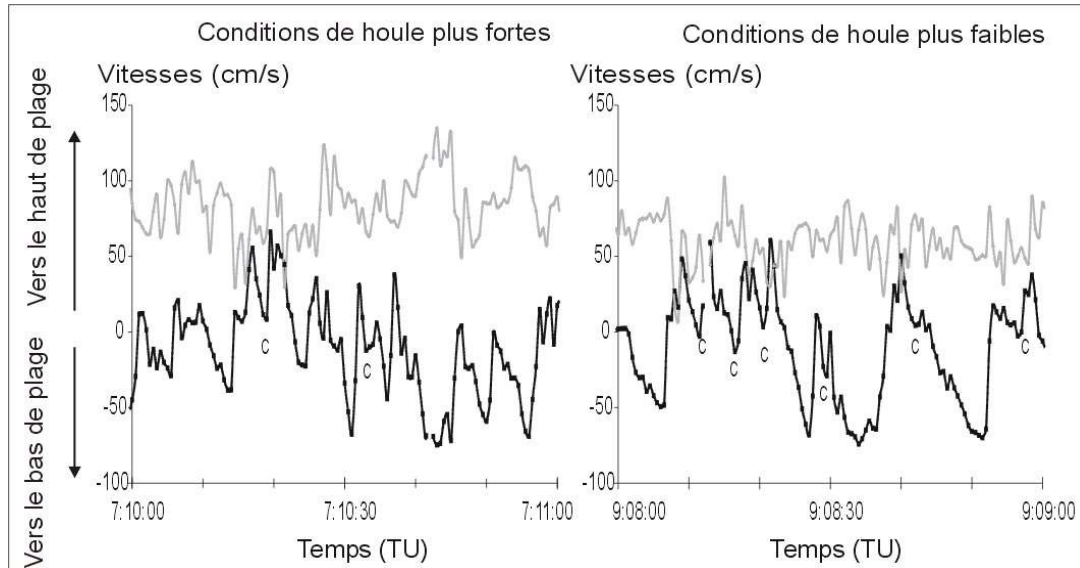


figure 84 – Séquence d'une minute des vitesses longitudinales en gris, et transversales en noir, enregistrées par l'ADV le 11 octobre 2000 à 7:10 et à 9:08 (TU).

**- Deuxième cas : influence de la profondeur d'eau sur les vitesses du swash**

La figure 85 montre deux séries de séquences enregistrées le 11 octobre 2000 à 7:50 et 8:50. Pour chacune d'entre-elles, la houle et la pente sont similaires mais la profondeur d'eau varie et atteint respectivement 36 et 16 cm.

Avec un maximum de 40 cm/s, les vitesses transversales enregistrées dans la colonne d'eau plus profonde sont nettement plus faibles que celles enregistrées dans la profondeur d'eau la plus mince et qui atteint 70 cm/s.

Le profil de vitesse présente également une assymétrie verticale négative et horizontale positive (figure 15) avec une différence importante : les vitesses de la nappe de retrait sont supérieures à celles du jet de rive, particulièrement dans le cas présentant la tranche d'eau la moins profonde (figure 85).

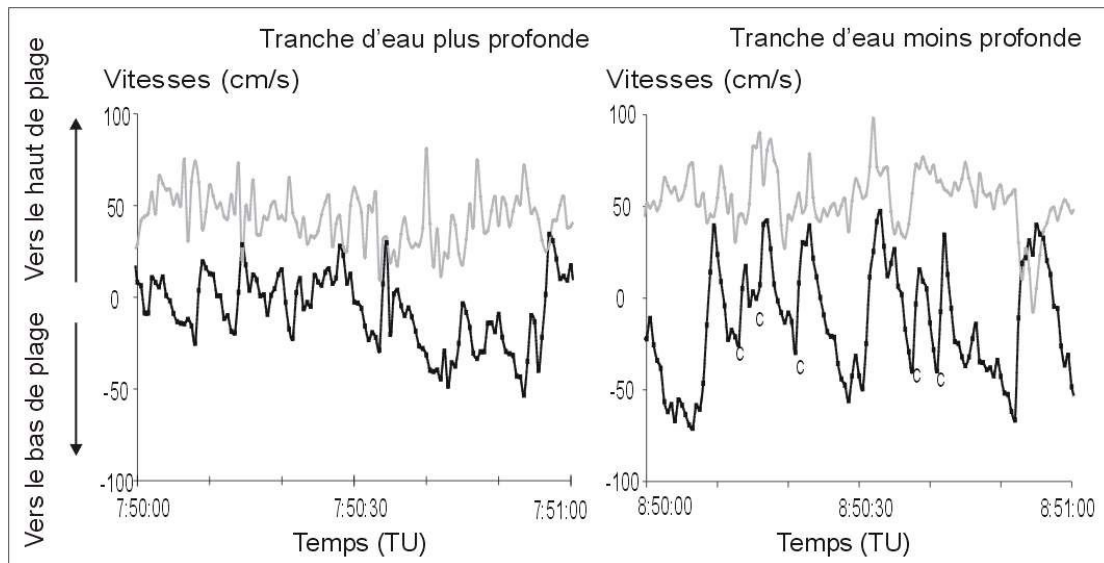


figure 85 - Séquence d'une minute des vitesses longitudinales en gris, et transversales en noir, enregistrées par l'ADV le 11 octobre 2000 à 7:50 et 8:50.

- *Troisième cas : influence de la pente sur les vitesses du swash.*

L'effet de la pente peut être scindé en deux : les observations statiques, qui considèrent la valeur de la pente à un instant donné, et celles qui sont dynamiques prenant en considération l'évolution de la pente au cours du temps.

**Observations statiques:**

La figure 86 présente les vitesses du swash enregistrées le 26 mai 1999 à 17:35 et à 20:00. Les pentes respectives à proximité de l'ADV sont de 9,7% et 4,7%. Pour la zone de swash la moins pentue, les vitesses du backwash sont systématiquement plus longues sur la durée et plus rapides que celles de l'uprush. La séquence correspondant à une plage plus raide présente des vitesses plus symétriques.

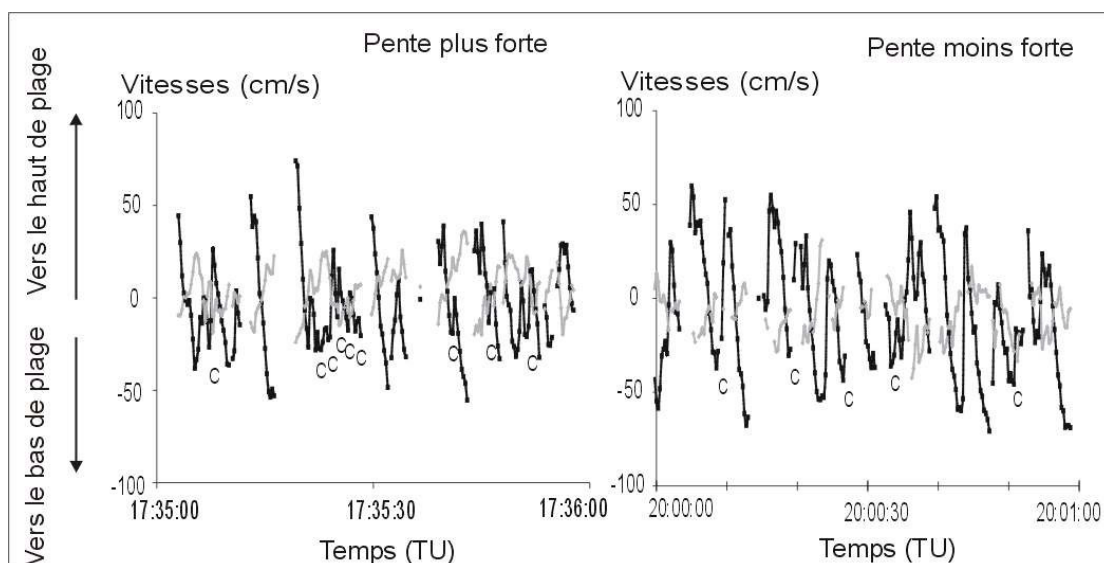


figure 86 - Séquence d'une minute des vitesses longitudinales en gris, et transversales en noir, enregistrées par l'ADV le 26 mai 1999 à 17h35 et à 20:00 (TU).

### **Observations dynamiques:**

L'évolution de la morphologie de la plage consiste en une succession de périodes d'accrétion, de stabilité et d'érosion. Ces changements montrent l'adaptation de la plage au forçage hydrodynamique. Les mesures réalisées à l'aide de l'ADV montrent :

- *Pendant une diminution de la pente de la plage* (Observée le 26 mai 1999 à 20:00 : figure 86). Les profils de vitesses présentent de nombreux cycles de swash très courts caractérisés par la présence de collisions fréquentes entre la nappe de retrait et le jet de rive suivant.

- *Pendant une augmentation de la pente de la plage* (Observée le 11 octobre 2000 à 8:50 : figure 85). Les collisions semblent être rares, même lorsque les cycles de swash sont longs.

- *Lors d'un changement de dynamique alors que la pente qui diminuait commence à augmenter* (Observé le 11 octobre 2000 à 9:08 : figure 84). Les cycles de swash sont majoritairement courts et interrompus par de nombreuses collisions mais sont occasionnellement associés à des cycles plus longs.

### **➤ Synthèse de l'effet des différents paramètres morphodynamiques sur les vitesses du swash**

#### ***Conditions hydrodynamiques:***

Les profondeurs les plus faibles induisent les vitesses de swash les plus élevées. En début et en fin de cycle de swash, les pics de vitesses sont atténués par une augmentation de la profondeur d'eau mais leur accélération est nettement plus importante dans des conditions de houle renforcées.

Dans le cas de vagues incidentes atteignant la côte obliquement, les vitesses longitudinales augmentent avec les conditions hydrodynamiques.

#### ***La pente:***

##### **- Observations statiques:**

Les pentes faibles induisent des cycles de swash longs qui permettent à la vitesse de la nappe de retrait de s'intensifier. Ainsi, bien que les accélérations en début et fin de cycle soient plus faibles, les vitesses de backwash sont plus importantes que celles observées sur des plages pentues.

##### **- Observations dynamiques:**

Les observations corroborent les résultats de Holland and Puleo (2001). La pente de la plage et la vitesse des écoulements dans la zone de swash sont fortement liées. Une pente qui augmente présente de nombreuses collisions. Inversement, lorsqu'elle diminue, les cycles de swash ne sont pas interrompus prématurément.

## 2c - Toit de la nappe phréatique

Entre le 26 septembre et le 20 octobre 2000, les variations du niveau du toit de la nappe ont été mesurées dans deux piézomètres lors d'un cycle vive-eau – morte-eau – vive eau donnant ainsi les caractéristiques du comportement de la nappe phréatique à Omaha (figure 87).

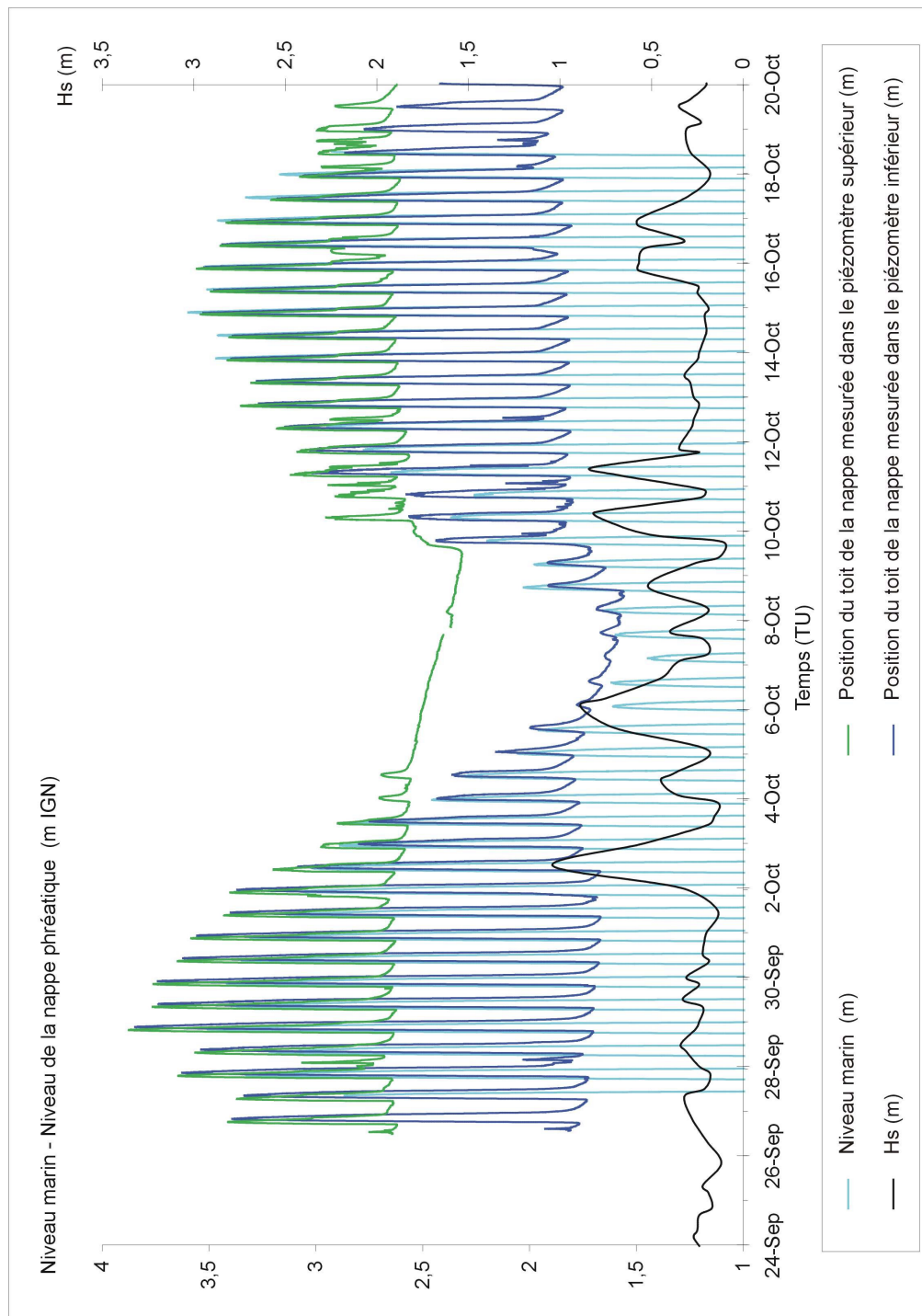


figure 87 - Variations du toit de la nappe phréatique, du niveau marin, et de la hauteur significative de la houle au cours du temps.

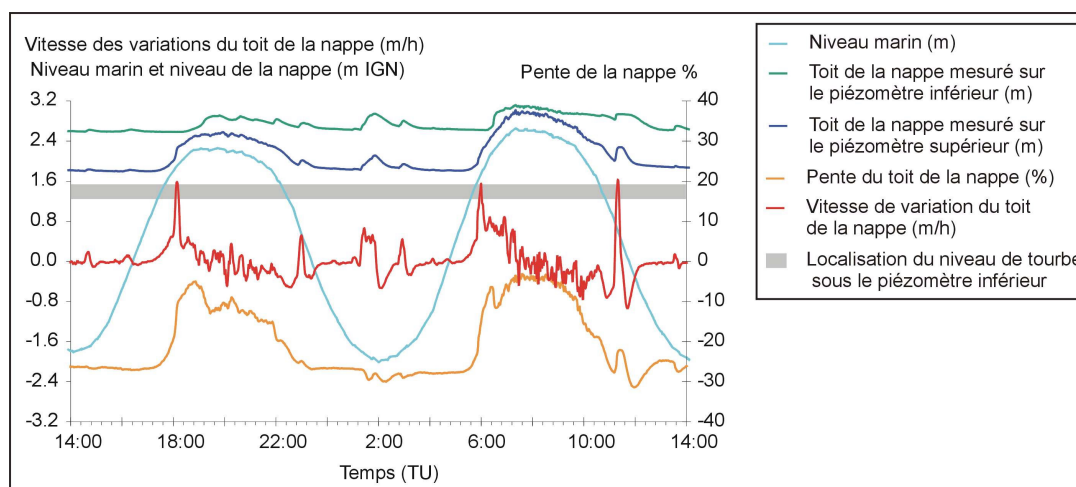
### ➤ Variations du toit de la nappe avec la marée

Le toit de la nappe suit la marée comme le décrivent Duncan (1964), Nielsen (1990a, 1997), Turner (1993, 1995, 1998) et Turner et Masselink, 1998 (figure 87). Au cours d'un cycle tidal semi-diurne, sa pente varie. Elle est majoritairement orientée vers le large, et peut atteindre -35%. Elle est dirigée vers les dunes uniquement à pleine mer en période de vives-eaux. La valeur maximale mesurée est alors de 5%. Sa vitesse de fluctuation verticale est également influencée par la marée (figure 88).

Deux différentes dynamiques peuvent être identifiées:

- Deux heures avant et jusqu'à 5 heures après la pleine mer, le toit de la nappe phréatique varie rapidement de +/-1,5 m par heure. Les vitesses verticales les plus importantes sont enregistrées au début et à la fin de cette période. En mortes-eaux, ces périodes sont de courtes durée et de faible amplitude, ce qui a pour conséquence de diminuer le niveau minimum atteint par la nappe autour de la marée basse (figure 87).
- Entre les périodes de fluctuations rapides il descend doucement, sa vitesse tendant vers zéro.

La différence entre ces deux comportements dépend de la hauteur du niveau marin. Lorsqu'il atteint 1,3 m IGN (+/- 15 cm), la vitesse du toit de la nappe augmente brutalement. Cette profondeur est caractérisée par la présence d'un niveau de tourbe sableuse. La perméabilité de cette couche de sédiments mixtes non oxydée est plus faible que celle du matériel sus-jacent



**figure 88 – Hauteurs atteintes par le toit de la nappe phréatique et la mer, associées aux variations de la pente et de la vitesse du toit de la nappe phréatique les 10 et 11 octobre 2000.**

### ➤ Variations du toit de la nappe phréatique avec les vagues

De nombreux auteurs ont décrit la dépendance du toit de la nappe avec les conditions de houle (Packwood, 1983 ; Nielsen, 1990b ; Hegge and Masselink, 1991 ; Gourlay, 1992 ; Hanslow and Nielsen, 1993). Néanmoins, à Omaha, cette relation n'a pas été clairement identifiée (figure 87).

### ➤ Variations du toit de la nappe phréatique avec les précipitations

La relation entre les variations du toit de la nappe phréatique et la pluie est difficile à établir, notamment sur un laps de temps si bref. Elle dépend non seulement de la quantité d'eau qui est tombée mais également de sa durée, de la densité de la végétation sur les dunes et des températures. Une étude sur plusieurs années est souvent nécessaire afin d'établir une bonne

corrélation. Cependant, une dépendance significative peut être observée entre le niveau minimum atteint par le toit de la nappe à chaque cycle tidal et la quantité de pluie tombée<sup>12</sup>. Après une chute de pluie supérieure à 10 mm ou durant plus d'une journée, le toit de la nappe phréatique s'élève systématiquement (figure 89).

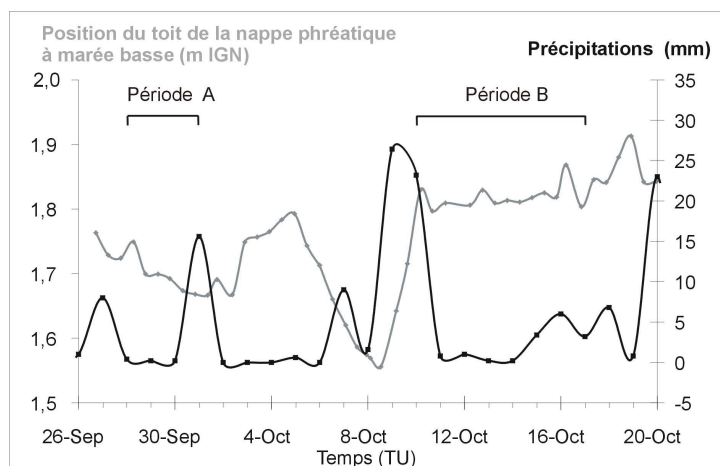


figure 89 – Variations du toit de la nappe phréatique et précipitations enregistrées pendant la campagne intensive d'octobre 2000.

➤ Variations du toit de la nappe phréatique avec les fluctuations de pression atmosphérique

Afin d'exclure l'influence des chutes de pluies sur les variations du toit de la nappe, une période caractérisée par des précipitations inférieures à 10 mm a été sélectionnée. La figure 90 présente la relation entre les variations de la nappe et les pressions atmosphériques associées. Le coefficient de corrélation obtenu est de 0,99, soulignant sa qualité.

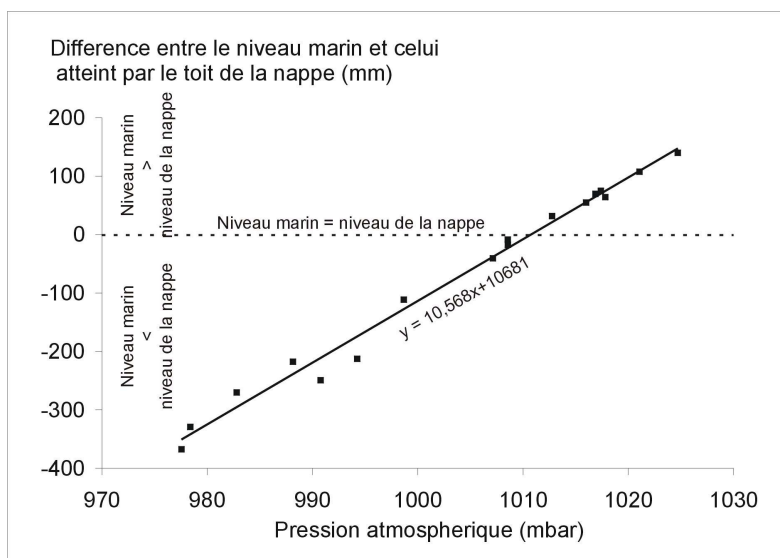


figure 90 - Variations de la différence entre le toit de la nappe phréatique et le niveau marin par rapport à la pression atmosphérique.

<sup>12</sup> Il a été choisi d'observer la relation entre la chute de pluie et le niveau minimum de la nappe phréatique afin que celui-ci soit influencé aussi faiblement que possible par le cycle tidal.



Ainsi, pour des pressions atmosphériques élevées, le niveau marin est supérieur à celui du toit de la nappe phréatique. Lorsqu'elles sont faibles, l'inverse est observé. Cette relation souligne le rôle de la direction des vents sur le plan d'eau marin à Omaha en raison de la géométrie de la côte et de son exposition : orientés vers la mer en cas d'anticyclones et vers la terre pendant les dépressions (Stépanian, 2002) la nappe étant à l'abri de cette influence (figure 91).

D'après ces résultats, pendant les périodes de faibles précipitations (inférieures à 10mm), il est possible d'évaluer la position de la nappe phréatique d'Omaha à pleine mer. Les valeurs obtenues sont précises à 10 cm près.

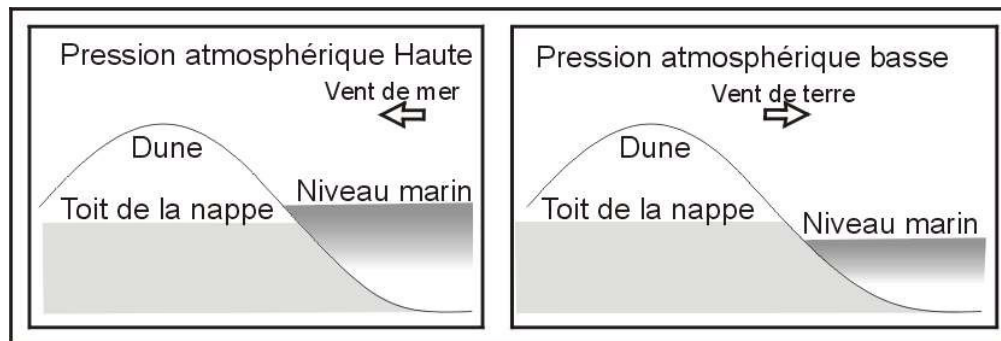


figure 91 – Relation entre le niveau marin et celui du toit de la nappe selon le vent et la pression atmosphérique.

- Observations détaillées du comportement du toit de la nappe en parallèle avec les observations morphologiques

#### *Campagne de mai 1999*

La position du toit de la nappe phréatique n'a pas été enregistrée continuellement pendant la campagne de terrain intensive de mai 1999. Néanmoins, elle peut être calculée sur la base des mesures précédemment exposées. Du 18 mai au 2 juin, les précipitations sont plutôt faibles (figure 92) et n'atteignent jamais 10 mm. Pendant cette période, le toit de la nappe phréatique a été localisé à deux reprises, le 26 mai et le 2 juin.

Les variations calculées en utilisant la droite d'ajustement présentée sur la figure 90 sont détaillées sur la figure 93. La différence entre les valeurs calculées et celles mesurées est inférieure à 2 cm.

La barre de swash est apparue le 22 mai. Elle était localisée entre 1,9 m et 2,3 m IGN. Bien que la majorité de cette morphologie soit positionnée sous le niveau de la nappe phréatique à pleine mer, son sommet se situe à la limite entre la zone saturée et non-saturée (figure 93). Sous le toit de la nappe à marée haute, la plage est soumise à la fois à l'accrétion et à l'érosion. En revanche, au-dessus de celui-ci, la zone de swash est systématiquement en accrétion (figure 94).



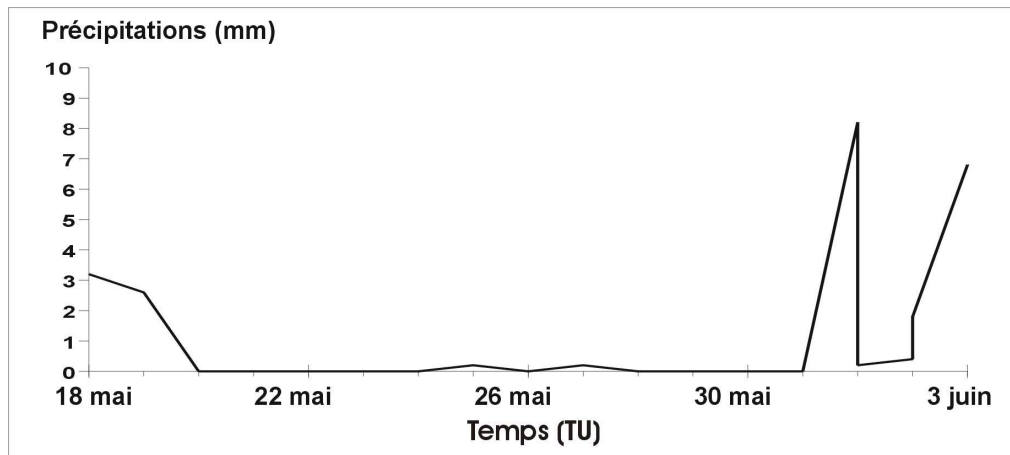


figure 92 – Précipitations pendant la campagne intensive de mai 1999.

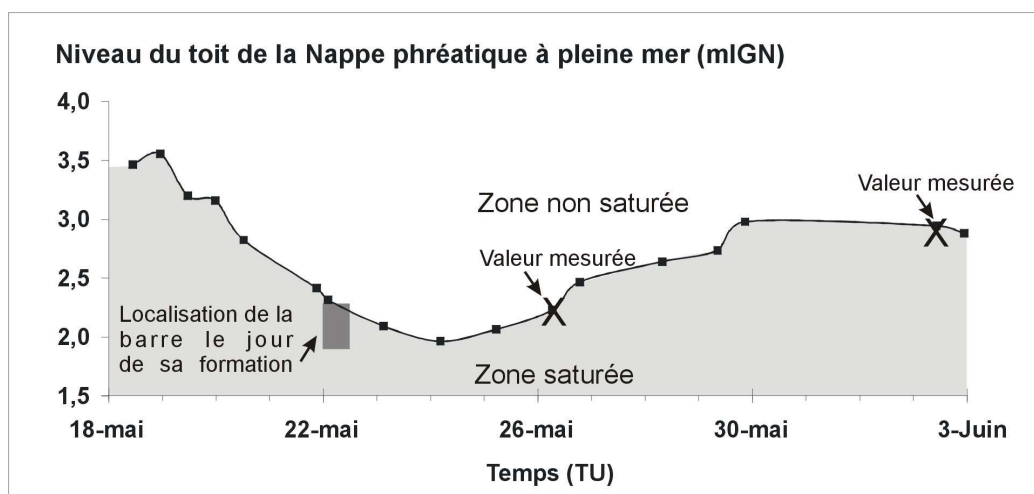


figure 93 – Variation de la position du toit de la nappe phréatique à pleine mer pendant la campagne intensive de mai 1999 en fonction du modèle de la figure 90.

#### *Campagne d'octobre 2000*

Le comportement de la plage du 8 au 12 Octobre 2000 est présenté par rapport à la position du point de sortie sur la figure 95. Comme en mai 1999, la zone de swash au-dessus du toit de la nappe phréatique est systématiquement en accrétion.

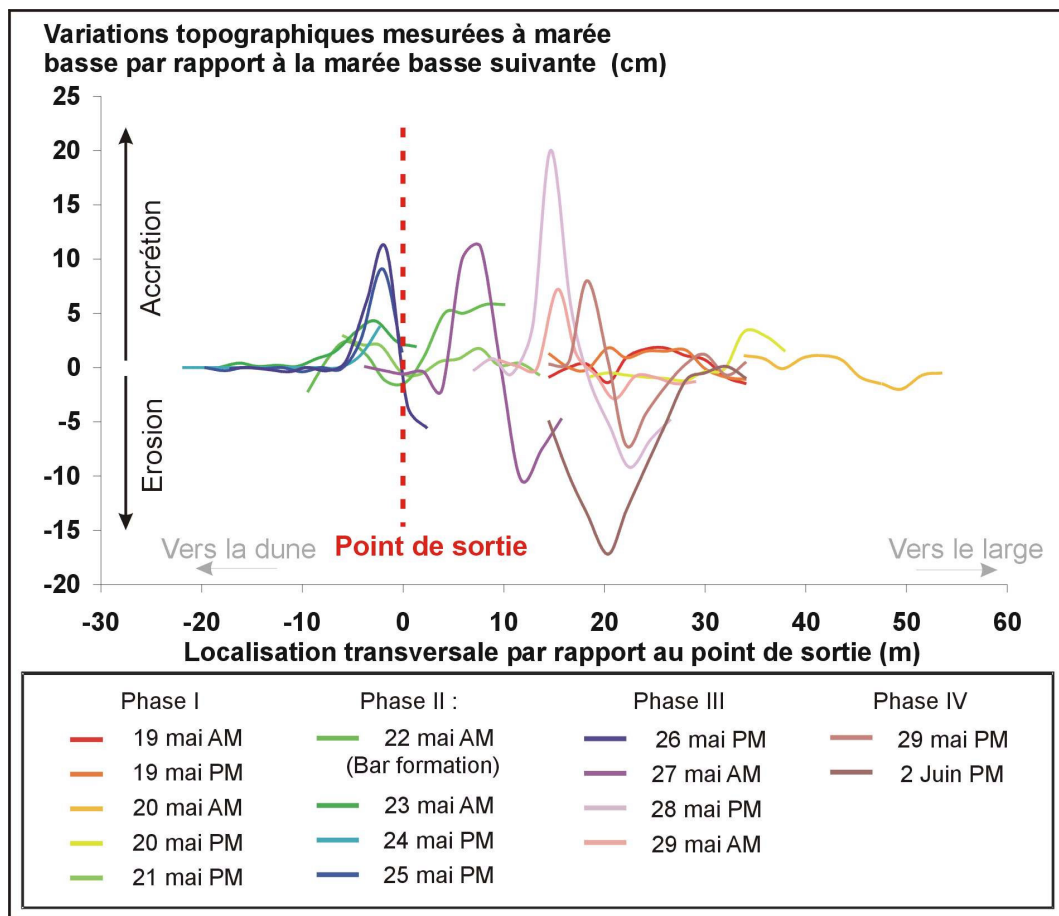


figure 94 - Variations topographiques de la plage d'une marée à la suivante par rapport à la position du point de sortie. Mesures pendant la campagne intensive de mai 1999.

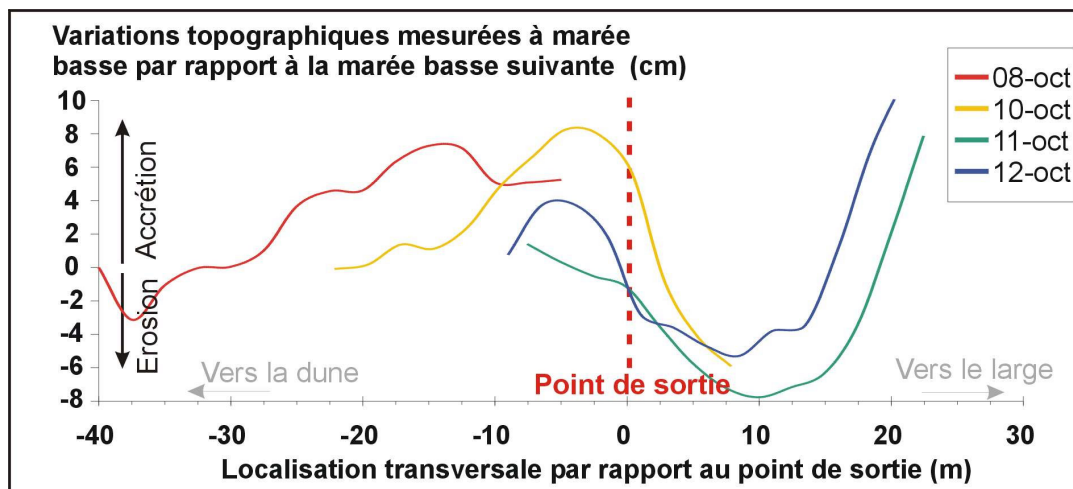


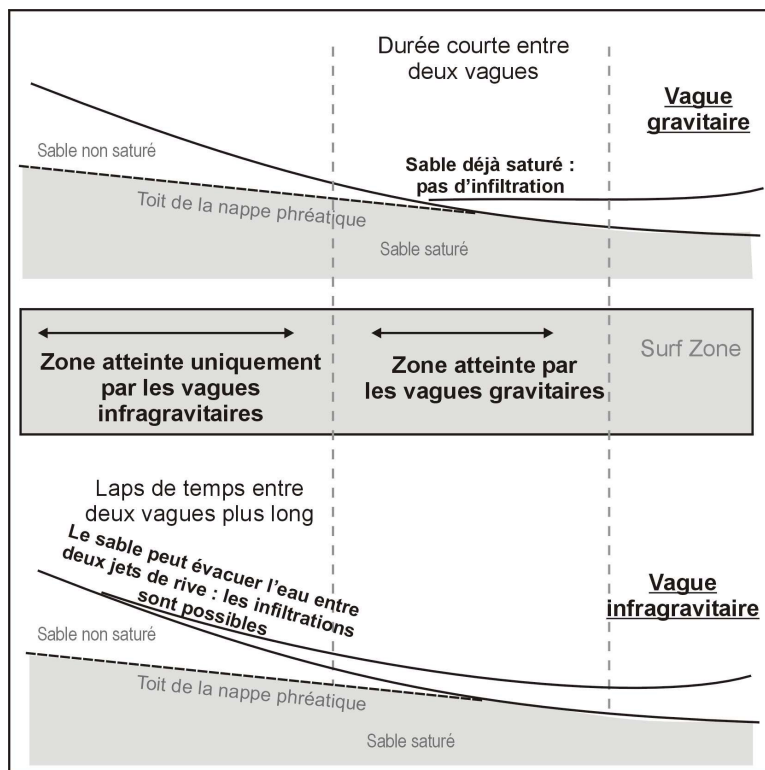
figure 95 - Variations topographiques de la plage d'une marée à la suivante par rapport à la position du point de sortie. Mesures pendant la campagne intensive d'octobre 2000.

### 3 - Interprétations et discussion

Les deux campagnes de terrain intensives réalisées à Omaha précisent le comportement morphodynamique de la zone de swash lorsque celle-ci est exposée à des conditions hydrodynamiques modérées, en mai 1999 et agitées, en octobre 2000. Au regard des résultats obtenus, plusieurs paramètres semblent être impliqués dans la dynamique des barres de swash. L'accrétion et la migration apparaissent comme des processus continus marée après marée, sur une période de plusieurs jours. De telles morphologies sont particulièrement bien développées lorsque les conditions d'agitation sont plutôt calmes. Leur initiation est générée dans des circonstances bien spécifiques. Le 22 mai 1999, la formation d'une barre de swash a été observée en présence de vagues infragravitaires dans le spectre d'énergie. Bien qu'à Omaha, les vagues de longues périodes se développent lors de conditions hydrodynamiques modérées à fortes, celles-ci ont été dissipées avant d'arriver à la zone de swash, donnant un plus grand potentiel à l'énergie infragravitaire présente dans le spectre de houle à proximité de la ligne de rivage. Ces conditions favorables à la dissipation de l'énergie gravitaire doivent être observées impérativement pour permettre la formation de la barre de swash de haut estran.

La morphologie de la haute plage montre une accrétion systématique juste au-dessus du point de sortie de la nappe phréatique. Ce processus est responsable de la croissance de la barre après le 22 mai 1999. Il a été décrit dans la littérature mais pour des plages à granulométrie plus grossière (Duncan, 1964, Masselink and Li, 2001). Par ailleurs, aucune des études sur la perméabilité des plages ne prend en compte la période des vagues. Celle-ci est pourtant particulièrement importante, notamment pour les plages faiblement pentues. En effet, les vagues longues de périodes infragravitaires atteignent une portion de la plage qui n'est pas couverte par celles de fréquences gravitaires. De plus sur cet espace, le sable n'est pas saturé (Figure 96). Les périodes étant plus longues et la pente étant faible, l'eau de la langue de swash a plus de temps pour s'infiltrer. En dessous du point de sortie de la nappe, des phases d'accrétion et d'érosion sont indistinctement observées, suggérant que d'autres processus influencent également la morphologie de la zone saturée.

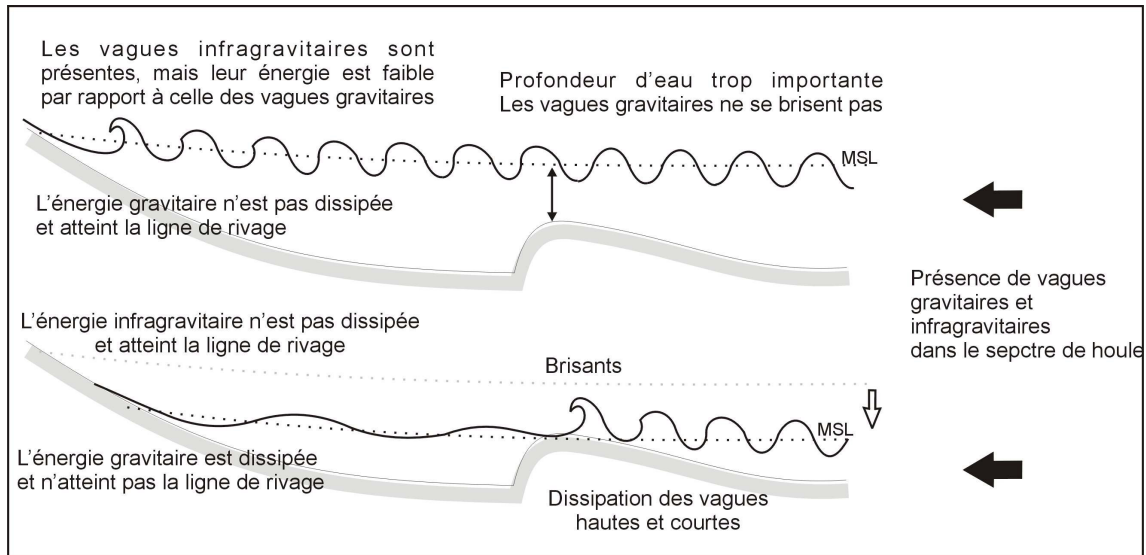
La marée apparaît comme un paramètre essentiel agissant sur les évolutions morphologiques de la zone de swash. En effet les fortes fluctuations du marnage induisent d'importantes variations du niveau de pleine mer d'une marée haute à la suivante. La position du point de sortie évolue ainsi quotidiennement, induisant un déplacement de la zone saturée soumise à l'accrétion. Ceci influence également la migration de la barre de swash qui suit directement l'augmentation du niveau de pleine mer en période de revif. Ces résultats corroborent ceux de Kulkarni et al. (2003) sur la plage d'Egmond, qui observent la migration d'une barre de swash de bas estran induite par l'élévation du niveau de basse mer. Le marnage conditionne également l'épaisseur de la tranche d'eau au sommet des barres subtidales et intertidales, modifiant ainsi potentiellement la dissipation de l'énergie incidente (Figure 97). Les vagues atteignant la zone de swash sont donc fortement tributaires de cette fluctuation de la hauteur d'eau. En conséquence, la morphologie de la zone de swash l'est inévitablement.



**Figure 96 - Rôle des vagues infragravitaires sur les infiltrations de l'eau contenue dans les langues de swash.**

Le suivi topographique à moyen terme réalisé dans le cadre de la thèse de doctorat de Stéphanian (2002) montre que la barre de swash n'est présente qu'en conditions de beau temps. En période de tempête, ces structures ne sont pas observées. Les données recueillies en octobre 2000 complètent ces observations. L'érosion de la barre étudiée prend place durant la marée montante qui suit une intensification des conditions d'agitation. Ceci est observé alors que les cycles de swash sont longs avec très peu de collisions entre le jet de rive et la nappe de retrait suivante. Le sédiment est alors déplacé en dehors de la zone de swash, vers le large. Pendant le jusant, la haute plage subit une succession de périodes d'accrétion et d'érosion mineures maintenant une pente relativement stable, en équilibre avec les nouvelles conditions hydrodynamiques. La destruction apparaît comme un mécanisme très rapide qui se produit en moins de deux heures.

Le jour de la formation de la barre, le 22 mai 1999, une augmentation de la période des vagues infragravitaires a été observée. Inversement, lors de sa destruction, une diminution a été constatée dans le même domaine spectral. La période des vagues incidentes a été impliquée dans l'évolution de la pente de la plage (Sunamura, 1988; Kriebel, 1991; Puleo, 2001) mais celle des vagues infragravitaires ne l'avait jamais été.



**Figure 97 - Dissipation des vagues gravitaires par suite de l'augmentation du niveau marin**

#### 4 - Conclusion

Les mesures topographiques intensives réalisées dans la zone de swash ont permis l'identification des paramètres influençant la morphologie de la haute plage d'Omaha en appréciant leur contribution respective. Les vagues infragravitaires jouent un rôle essentiel sur la formation de la barre de swash de haute plage mais uniquement lorsque les vagues de fréquence gravitaire sont faibles ou dissipées avant d'entrer dans la zone de swash. L'importance des vagues de basse fréquence est particulièrement liée aux conditions hydrodynamiques incidentes et au marnage. Les premières déterminent leur hauteur et leur période, le second permet la dissipation des vagues incidentes selon la profondeur d'eau. Il translate également la zone de swash sur l'estran et par conséquent il est responsable de la migration de la barre du haut de plage jusque la berme. Bien que le sédiment d'Omaha soit plutôt fin, sa perméabilité associée à la présence de vagues de longues périodes influence fortement la morphologie de la zone de swash. Une accrétion est en effet systématiquement observée sur la zone non-saturée. Ceci souligne clairement l'importance des processus d'infiltration de l'eau du swash dans la plage.

### III. INTERPRÉTATIONS ET DISCUSSION

Au regard des résultats acquis sur nos quatre sites lors de cette étude et de ceux obtenus dans la littérature, une synthèse de l'influence des différents paramètres impliqués dans la morphodynamique de la zone de swash peut être proposée.

#### A - SYNTHÈSE DES ÉVOLUTIONS MORPHOLOGIQUES CONSTATÉES

Bien que la zone de swash soit la partie de la plage soumise aux plus faibles tranches d'eau, les variations morphologiques enregistrées sont conséquentes. Celles mesurées d'une marée basse à la suivante varient de 1 à 10 cm (figure 98) mais elles sont en moyenne 5 fois et parfois même jusqu'à 100 fois, inférieures à celles mesurées pendant que les processus de swash sont actifs (figure 99).

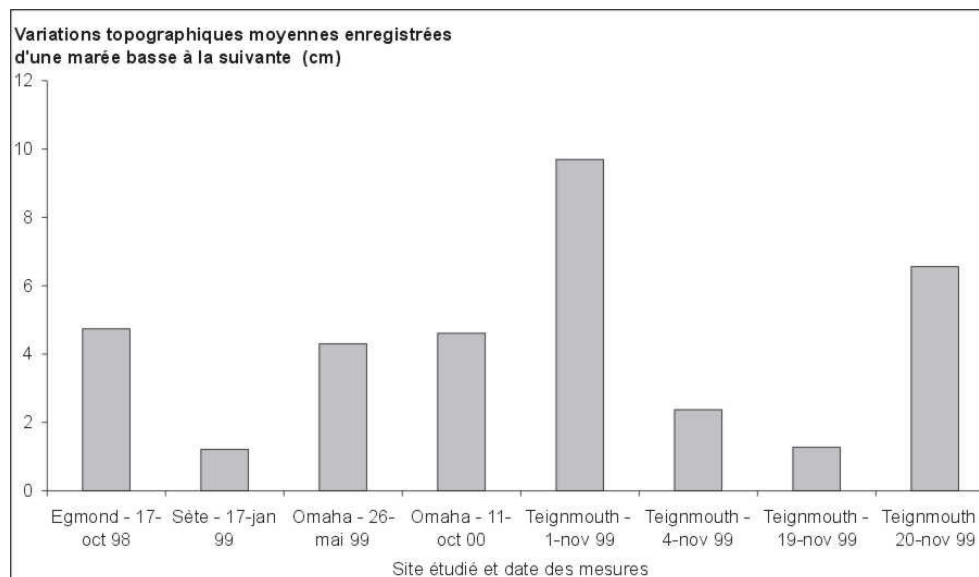


figure 98 - Variations topographiques enregistrées dans la zone de swash d'une marée basse à la suivante.

Les fluctuations topographiques mesurées pendant le swash se présentent sous deux formes : d'une part des micro-variations de l'ordre de un à deux centimètres, très irrégulières d'une mesure à la suivante, et d'autre part, de longues périodes pendant lesquelles une tendance évolutive s'observe, montrant une accrétion ou une érosion pouvant éventuellement s'inverser. La figure 100 présente l'évolution topographique des zones de swash étudiées en fonction du temps.

Les variations topographiques les plus faibles sont observées en haut de plage, là où la profondeur d'eau est la plus réduite. Les variations les plus fortes ne sont pas observées en bas de la zone d'étude (figure 99) mais néanmoins dans la moitié inférieure des profils étudiés.

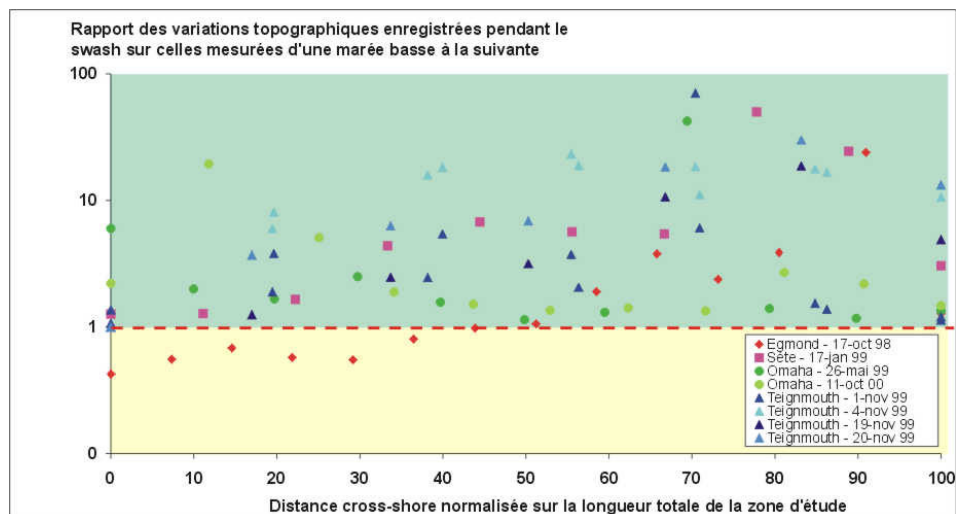


figure 99 - Ratio des variations topographiques enregistrées pendant les processus de swash par rapport à celles mesurées d'une marée basse à la suivante.

## B - RÔLE JOUÉ PAR LES CONDITIONS HYDRODYNAMIQUES

Un tableau récapitulatif des variations topographiques et des conditions de houle incidente est présenté tableau 11.

|                                                                                          | Egmond<br>17oct98 | Sète<br>17jan99 | Omaha<br>26mai99 | Omaha<br>11oct00 | Teignm.<br>1nov99 | Teignm.<br>4nov99 | Teignm.<br>19nov99 | Teignm.<br>20nov99 |
|------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------|-----------------|------------------|------------------|-------------------|-------------------|--------------------|--------------------|
| Localisation des mesures hydrodynamiques par rapport à la zone étudiée (m)               | 150               | 125             | 124              | 140              | 14                | 14                | 9                  | 9                  |
| Hauteur d'eau maximale au-dessus du capteur de pression pendant la période de mesure (m) | 1,69              | 2,00            | 1,32             | 2,15             | 1,27              | 1,33              | 1,51               | 2,58               |
| Conditions de houle incidente maximales (Hs max - m)                                     | 0,38              | 0,87            | 0,11             | 1,21             | 0,98              | 0,69              | 0,34               | 0,64               |
| Conditions de houle incidente moyennes (Hs moy - m)                                      | 0,37              | 0,77            | 0,10             | 0,84             | 0,61              | 0,45              | 0,28               | 0,42               |
| Variations topographiques maximales enregistrées pendant les processus de swash (cm)     | 12                | 6               | 15               | 17               | 28                | 24                | 15                 | 36                 |
| Variations topographiques moyennes enregistrées pendant les processus de swash (cm)      | 6                 | 4               | 7                | 8                | 16                | 15                | 6                  | 17                 |
| Variations topographiques maximales mesurées d'une marée basse à la suivante (cm)        | 5                 | 1               | 4                | 5                | 10                | 2                 | 1                  | 7                  |

tableau 11 - Récapitulatif des conditions hydrodynamiques et des variations topographiques enregistrées lors des différentes expérimentations (Teignm. : Teignmouth)

### 1 - Amplitude de la houle incidente

Les périodes de beau temps sont favorables à l'accrétion sédimentaire dans la zone de swash, en permettant notamment l'apparition d'une barre de swash de haut estran, comme observé à Omaha. Celle-ci peut potentiellement migrer vers le haut de plage à la faveur d'une augmentation du niveau statique de pleine mer et ainsi générer une accrétion favorisant le développement d'une berme. Dans le cas des plages réfléchives, comme à Teignmouth, la forte pente de la plage ne permet pas le développement des barres de swash.

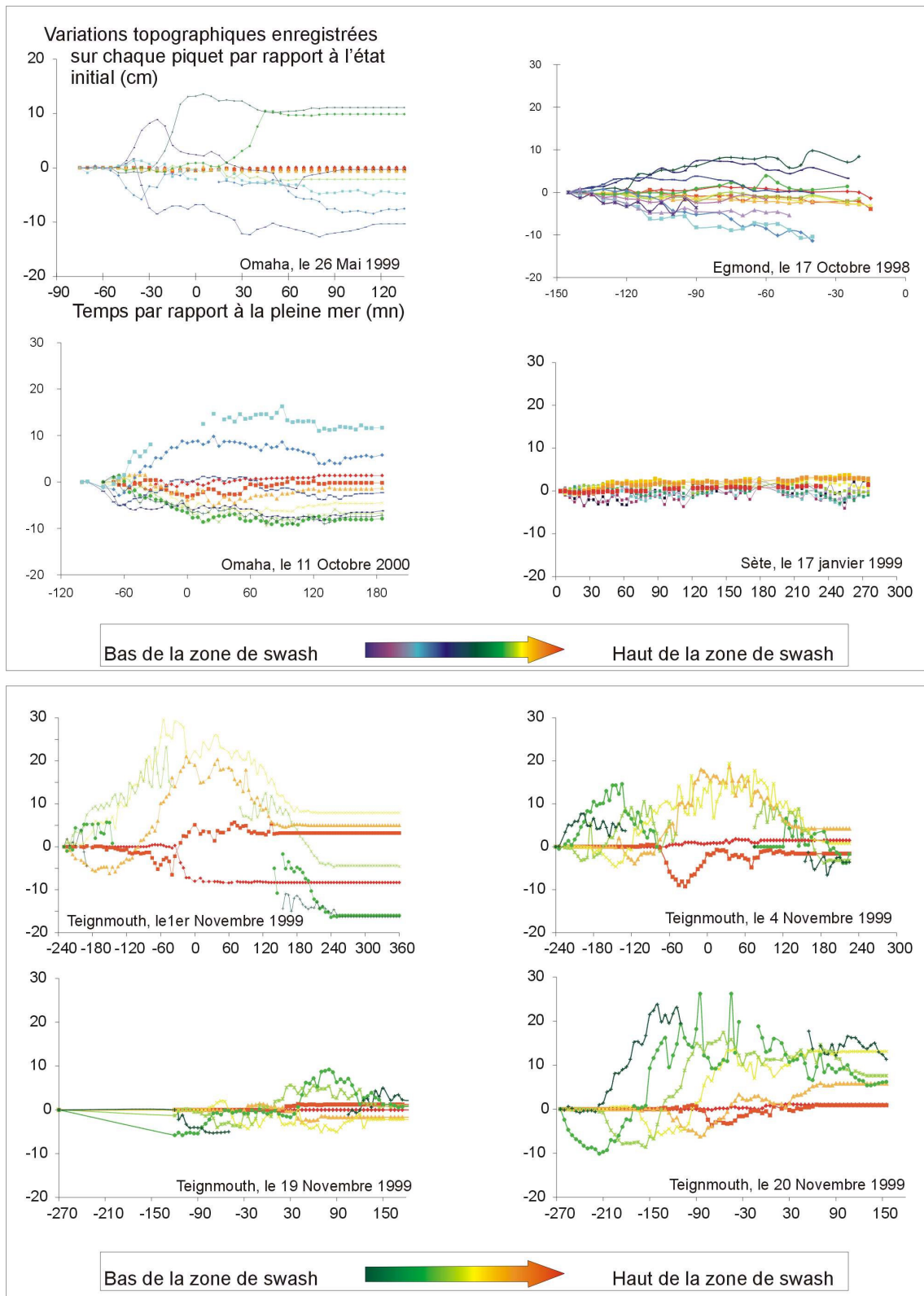


figure 100 - Variations topographiques enregistrées sur chaque repère de part et d'autre de la pleine mer, à l'exception de Sète, site atidal.



Cependant, la persistance de conditions de houles faibles, typiquement en périodes estivales, génère également une accrétion significative du haut de plage.

Lors d'une intensification des conditions d'agitation au cours du passage d'une tempête, la réponse morphologique de la zone de swash dépend avant tout du type de plage sur lequel elle agit.

#### *1a - Cas des plages de type réfléchitif*

Dans le cas des plages réfléchitives pentues aux sables grossiers, l'augmentation de l'amplitude de la houle incidente génère de fortes variations morphologiques de la zone soumise au swash. L'arrivée de vagues plus hautes et moins dissipées induit une augmentation de la vitesse et de la durée du swash. Ceci a pour conséquence directe de mobiliser une quantité plus importante de sédiment pour une même granulométrie ou de mobiliser du sédiment plus grossier lorsque celui-ci est disponible.

#### *1b - Cas des plages de type dissipatif ou intermédiaire*

Dans le cas de plages de type dissipatif ou intermédiaire à barres, tel qu'à Omaha ou Egmond, la morphodynamique de la zone de swash s'articule autour d'une valeur seuil de l'amplitude de la houle au large. En deçà de cette limite, une intensification des conditions hydrodynamiques engendre une amplification de la houle à l'entrée de la zone de swash ce qui génère la mobilisation d'une plus grande quantité de sédiments. Au-delà de ce seuil, l'énergie incidente gravitaire se dissipe et son influence devient subordonnée à celle des vagues infragravitaires lorsqu'elles sont présentes dans le spectre d'énergie à la côte. La valeur de ce seuil dépend notamment de la cambrure des vagues, de la morphologie du littoral, et de la profondeur d'eau imposée par les variations du cycle tidal lorsque la plage y est soumise.

Dans le cas d'une houle incidente oblique au trait de côte, une forte composante longshore des courants est observée, amplifiant le transit sédimentaire. La partie inférieure de la zone de swash reste dans l'eau en permanence. Sa limite avec la zone de surf devient alors particulièrement difficile à déterminer.

## **2 - Amplitude des vagues infragravitaires**

La présence de vagues infragravitaires dans le spectre de la houle semble être particulièrement favorable à l'engraissement de la zone de swash, notamment en provoquant la formation de barres de swash qui migrent vers le haut de plage avant de se joindre à la berme.

Dans le cas d'Egmond, l'existence d'une barre de swash en bas de plage est observée uniquement lorsque des vagues infragravitaires d'amplitude supérieure à 0,15m sont présentes. A Omaha, son initiation se produit également dans cette situation mais elle n'est pas détruite lorsqu'elles disparaissent.

Le rôle de l'énergie infragravitaire est intimement lié à la perméabilité de la plage. En effet, de longues périodes génèrent un intervalle conséquent entre deux vagues ce qui laisse à l'eau le temps de s'infiltrer. Le sédiment contenu dans la langue de swash est alors déposé et son accumulation peut générer une accumulation qui deviendra l'amorce d'une barre de swash. Le relief créé est alors non saturé, ce qui favorise le dépôt, comme observé à Egmond et à Omaha

### **3 - Période de la houle**

Lorsqu'un décalage de phase entre les vagues incidentes et les cycles de swash est observé, deux types de comportements morpho-sédimentaires peuvent être générés. Le premier est un blocage du matériel dans la zone de swash du fait de collisions entre le jet de rive et la nappe de retrait subséquente. Le deuxième est un départ de sédiments, vers le large lorsque le backwash évacue le matériel au-delà de la limite de la zone de swash avant l'arrivée de l'uprush suivant. La morphologie de la plage est alors modifiée de manière à rétablir un équilibre.

Néanmoins le plus souvent, les changements de conditions hydrodynamiques concernent la période, la hauteur et la vitesse des vagues incidentes. Elles induisent parfois également un changement sur la présence et sur les caractéristiques des vagues infragravitaires. Chacun de ces paramètres influence la morphologie de la zone de swash. Considérer uniquement les variations de période des vagues incidentes sur les évolutions morphologiques des plages peut conduire à négliger des facteurs morphodynamiques actifs.

### **4 - Profondeur d'eau**

L'épaisseur des langues de swash influence fortement les vitesses, notamment celles en début et fin de cycle. Elles ont tendance à diminuer avec une épaisseur plus importante. Aucune proportionnalité n'existe cependant entre l'amplitude des évolutions topographiques et la profondeur d'eau. La partie de la zone de swash soumise aux tranches d'eau les plus importantes ne présente pas les évolutions les plus faibles. La moitié inférieure des profils étudiés présente au contraire des variations morphologiques plus fortes que celles observées sur la partie supérieure. L'accélération des langues de swash vers le bas de la plage et la proximité des brisants ou des bores sont très certainement responsables de cette différence de comportement.

L'augmentation de la profondeur d'eau s'accompagne souvent d'une intensification des conditions hydrodynamiques, particulièrement dans le cas des plages réfléchives. Les brisants, plus énergétiques car moins dissipés remobilisent alors une plus grande quantité de sédiments et se transforment en un jet de rive rapide et turbulent qui déplace un important volume de matériel.

### **5 - Marée**

#### **5a - Rôle direct de la marée**

##### **➤ Cycle tidal semi-diurne**

Au regard des données mesurées sur des plages tidales (Omaha, Teignmouth, Egmond), les variations morphologiques suivent la progression de la zone de swash sur l'estran. A marée montante, les processus agissant sur les fonds sédimentaires sont transférés vers le haut de plage où ils perdurent le temps de l'étalement. C'est donc à pleine mer que la modification morphologique est la plus importante. A marée descendante, les processus de swash se retirent rapidement. Dans le cas de longues périodes de beau temps, la marée montante a globalement tendance à apporter du sédiment alors que la marée descendante en retire. Ce schéma présente néanmoins de nombreuses déclinaisons selon la morphologie de la plage, le type de sédiment, la présence ou non de vagues infragravitaires. Dans le cas d'un changement

brutal des conditions hydrodynamiques, en tempête par exemple, la plage s'adapte très rapidement et le schéma marée montante-accrétion / marée descendante-érosion est inhibé au profit d'une érosion constante de la plage.

#### ➤ Cycle tidal semi-lunaire

Le déplacement du niveau marin de pleine mer, ou de basse mer, d'une marée à la suivante au cours des cycles morte-eau - vive-eau, joue un rôle essentiel sur les plages présentant des barres de swash. A Omaha par exemple, les barres de swash de haut estran migrent vers le haut de plage en suivant très exactement l'élévation du niveau marin de pleine mer. De la même manière, les barres du bas de plage d'Egmond suivent les variations du niveau marin moyen de basse mer.

La position de la zone de swash à pleine mer diffère d'un cycle tidal au suivant. En d'autres termes, les portions de la plage successives ne sont pas nécessairement soumises aux mêmes processus d'un cycle tidal au suivant. Le haut de plage peut être en dehors de la zone de swash pendant plusieurs jours et inversement, le bas de plage peut être soumis aux brisants ou aux processus de la zone de surf. Cette particularité des plages à marées implique qu'à chaque nouveau cycle tidal, une large portion de la plage n'est plus à l'équilibre avec les conditions hydrodynamiques ambiantes. Un réajustement est donc nécessaire. Celui-ci est potentiellement important en haut de plage en période de revif. La barre de swash d'Omaha résulte d'un réajustement de la plage aux conditions hydrodynamiques induites par les cycles tidaux.

#### 5b - Rôle indirect de la marée

Les variations du niveau marin induisent potentiellement une modulation de la dissipation de l'énergie de la houle incidente, ceci pendant le cycle tidal, du fait de la modification de la hauteur d'eau, notamment sur les barres subtidales ou intertidales. Ces dernières jouent alors le rôle de filtre en laissant passer l'énergie infragravitaire et en bloquant les vagues de fréquence plus haute qui se brisent dessus. Le développement de barres de swash est alors favorisé.

La marée génère également une variation de la position du toit de la nappe phréatique en déplaçant la partie de la plage qui n'est pas saturée. Celle-ci étant principalement soumise à une accrétion, la migration vers le haut de plage de la nappe phréatique en période de revif favorise l'engraissement des littoraux des plages à marées, particulièrement celles de type intermédiaire qui présentent régulièrement des barres de swash.

#### 5c - Plages sans marées

Les processus de swash en domaine atidal ne se déplacent pas sur l'estran quotidiennement. Au contraire ils agissent en permanence sur la même partie de la plage qui s'adapte continuellement au forçage hydrodynamique. Ainsi, sur un laps de temps de quelques heures, les variations morphologiques sont relativement faibles, tout au moins en dehors des passages de tempête. Dans le cas d'un changement brutal des conditions hydrodynamiques, de fortes variations morphologiques sont générées, suivies d'un réajustement progressif de l'estran aux conditions de houle faiblissante.

## C - RÔLE JOUÉ PAR LA POSITION DE LA NAPPE PHREATIQUE

La position du toit de la nappe crée deux zones au comportement morphodynamique contraire : au-dessous du toit de la nappe, le sable est saturé, aucune infiltration n'est possible. Un suintement de l'eau de la nappe, plus ou moins important, se produit sur la surface de la plage. Au-dessus du toit de la nappe, l'eau peut potentiellement s'infiltrer et permettre le dépôt du sédiment contenu dans la lame de swash (Duncan, 1964). Cette différenciation engendre un haut de plage à deux pentes : une zone saturée à pente plus faible que la zone non saturée. La position de la nappe est fortement liée à la perméabilité du sédiment.

Les récents travaux de Masselink et Li (2001) révèlent que la perméabilité joue un rôle sur la morphologie des zones de swash composées de sables bien classés dont la taille est supérieure à 1,5 mm. La granulométrie de la majorité des plages sableuses européennes, varie de 0,2 à 0,5 mm. Elles ne devraient donc pas être influencées par la position de la nappe phréatique. Or, sur chacun des sites étudiés, (hormis Egmond, dont les mesures sont localisées en-dessous du toit de la nappe), son implication est bien marquée. Une accrétion systématique au-dessus de son toit est observée à Omaha. Sur la plage de Sète, le point de sortie est caractérisé par une rupture de pente. Lorsque le toit de la nappe est incliné vers le large, la plage de Teignmouth est systématiquement érodée. La granulométrie de ses trois sites est bien inférieure à 1,5 mm. La limite établie par Masselink et Li semble donc surévaluée. Cette estimation peut être expliquée par la faible largeur du spectre de houle choisi. Le sédiment draine en effet moins facilement l'eau provenant d'une houle monochromatique, à plus forte raison s'il s'agit d'une houle monochromatique de courte période ( $T = 6$  à  $16$  s) telles que celles utilisées par Masselink et Li (2001). La période de la houle et la capacité du sédiment à laisser l'eau s'infiltrer sont intimement liées.

Au regard des données mesurées et des observations faites par Masselink et Li (2001), trois comportements du sédiment peuvent être identifiés.

### ➤ Comportement imperméable des sables de plage

L'influence de la perméabilité sur la morphodynamique de la zone de swash est quasiment inexistante. Les bas de plage de la majorité des estrans sont en permanence localisés en-dessous du toit de la nappe. Ils peuvent être également considérés comme imperméables aux infiltrations du swash. Un faible relief peut néanmoins faire apparaître une zone désaturée, comme nous l'avons observé dans le bas de plage d'Egmond.

### ➤ Comportement perméable des sables de plage

La particularité de ces sédiments est de posséder une certaine cohésion interne améliorée par la présence de l'eau. Ce type de comportement a été observé à Omaha et à Sète. La perméabilité est assez importante pour drainer l'eau contenue dans les langues de swash, favorisant ainsi le dépôt au-dessus du toit de la nappe. Inversement, le volume des langues de backwash est augmenté par le suintement de l'eau de la nappe et peut favoriser le départ du matériel. La morphologie du haut de plage répond à cette différence de comportement du sédiment et présente une rupture de pente au niveau du point de sortie. Dans ce cas, la présence de vagues infragravitaires dans le spectre de houle peut aider le sable à absorber l'eau des langues de swash successives et induire des variations morphologiques conséquentes, voire construire des barres de swash.

➤ Comportement très perméable des sables de plage

La perméabilité est alors telle que l'infiltration de l'eau du swash à l'intérieur du sédiment diminue sa cohésion interne, provoquant une liquéfaction spontanée. Ce changement de propriété conduit à une remobilisation plus facile du matériel par les langues de swash successives. Une plage constituée de sable à comportement très perméable, telle qu'observée à Teignmouth, peut changer de morphologie très rapidement.

## **D - RÔLE JOUÉ PAR LA MORPHOLOGIE ET LE SÉDIMENT**

La pente et la granulométrie sont difficilement dissociables : les plages à pente forte étant généralement formées de sédiments plutôt grossiers, les plages peu pentues étant généralement associées à des granulométries fines.

Deux grands types de plages ont été étudiés: les plages de type réfléchif dont la pente est de l'ordre de 11% (Sète et Teignmouth), les plages de type intermédiaire à barres (Omaha et Egmond), avec une pente de l'ordre de 2 à 3 % où s'observent une dissipation plus ou moins forte de la houle sur les reliefs intertidaux et subtidaux. Le comportement morphodynamique de ces deux types de plages est lié aux caractéristiques de l'agitation aux limites de la zone de swash.

Dans le cas de plages réfléchives, la houle incidente ne déferle que tardivement et vient s'effondrer directement sur la plage avant de se transformer en jet de rive. L'effondrement des vagues directement sur la surface de la plage provoque la formation d'une marche à la limite off-shore de la zone de swash. Cette spécificité est importante pour la morphodynamique, notamment dans le cas des plages à marées. Lors du retrait de la mer, la marche disparaît, le profil de plage s'aplanit. Lorsque la marche est formée par accrétion, la réserve de sédiments ainsi disponible peut être redistribuée le long du profil générant un engraissement. Lorsque la marche résulte d'une érosion, la plage en se réajustant accuse un départ de sédiment.

Dans le cas des plages dissipatives ou intermédiaires à barres, la houle incidente déferle prématurément sur les barres, son énergie se dissipant partiellement ou totalement. Les lames d'eau arrivent dans la zone de swash sous forme de bores. Les vagues infragravitaires peuvent alors être libérées au niveau du jet de rive, favorisant l'apparition d'une barre sous l'effet notamment du drainage de l'eau du swash par le sédiment non saturé.

Dans le cas d'un sédiment très perméable et facilement mobilisable comme à Teignmouth, le départ de matériel vers le large est considérable et rapide mais les accrétions y sont tout aussi conséquentes en périodes de beau temps. Le matériel grossier est facilement déplacé dans la zone de swash étant donné les fortes vitesses de courants. A des profondeurs plus importantes, la vitesse des courants est beaucoup plus faible, le sédiment est donc piégé à proximité de la zone de swash et reste disponible pour une accrétion éventuelle lors d'un changement de régime hydrodynamique. Ces dépôts proximaux expliquent la forte réactivité morphodynamique de la zone de swash dans ce type d'environnement.

Inversement, le sédiment fin à moyen est facilement transporté par les courants présents en dehors de la zone de swash et peut être évacué au large. Son départ est moins spectaculaire que celui du sédiment des plages à granulométrie grossière mais son retour est plus lent et difficile.

Ces remarques posent le problème de la disponibilité en matériel sédimentaire. En effet, même dans un cadre fortement favorable à l'engraissement, ce dernier ne sera possible que dans le cas d'une bonne disponibilité sédimentaire. La zone de swash possède des caractéristiques qui lui sont propres certes mais elle fait également partie d'un ensemble dans un environnement sédimentaire donné.



# CONCLUSION GÉNÉRALE

## LA ZONE DE SWASH : UN ESPACE DE PLAGE COMPLEXE ET MAL CONNU

La zone de swash constitue l'aboutissement d'une succession de processus énergétiques affectant le milieu marin côtier ; avant d'y parvenir, la houle subit de fortes modifications en arrivant dans de faibles profondeurs. Cette zone est par conséquent un domaine complexe où les ondes impliquées dans le transport sédimentaire se dissipent, se réfléchissent et se combinent. De nombreux auteurs soulignent que les mécanismes qui y prennent place sont primordiaux pour comprendre la dynamique globale des littoraux. Cet espace de plage est précisément le terme ultime du transport sédimentaire. Le sédiment peut y être déposé pour participer à l'engraissement ou soustrait pour être emmené vers le large et favoriser ainsi l'érosion.

Les principales études se sont portées jusqu'alors sur l'hydrodynamique. Ainsi, il apparaît que les langues de swash ont la particularité de présenter des pics de vitesses extrêmement intenses en début et en fin de cycle alors que les profondeurs d'eau sont très faibles. Ces caractéristiques font de la zone de swash le lieu de transit d'importantes quantités de sédiments, qui se déplacent principalement en couche mobile.

Par ailleurs, la zone de swash constitue la partie de la plage où les vagues infragravitaires sont les plus développées, tout particulièrement quand l'énergie gravitaire se dissipe avant l'entrée dans cette zone, sur les plages dissipatives ou intermédiaires par exemple. Sur les plages réfléchives, les vagues se brisent près de la ligne de rivage et se transforment directement en jet de rive, l'énergie gravitaire reste alors dominante.

Peu d'études ont été réalisées sur les évolutions morphologiques de cette zone. Néanmoins, les paramètres impliqués dans la morphodynamique ont été identifiés :

- la pente détermine le caractère dissipatif ou réfléchif de la plage, modifie le seuil de déplacement des grains. Elle est fortement liée à la granulométrie.
- la granulométrie fixe naturellement la vitesse-seuil de mobilité des particules et contrôle également la perméabilité. Cette dernière joue un rôle majeur, en favorisant l'infiltration de l'eau du swash et l'exfiltration de l'eau de la nappe continentale.
- la position du toit de la nappe délimite une zone non saturée au-dessus, dont les pores contiennent de l'air, et une zone saturée en dessous, où les espaces entre les grains sont remplis d'eau. Le comportement des langues de swash est alors potentiellement différent lorsqu'elles se propagent sur l'une ou sur l'autre de ces zones.
- les conditions incidentes sont en partie responsables des caractéristiques hydrodynamiques des langues de swash.



Il faut néanmoins souligner que ces paramètres agissent non seulement individuellement sur la morphologie, mais également entre eux de manière significative. La zone de swash est alors d'autant plus complexe à étudier et à comprendre.

## **LACUNES MISES EN ÉVIDENCE À L'ISSUE DU BILAN DES CONNAISSANCES ACTUELLES**

L'analyse bibliographique exhaustive qui a été réalisée en première partie de ce mémoire permet de dégager des aspects méconnus ou encore mal définis de la zone de swash. Bien que l'intérêt croissant pour cette zone ait provoqué une augmentation du nombre d'études qui y sont consacrées, d'importantes lacunes subsistent, notamment en ce qui concerne l'évolution morphodynamique.

Malgré les nombreuses interactions entre les facteurs agissant sur la morphologie, la plupart des auteurs analysent les paramètres individuellement. Il n'apparaît pas que la zone de swash soit considérée dans sa globalité. Par ailleurs, les résultats de ce type d'étude ne sont pas nécessairement valables dans d'autres conditions, étant donné la forte diversité des caractéristiques des plages. Or, il importe à l'heure actuelle d'établir des modèles d'évolution capables de prédire le comportement d'un littoral, si possible, quelles que soient les conditions environnementales ou du moins de définir la morphodynamique de la zone de swash dans des grands types de conditions de forçage.

Plus précisément, bien que de nombreuses études aient montré que la zone de swash est la partie de la plage où les vagues infragravitaires sont les plus développées, leur rôle sur la morphodynamique n'a pas été considéré. L'importance des transits sédimentaires dans la zone de swash a été clairement établie, mais les quantités de matériel véritablement déposées n'ont pas été déterminées. De nombreux estrans à pente faible et à granulométrie fine présentent des barres intertidales de haut ou de bas estran désignées comme des barres de swash. Leurs conditions de formation, de migration et de destruction doivent être appréhendées et leur relation avec les processus de swash doit être établie, ce qui n'a jamais été fait.

De plus, aujourd'hui, le rôle de la perméabilité demande à être clarifié. En effet, la tendance actuelle en matière de politique environnementale favorise les solutions douces de protection du trait de côte contre les tempêtes. L'implantation de techniques de pompage de la nappe phréatique (procédé ECOPLAGE par exemple), se base sur la capacité de la plage à retenir du sédiment lorsqu'elle n'est pas saturée par l'eau de la nappe. Or, certaines études remettent en question l'importance de la perméabilité sur les variations morphologiques pour des granulométries rencontrées sur la majorité des plages européennes. Il est indispensable de vérifier l'importance de ce facteur et son rôle sur la morphologie de plages constituées de sédiments très différents.

Enfin et surtout, seules de très rares études ont été consacrées aux variations morphologiques lorsque les plages sont soumises au processus de swash. Leur comportement quand le jet de rive et la nappe de retrait les balayent est complètement inconnu.

Ce mémoire se propose de combler les lacunes mises en évidence grâce à la réalisation de nouvelles investigations de terrain ciblées.

## **APPROCHE ADOPTÉE**

Les quatre sites sélectionnés ont permis de couvrir une large palette environnementale, en terme de marée, de granulométrie, de morphologie et de conditions hydrodynamiques. Les sites de Teignmouth, d'Egmond et d'Omaha sont influencés par la marée, celui de Sète ayant été choisi en domaine atidal.

Les levés topographiques réalisés à une fréquence de cinq minutes pendant plusieurs heures consécutives ont permis de rendre compte du comportement morphodynamique de la zone de swash, parallèlement à l'évolution de la position de la nappe phréatique et des conditions hydrodynamiques pour des plages de granulométrie et de perméabilité différentes. Les plages d'Egmond et d'Omaha ont la particularité de présenter des barres de swash de bas ou de haut estran. Leur évolution morphologique a été suivie au cours des processus de swash.

Sur les plages à marées, un suivi a également été réalisé à basse mer de manière à percevoir le résultat intégré des modifications topographiques dues au swash sur la durée d'un cycle tidal par rapport à l'ensemble des processus qui se succèdent sur la plage au cours d'une marée complète.

## **LES ACQUIS MAJEURS**

Au regard des résultats obtenus, le rôle des différents paramètres morphodynamiques sur l'évolution de la plage a été déterminé. Leur impact respectif sur la morphologie de la zone de swash peut être hiérarchisé en considérant l'influence qu'ils exercent les uns par rapport aux autres et éventuellement, les uns sur les autres.

Il convient dans un premier temps de différencier les plages subissant les variations des cycles de marée de celles situées en domaine atidal. Ces dernières s'adaptent en effet continuellement aux conditions hydrodynamiques, les processus de swash agissant en permanence sur la même partie de plage. Les évolutions topographiques d'un jour à l'autre sont par conséquent moins marquées que sur les plages à marées pour des conditions de forçage identiques.

La marée peut être considérée comme le principal paramètre expliquant les changements morphologiques majeurs au sein des zones de swash. Cependant, son action n'est pas suffisante. Quelles que soient la morphologie, la granulométrie et les conditions hydrodynamiques, les fluctuations tidales du cycle semi-lunaire translatent à chaque nouvelle marée l'emplacement où le jet de rive et la nappe de retrait agissent. La morphologie de la plage est donc très rarement en équilibre avec les caractéristiques hydrodynamiques de la zone de swash ; les évolutions morphologiques y sont donc marquées. La marée a ainsi été clairement identifiée comme le moteur de la migration vers les dunes de la barre de swash d'Egmond et du mouvement vers haut de plage de celle d'Omaha, favorisant ainsi l'engraissement du trait de côte. Elle influence également la perméabilité de la plage en imposant le déplacement du toit de la nappe phréatique et donc celui de la zone saturée, quelle que soit sa granulométrie. Enfin, les données hydrodynamiques enregistrées à Omaha montrent clairement que les fluctuations de la profondeur d'eau qu'elle engendre, modulent l'importance de la dissipation de l'agitation incidente. Cet effet de filtre variable s'est avéré

primordial sur le comportement des barres de swash qui sont tributaires de l'amplitude relative des vagues infragravitaires par rapport à l'agitation gravitaire.

La morphologie initiale de la plage apparaît ensuite comme l'un des facteurs essentiels à prendre en considération pour étudier la zone de swash. Sur les différents sites étudiés, deux comportements morphologiques ont été identifiés. De par leurs caractéristiques, les plages réfléchives réagissent différemment aux processus de swash par rapport aux plages dissipatives ou intermédiaires à barres.

- Les plages de type réfléchif, plus pentues et aux sables plus grossiers sont principalement influencées par la présence des brisants à proximité de la ligne de rivage et par les caractéristiques sédimentologiques. Les résultats obtenus sur le haut de plage de Teignmouth montrent que la forte perméabilité est responsable d'une instabilité intrinsèque du sédiment, ce qui favorise son transport vers le large sous l'effet des nappes de retraits successives. Cet impact est néanmoins contrebalancé pendant plusieurs heures autour de la pleine mer. D'importants volumes sédimentaires sont ainsi déposés directement dans la zone de swash par les jets de rives suite aux remobilisations importantes causées par les brisants situés à cet instant du cycle tidal à proximité de la ligne de rivage. Cette période d'accrétion constitue la deuxième phase du modèle conceptuel présenté. Celui-ci montre une évolution de la plage en trois périodes, la première et la dernière étant caractérisées par un départ des sédiments, respectivement lorsque les langues de swash progressent vers le haut de plage à marée montante et quand le toit de la nappe phréatique s'incline vers le large au début du jusant.

- Les plages dissipatives, moins pentues sont influencées par la présence de vagues infragravitaires dans le spectre d'agitation, et également par les caractéristiques sédimentologiques du haut estran. Bien que la granulométrie des plages dissipatives ou intermédiaires soit généralement fine, la perméabilité n'est pas à négliger, mais son rôle diffère de celui observé sur les plages réfléchives. Sur la plage d'Omaha, la médiane du sédiment et le classement sont respectivement de l'ordre de 0,23 mm et de 0,09 en unité Phi. Une accrétion est systématiquement observée au-dessus du toit de la nappe, soulignant le rôle significatif des infiltrations de l'eau du swash au sein du massif sableux favorisant ainsi le dépôt des sédiments. La présence de vagues infragravitaires dans le spectre d'énergie de ce type de plage renforce l'effet de la perméabilité en permettant au sable d'absorber plus facilement l'eau des langues de swash. Au-dessous du toit de la nappe, des périodes d'accrétion et d'érosion se succèdent démontrant ainsi que la perméabilité n'est pas le seul paramètre responsable des variations morphologiques. Les enregistrements des vitesses du jet de rive et de la nappe de retrait montrent par exemple que les changements de pentes peuvent être corrélés à la présence de collisions entre les cycles de swash successifs. Celles-ci sont directement liées à la période des vagues incidentes. L'observation de la formation des barres de swash d'Omaha et d'Egmond a permis de rendre compte du rôle primordial des vagues infragravitaires. Néanmoins, leur absence du spectre énergétique a engendré des comportements morphologiques différents, la barre de swash d'Egmond étant immédiatement érodée dès que l'amplitude des vagues infragravitaires mesurée sur la barre subtidale interne, est inférieure à 0,15m – 0,20m. Sur la plage d'Omaha, seule leur formation a demandé la présence de ces ondes de longues périodes.

Enfin, les conditions d'agitation incidentes contrôlent évidemment l'énergie entrant dans le système étudié et une partie des caractéristiques des langues de swash telles que l'asymétrie des cycles, la présence de collisions entre le jet de rive et la nappe de retrait suivante, l'intensité des vitesses notamment en début et en fin de cycle de swash ou bien encore l'épaisseur de la tranche d'eau. Ces conditions sont nécessaires à la morphodynamique de la zone de swash. Toutefois, celles-ci sont fortement soumises aux modifications imposées par les autres paramètres. Ainsi, la pente influence les durées et l'asymétrie des cycles de swash. Elle contrôle également la perte de vitesse du jet de rive et l'accélération de la nappe de retrait selon son inclinaison. De la granulométrie dérive la rugosité de la surface sur laquelle la langue de swash progresse, ce qui modifie les vitesses et la hauteur maximale atteinte par le jet de rive. La perméabilité réduit ou augmente les volumes des langues de swash et contrôle la stabilité du sédiment. Ainsi, dans des conditions hydrodynamiques identiques, le comportement de la plage peut être radicalement opposé selon ses caractéristiques sédimentologiques. Une tendance émerge néanmoins : la persistance de conditions hydrodynamiques calmes favorise un engraissement de la zone de swash qui se traduit parfois par l'apparition de barres de swash et leur migration en période de revif. Lors de tempêtes, la morphologie s'adapte le plus souvent, un aplatissement du profil est constaté. Sur les plages réfléchives, comme à Teignmouth, les quantités de matériel apportées par les brisants et celles reprises par les jets de rive sont plus importantes dans des conditions d'agitation forte. Les résultats obtenus sur le site d'Omaha montrent une érosion systématique des barres de haut estran lors d'une intensification de la houle, excepté lorsque les vagues gravitaires sont dissipées avant d'entrer dans la zone de swash.

## **PERSPECTIVES DE RECHERCHE**

A la lumière de nos résultats, des perspectives de travail se dégagent pour continuer d'approfondir nos connaissances sur la morphodynamique de la zone de swash.

Bien que la perméabilité soit un paramètre clef, de nombreuses lacunes subsistent pour apprécier l'étendue de son influence sur la morphodynamique côtière. A l'heure actuelle, aucun étalonnage n'a été réalisé pour comparer les formules de perméabilité avec des mesures réalisées in situ ou en laboratoire. Compte tenu de la disparité des valeurs relevées dans la littérature, cette calibration diminuerait les incertitudes dans les résultats des modèles numériques d'évolution morphologique. Par ailleurs, l'utilisation de la modélisation physique en canal permettrait de quantifier la capacité d'infiltration de plages à granulométries différentes selon la période de la houle incidente. Des comportements morphodynamiques radicalement différents ont été identifiés selon la perméabilité de la plage.

Le rôle de la pente sur le comportement morphodynamique de la zone de swash, a été identifié. Il serait intéressant de pouvoir poursuivre ces recherches en quantifiant les conditions de déplacement de particules dans le swash d'après la pente et les caractéristiques sédimentologiques. Compte tenu de l'importance des vagues infragravitaires sur la morphodynamique de cette zone, examiner l'influence de leur période sur l'évolution de la pente pourrait également être envisagé. Ces connaissances permettraient d'affiner les paramètres à introduire pour la modélisation des évolutions morphologiques de la zone de swash et donc de prédire avec plus de précision l'évolution des plages.

Une base de donnée plus importante permettrait d'établir des seuils granulométriques qui différencieraient les plages pour lesquelles la perméabilité facilite l'accrétion, de celles où les caractéristiques granulométriques favorisent l'érosion du matériel sous l'influence des nappes de retrait. Par ailleurs, il semble que les barres de swash répondent différemment aux forçages. Observer leur comportement dans divers environnements affinerait nos connaissances sur les processus d'évolution de ce type de morphologie. Pour ce faire, le protocole utilisé dans ce mémoire demanderait à être complété par des mesures de perméabilité in-situ et par l'enregistrement des excursions du run-up. La période des vagues infragravitaires présentes dans la zone de swash serait ainsi déterminée et le lien entre ces ondes de basses fréquences et la morphologie pourrait être établi. La conception d'une méthode moins contraignante de levés topographiques intensifs favoriserait l'obtention de ces données essentielles pour la compréhension des mécanismes responsables de l'évolution des littoraux. Elle faciliterait également les mesures topographiques sur plusieurs profils espacés de quelques mètres afin d'identifier les déplacements longitudinaux de structures sédimentaires sous l'effet du swash.

Quelque soit la plage étudiée, limiter l'analyse morphodynamique d'une plage à des levés topographiques réalisés à chaque marée basse est très réducteur et peut mener à des erreurs d'interprétation significatives, notamment dans le dimensionnement des ouvrages à mettre en place dans la zone de swash afin de protéger le trait de côte. Les processus qui y prennent place sont à considérer comme l'un des moteurs principaux des variations morphologiques de la plage, particulièrement en haut de l'estran et notamment au contact avec le trait de côte.

## RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Aagard, T. & Holm, J. (1989) Digitisation of wave run-up using video records. *Journal of Coastal Research*, **5**(3), 547-551.
- Atherton, R. J., Baird, A. J. & Wiggs, G. F. S. (2001) Inter-tidal dynamics of surface moisture content on a meso-tidal beach. *Journal of Coastal Research*, **17**(2), 482-489.
- Bagnold, R. A. (1956) Flow cohesionless grains in fluids. *Philosophical Transactions Royal Society London*, **249**, 235-297.
- Bagnold, R. A. (1963) Mechanics of marine sedimentation. In: *The Sea* (Ed. by M. N. Hill), pp. 507-528. John Wiley, New York.
- Bagnold, R. A. (1966) An approach to the sediment transport problem from general physics. *Geological Survey Professional Paper*, **422-1**, 37pp.
- Baird, A. J. & Horn, D. P. (1996) Monitoring and modelling groundwater behaviour in sandy beaches. *Journal of Coastal Research*, **12**(3), 630-640.
- Baird, A. J. & Horn, D. P. (1996) Monitoring and modelling ground water behaviour in sandy beaches. *Journal of Coastal Research*, **12**, 630-640.
- Baird, A. J., Mason, T. E., Horn, D. P. & Baldock, T. E. (1997) Monitoring and modelling ground water behaviour in sandy beaches as a basis for improved models of swash zone sediment transport. In: *Proceeding of the International Conference on Coastal Dynamics*, pp. 774-783. ASCE.
- Baird, A. J., Mason, T. E. & Horn, D. P. (1998) Validation of a Boussinesq model of beach ground water behaviour. *Marine Geology*, **148**, 55-69.
- Baldock, T. E., Baird, A. J., Horn, D. P. & Mason, T. E. (2001) Measurement and modelling of swash-induced pressure gradients in the surface layers of a sand beach. *Journal of Geophysical Research*, **106**(2), 2653-2666.
- Battjes, J. A. (1974) Surf similarity. In: *Proceedings of the 14th Conference on Coastal Engineering*, pp. 466-480. ASCE.
- Bauer, B. O. & Allen, J. R. (1995) Beach steps : an evolutionary perspective. *Marine Geology*, **123**, 143-166.
- Beach, R. A. & Sternberg, R. W. (1991) Infragravity driven suspended sediment transport in the swash, inner and outer surf zone. In: *Proceeding of the international conference on Coastal Sediments*, pp. 114-128. ASCE.
- Bear, J. (1972) *Dynamics of flow in porous media*. American Elsevier, 764 pp.

- Bear, J. & Verruijt, A. (1988) *Modelling Groundwater Flow and Pollution (Theory and Applications of Transport in Porous Media Series)*.
- Blewett, J. C., Holmes, P. & Horn, D. (1999) Measurement and modelling of swash hydrodynamics. In: *Proceedings of the Coastal sediment conference*, pp. 377-392. ASCE.
- Bowen, A. J., Inman, D. L. & Simmons, V. P. (1968) Wave "setdown" and setup. *Journal of Geophysical Research*, **73**, 2569-2577.
- Brocchini, M. & Peregrine, D. H. (1996) Integral flow properties of the swash zone and averaging. *Journal of Fluid Mechanics*, **317**, 341-273.
- Butt, T. & Russell, P. (1999) Suspended sediment transport mechanisms in high-energy swash. *Marine Geology*, **16**, 361-375.
- Butt, T. & Russell, P. (2000) Hydrodynamics and cross-shore sediment transport in the swash-zone of natural beaches : a Review. *Journal of Coastal Research*, **16**(2), 255-268.
- Butt, T., Russell, P. & Turner, I. (2001) The influence of swash infiltration-exfiltration on beach face sediment transport : onshore or offshore. *Coastal Engineering*, **42**, 35-52.
- Carrier, G. F. & Greenspan, H. P. (1958) Water waves on finite amplitude on a sloping beach. *Journal of fluid mechanics*, **4**, 97-109.
- Carter, R. W. G. (1988) *Coastal Environments*. Academic Press.
- Castany, G. & Margat, J. (1977) *Dictionnaire français d'hydrogéologie*, 249 pp.
- Certain, R. (2002) Morphodynamique d'une côte sableuse microtidale à barres : le Golfe du Lion (Languedoc-Roussillon), Thèse de Doctorat, Université de Perpignan.
- Chamley, H. (1988) *Les milieux de sédimentation*. Tec. & Doc. Lavoisier, 173 pp.
- Clarke, D. J. & Eliot, I. G. (1987) Groundwater-level changes in a coastal dune, sea-level fluctuations and shoreline movement on a sandy beach. *Marine Geology*, **77**, 319-326.
- COAST3D. (2001) COAST3D Final Volume of Summary Papers, pp. 62. HR Wallingford, UK.
- Conley, D. C. & Inman, D. (1994) Ventilated oscillatory boundary layer. *Journal of Fluid Mechanics*, **273**, 261-284.
- Damgaard, J. S., Whitehouse, R. J. S. & Soulsby, R. L. (1997) Bed-load sediment transport on steep longitudinal slopes. *Journal of Hydraulic Engineering*, **123**(12), 1130-1138.
- Damgaard, J., Wright, S., Peet, A. & Soulsby, R. (2003) Sand Transport on Steeply Sloping Plane and Rippled Beds. In: *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol. 129, pp. 706-719. ASCE.
- Degryse-Kulkarni, C., Levoy, F., Monfort, O., Miles, J. R. (2003) Morphological variations of a mixed sediment beachface (Teignmouth, UK). *Coastal and Nearshore Oceanography , Continental Shelf Research*. Sous presse.

- Degryse-Kulkarni, C., Levoy, F., Ruessink, B. G. (2003), Observations on swash bar behaviour, Earth and Surface Processes. Soumis.
- Domenico, P. A. & Schwartz, F. W. (1990) *Physical and Chemical Hydrogeology*. Wiley, New York, 824 pp.
- Dracos, T. (1963) Ebene nichtstationäre Grundwasserabflüsse mit freier Oberfläche. Mitt. Versuchsanst. Wasserbau Erdbau, Eidgenoss, pp. 114. Techn. Hochsch., Zürich.
- Duncan, J. R. J. (1964) The effect of water table and tide cycle on swash-backwash sediment distribution and beach profile development. *Marine Geology*, **2**, 186-197.
- Dyer, K. R. (1986) *Coastal and Estuarine Sediment Dynamics*. Wiley, John & Sons, 358 pp.
- Elgar, S., Herbers, T. H. C., Okihiro, M., Oltman-Shay, J. & Guza, R. T. (1992) Observations of infragravity waves. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 15573-15577.
- Eliot, I. G. & Clarke, D. J. (1988) Semi-diurnal variation in beachface aggradation and degradation. *Marine Geology*, **79**, 1-22.
- Emery, K. O. & Foster, J. F. (1948) Water tables in marine beaches. *Journal of Marine Research*, **7**, 644-654.
- Foot, M. & Horn, D. (1999) Swash zone velocity and volumetric measurement using a simple video technique. In: *Proceedings of the Coastal sediment conference*, pp. 393-404. ASCE.
- Fourmarier, P. (1958) *Hydrogéologie*. Masson et Cie, Liège, 294 pp.
- Freeze, R. A. & Cherry, J. A. (1979) *Groundwater*. Prentice-Hall, 604 pp.
- Gillham, R. W. (1984) The capillary fringe and its effect on water-table response. *Journal of Hydrology*, **67**, 307-324.
- Gourlay, M. R. (1980) Beaches : Profiles, processes and permeability. In: *Proceeding of the Conference on Coastal Engineering*, Vol. 2, pp. 1320-1339. ASCE.
- Grant, U. S. (1946) Effect of ground-water table on beach erosion. *Bulletin Geological Society of America*, **57**, 1272.
- Grant, U. S. (1948) Influence of the water table on beach aggradation and degradation. *Journal of Marine Research*, **7**, 655-660.
- Greenwood, B. & Davidson-Arnott, R. G. D. (1972) Textural variations in sub-environments of the shallow-water wave zone, Kouchibouguac Bay, New Brunswick. *Canadian Journal of Earth Science*, **9**, 679-688.
- Greenwood, B., Osborne, P. D., Bowen, A. J. & Hazen, D. G. (1991) Measurement of suspended sediment transport : Prototype shoreface. In: *Proceedings of the International conference on Coastal Sediments*, pp. 284-299. ASCE.
- Guza, R. T. & Inman, D. L. (1975) Edge waves and beach cusps. *Journal of Geophysical Research*, **80**, 2997-3012S.



- Guza, R. T. & Bowen, A. J. (1976) Resonant interactions for waves breaking on a beach. In: *Proceedings of the 14th Conference on Coastal Engineering*, pp. 560-579. ASCE.
- Guza, R. T. & Thornton, E. B. (1982) Swash oscillations on a Natural Beach. *Journal of Geophysical Research*, **87**(1), 483-491.
- Guza, R. T. & Thornton, E. B. (1985) Observation of surf beat. *Journal of Geophysical Research*, **90**(C2), 3161-3172.
- Hanslow, D. & Nielsen, P. (1993) Shoreline set-up on natural beaches. *Journal of Coastal Research*, **SI**(15), 1-10.
- Hegge, B. & Masselink, G. (1991) Groundwater-table responses to wave run-up - an experimental study from western Australia. *Journal of Coastal Research*, **7**, 623-634.
- Herbers, T. H. C., Elgar, S., Guza, R. T. & O'Reilly, W. C. (1993) Infragravity frequency (0.005-0.05Hz) motions on the shelf. In: *Proceedings of the International Conference on Coastal Engineering*, pp. 346-359. ASCE.
- Herbers, T. H. C., Elgar, S. & Guza, R. T. (1995) Generation and propagation of infragravity waves. *Journal of Geophysical Research*, **100**(24683-24872).
- Herbers, T. H. C., Elgar, S., Guza, R. T. & O'Reilly, W. C. (1995) Infragravity frequency (0.005-0.05Hz) motions on the shelf. Part II : Free Waves. *Journal of Physical Oceanography*, **25**, 1063-1079.
- Hibberd, S. & Peregrine, D. H. (1979) Surf and run-up on a beach : a uniform bore. *Journal of Fluid Mechanics*, **95**(2), 323-345.
- Holland, K. T. & Holman, R. A. (1993) The statistical distribution of swash maxima on natural beaches. *Journal of Geophysical research*, **98**(C6), 10271-10278.
- Holland, K. T. (1995) Foreshore Dynamics : swash motions and topographic interactions on natural beaches, Oregon state University.
- Holland, K. T., Raubenheimer, B., Guza, R. T. & Holman, R. A. (1995) Runup kinematics on a natural beach. *Journal of Geophysical Research*, **100**(C3), 4985-4993.
- Holland, K. T. & Puleo, J. A. (2001) Variable swash motions associated with foreshore profile change. *Journal of Geophysical Research*, **106**(3), 4613-4623.
- Holman, R. A. (1981) Infragravity energy in the surf zone. *Journal of Geophysical research*, **86**, 6442-6450.
- Holman, R. A. & Guza, R. T. (1984) Measuring run-up on natural beaches. *Coastal Engineering*, **8**, 129-140.
- Holman, R. A. & Bowen, A. J. (1984) Longshore structure of infragravity wave motions. *Journal of Geophysical Research*, **84**, 6339-6346.
- Holman, R. A. & Sallenger, A. H. (1985) Set up and swash on a natural beach. *Journal of Geophysical research*, **90**, 945-953.

- Horn, D. P. & Mason, T. (1994) Swash zone sediment transport modes. *Marine Geology*, **120**, 309-325.
- Horn, D. P., Baldock, T. E., Baird, A. J. & Mason, T. E. (1998) Field measurements of swash induced pressure gradients within a sandy beach. In: *Proceeding of the International Conference on Coastal Engineering*, pp. 2812-2825. ASCE.
- Hughes. (1992) Application of a non-linear shallow water theory to swash following bore collapse on a sandy beach. *Journal of Coastal Research*, **8**(3), 562-578.
- Hughes, M. G., Masselink, G., Hanslow, D. & Mitchell, D. (1997a) Toward a better understanding of swash zone sediment transport. In: *Proceedings of the International Conference on Coastal Engineering*, pp. 804-813. ASCE.
- Hughes, M. G., Masselink, G. & Brander, R. W. (1997b) Flow velocity and sediment transport in the swash zone of a steep beach. *Marine Geology*, **138**, 91-103.
- Hunt, I. A. (1959) Design of seawall and breakwaters. *Proceedings of ASCE*, **85**, 123-152.
- Huntley, D. A., Guza, R. T. & Bowen, A. J. (1977) A universal form for shoreline run-up spectra? *Journal of Geophysical Research*, **82**(18), 2577-2581.
- Huntley, D. A., Guza, R. T. & Thornton, E. B. (1981) Field observations of surf beat 1. Progressive edge wave. *Journal of Geophysical Research*, **86**, 6451-6466.
- Huntley, D. A. (1988) Evidence of phase coupling of edge wave modes. *Journal of Geophysical Research*, **93**, 12393-12408.
- Huntley, D. A., Davidson, M., Russell, P., Foot, E. Y. & Hardisty, J. (1993) Long waves and sediment movement on beaches: Recent observation and implications for modelling. *Journal of Coastal Research*, **1993** (special issue 15), 215-229.
- Johnson, D. W. (1919) *Shore processes and shoreline development*. Wiley, 584 pp.
- Johnson, B. D. & Kobayashi, N. (1998) Nonlinear time-averaged model in surf and swash zones. In: *Coastal Engineering*. ASCE.
- Juang, J.-T. (1994) Effect on roughness to irregular wave run-up. In: *Proceedings of the International Conference on Coastal Engineering*, pp. 1169-1181. ASCE.
- Kang, H.-Y., P.Nielsen & Hanslow, D. J. (1994) Watertable overheight due to wave run-up on sandy beach. In: *Proceedings of the International Conference in Coastal Engineering*, pp. 2115-2124. ASCE.
- Kato, K. (1981) Analysis of edge waves by means of empirical Eigen functions. *Report Port Harbour Research Institute*, **20**, 3-51.
- Kemp, P. H. & Plinston, D. T. (1968) Beaches produced by waves of low phase difference. *Journal of Hydraulics Division*, **94**, 1183-1195.
- King, C. A. M. & Willimans, W. E. (1949) The formation and movement of sand bars by wave action. *Geographical Journal*, **113**, 70-85.

- King, C. A. M. (1972) *Beaches and Coasts*. Masson, London, 570 pp.
- Komar, P. D. (1998) *Beach processes and sedimentation*. Prentice hall, 544 pp.
- Kriebel, D. L., Kraus, N. C. & Larson, M. (1991) Engineering methods for predicting beach profile response. In: *Proceedings of the conference on Coastal Sediments*, pp. 557-571. ASCE.
- Kroon, A. (1994) Sediment transport and morphodynamics of the beach and nearshore zone near Egmond, The Netherlands, University of Utrecht.
- Krumbein, W. C. & Monk, G. D. (1942) Permeability as a function of the size parameters of unconsolidated sand. 1492, pp. 11. American Institute of Mining and Metallurgical Engineering.
- Larson, M. & Sunamura, T. (1993) Laboratory experiment on flow characteristics at a beach step. *Journal of Sedimentary Petrology*, **63**(3), 495-500.
- Levoy, F. (1994) Evolution et fonctionnement hydrosédimentaire des plages macrotidales : l'exemple de la côte ouest du cotentin, Thèse de doctorat, Université de Caen.
- List, J. H. (1992) A model for the generation of two dimensional surf beat. *Journal of Geophysical Research*, **97**, 5623-5635.
- Longuet-Higgins, M. S. & Stewart, R. W. (1962) Radiation stresses and mass transport in gravity waves with application to surf beat. *Journal of Fluid Mechanics*, **13**, 481-504.
- Longuet-Higgins, M. S. & Stewart, R. W. (1964) Radiation stresses in water waves - a physical discussion with applications. *Deep-Sea Research*, **11**, 529-562.
- MacManus, J. (1988) Grain size determination and interpretation. In: *Techniques in Sedimentology* (Ed. by M. Tucker), pp. 394. Blackwell Scientific Publications.
- Mase, H. (1988) Spectral Characteristics of random wave Run-up. *Coastal Engineering*, **12**, 175-189.
- Masselink, G. (1995) Group bound long waves as a source of infragravity energy. *Continental Shelf Research*, **15**(13), 1525-1547.
- Masselink, G. & Hughes, M. (1998) Field investigation of sediment transport in the swash zone. *Continental Shelf Research*, **18**, 1179-1199.
- Masselink, G. & Hughes, M. G. (1998) Field investigation of sediment transport in the swash zone. *Continental Shelf Research*, **18**, 1179-1199.
- Masselink, G. & Li, L. (2001) The role of swash infiltration in determining the beachface gradient : a numerical study. *Journal of Coastal Research*, **176**, 139-156.
- Miche, A. (1944) Mouvement ondulatoire des mers en profondeur constante. *Annales des Ponts et Chaussées*, **114**, 25-78.

- Miche, A. (1951) Exposés à l'action des houles. *Annales des Ponts et Chaussées*, **121**, 285-319.
- Miles, J. R., Ruessink, B. G., Levoy, F., Russel, P. E., Thornton, E. B. & Huntley, D. A. (2000) Shear wave and edge wave distribution on a barred beach. In: *Proceeding of the international conference on coastal engineering*, pp. paper 221. ASCE.
- Moraes, C. d. C. (1970) Experiments of wave reflection on impermeable slopes. In: *Proceedings of the 12th conference on coastal engineering*, pp. 509-521. ASCE.
- Munk, W. H. (1949) Surf beats. *Transactions, American Geophysical Union*, **30**, 849-854.
- Munk, W. H. & Wimbush, M. (1969) A rule of thumb for wave breaking. *Oceanology*, **9**, 56-69.
- Nielsen, P., Davis, G. A., Winterbourne, J. M. & Elais, G. (1988) Wave setup, and the watertable in sandy beaches, pp. 132. Public works Departments NSW Coastal Branch.
- Nielsen, P. (1990) Run-up, Set-up and the coastal watertable. In: *Proceedings of the International Conference on Coastal Engineering*, pp. 867-880. ASCE.
- Nielsen, P. (1990) Tidal Dynamics of the watertable in beaches. *Water Resources Research*, **26**, 2127-2134.
- Nielsen, P. (1992) Coastal Bottom boundary layers and sediment transport. In: *Advanced Series on Ocean Engineering*, 4, Vol. 324 p. World Science.
- Nielsen, P. (1997) Coastal groundwater dynamics. In: *Proceedings of the International Conference on Coastal Dynamics*, pp. 546-555. ASCE.
- Nordstrom, K. F. & Jackson, N. L. (1990) Migration of swash zone, step and micotopographic features during tidal cycles on an estuarine beach, Delaware Bay, New Jersey, USA. *Marine Geology*, **1990**, 147-154.
- Oltman-Shay, J. & Guza, R. T. (1987) Infragravity edge wave observations on two Californian beaches. *Journal of Physical Oceanography*, **17**(644-663).
- Oltman-Shay, J., Howd, P. A. & Birkenmeyer, W. A. (1989) Shear instabilities of the mean longshore current, 2. Field observations. *Journal of Physical Oceanography*, **94**, 18031-18042.
- Osborne, P. D. & Rooker, G. A. (1997) Surf zone and swash zone sediment dynamics on High energy beaches : West Auckland, New Zealand. In: *Proceedings of the International conference on Coastal Dynamics*, pp. 814-823. ASCE.
- Osborne, P. D. & Rooker, G. A. (1999) Sand Re-Suspension Events in a High Energy Infragravity Swash Zone. *Journal of Coastal Research*, **15**(1), 74-86.
- Packwood, A. R. (1983) The influence of beach porosity on wave uprush et backwash. *Coastal Engineering*, **7**, 29-40.

- Pedrerros, R. (2000) Quantification et modélisation du transport éolien au niveau des zones côtières - Application au littoral Girondin, Thèse de doctorat, Université de Bordeaux.
- Peregrine, D. H. (1966) Calculations of the development of an undular bore. *Journal of fluid mechanics*, **25**, 321-330.
- Pethick, J. (1991) *An introduction to coastal geomorphology*. Edward Arnold.
- Petti, M. & Longo, S. (2000) Hydrodynamics in the swash zone. In: *Proceedings of the International Offshore and Polar Engineering Conference, Vol. III*, pp. 559-597. The International Society of Offshore and Polar Engineers.
- Petti, M. & Longo, S. (2001) Turbulence experiments in the swash zone. *Coastal Engineering*, **43**, 1-24.
- Puleo, J. A., Beach, R. A., Holman, R. A. & Allen, J. S. (2000) Swash zone sediment suspension and transport and the importance of bore-generated turbulence. *Journal of Geophysical Research*, **105**(7), 17021-17044.
- Quick, M. C. (1991) Onshore-offshore sediment transport on beaches. *Coastal Engineering*, **15**, 313-332.
- Raubenheimer, B. & Guza, R. T. (1996) Observation and predictions of run-up. *Journal of Geophysical Research*, **101**(C10), 25575-25587.
- Ruessink, B. G. (1998) Infragravity waves in a dissipative multiple bar system, Institute for marine and Atmospheric research.
- Sallenger, A. H. & Richmond, B. M. (1984) High frequency sediment level oscillations in the swash zone. *Marine Geology*, **60**, 155-164.
- Sato, M. (1990) Underground water table and beach face erosion. In: *Proceedings of the international conference on coastal engineering*, pp. 2644-2657. ASCE.
- Schiffman, A. (1965) Energy measurements in the swash-surf zone. *Limnology and Oceanography*, **10**, 255-260.
- Shanehsaz-Zadeh, A., Holmes, P. & Blewett, J. (2001) Swash hydrodynamics on mild and steep beach. , 838-847.
- Shields, A. (1936) Anwendung der Ähnlichkeits-Mechanik und des Turbulenz-forschung auf die Geschiebebewegung. *Preussische Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau*, **26**.
- Short, A. D. (1979) Three-dimensional beach-stage model. *Journal of Geology*, **87**, 553-571.
- Short, A. D. (1999) *Handbook of beach and shoreface morphodynamics*. Wiley, 379 pp.
- Soulsby, R. L. (1997) *Dynamics of Marine Sands*. Thomas Telford, 249 pp.
- Soulsby, R. L. & Whitehouse, R. J. S. W. (1997) Threshold of sediment motion in coastal environments. In: *Proceedings Pacific coast and ports conference*, pp. 149-154.

Stépanian, A. (2002) Evolution morphodynamique d'une plage macrotidale à barres : Omaha beach (Normandie), Thèse de doctorat, Université de Caen.

Stoker, J. J. (1957) *Water waves, the Mathematical Theory with Application*. Wiley Interscience, New-york, 567 pp.

Strahler, A. N. (1966) Tidal cycle of changes in an equilibrium beach, Sandy Hook, New Jersey. *The Journal of Geology*, **74**(3), 247-268.

Sunamura, T. (1989) Sandy beach geomorphology elucidated by laboratory modeling. In: *Applications in Coastal modelling* (Ed. by V. Lakhan and A. Trenhaile), pp. 159-213. Elsevier, Amsterdam.

Sutherland, T. F., Lane, P. M., Amos, C. L. & Downing, J. (2000) The calibration of optical backscatter sensors for suspended sediment of varying darkness levels. *Marine Geology*, **162**, 587-597.

Symonds, G., Huntley, D. A. & Bowen, A. J. (1982) Two dimensional surf beat. Longwave generation by a varying breakpoint. *Journal of Geophysical Research*, **80**, 492-498.

Symonds, G. & Bowen, A. J. (1984) Interactions of nearshore bars with incoming wave groups. *Journal of Geophysical Research*, **89**, 1953-1959.

Tucker, M. J. (1950) Surf beats : Sea waves of 1 to 5 min. period. *Proceedings Royal Society*, **202**(A), 202-565.

Turner, I. L. (1993) Water table outcropping on macro-tidal beaches : A simulation model. *Marine Geology*, **115**, 227-238.

Turner, I. L. (1995) Simulating the influence of groundwater seepage on sediment transported by the sweep of the swash zone across macro-tidal beaches. *Marine Geology*, **125**, 1253-174.

Turner, I. L. (1995) Modelling the time-varying extent of groundwater seepage on tidal beaches. *Earth surface processes and landforms*, **20**, 833-843.

Turner, I. L. & Leatherman, P. (1997) Beach dewatering as a "soft" engineering solution to coastal erosion - A history and critical review. *Journal of coastal research*, **13**(4), 1050-1063.

Turner, I. L. & Masselink, G. (1998) Swash infiltration-exfiltration and sediment transport. *Journal of Geophysical Research*, **103**(13), 30813-30824.

Ursell, F. (1952) Edge waves on a sloping beach. *Proceedings of the Royal Society of London*, **214**(A), 79-97.

VanDorn, W. G. (1978) Breaking invariants in shoaling waves. *Journal of Geophysical research*, **83**, 2981-2987.

Van Lancker, V., Lanckneus, J., Moerkerke, G., Hearn, S., Hoekstra, P., Levoy, F., Miles, J., Moerkerke, G., Monfort, O., Whitehouse, R.,. (2003) Coastal and nearshore morphology, bedforms and sediment pathways at Teignmouth (UK). *Coastal and Nearshore Oceanography, Continental Shelf Research*. Sous presse.

- VanRijn, L. C. (1998) *Principles of Coastal Morphology*. Aqua Publication, Amsterdam, 684 pp.
- Waddell, E. (1976) Swash-groundwater-beach profile interactions. *Beach and Nearshore sedimentation*, **SEPM Special Publication 24**, 115-125.
- Ward, D. L., Wibner, C. G., Zhang, J. & Edge, B. (1994) Wind effects on runup and overtopping. In: *Proceedings of the International Conference on Coastal Engineering*, pp. 1687-1699. ASCE.
- Watson, G. & Peregrine, D. H. (1992) Low frequency waves in the surf zone. In: *Proceedings of the 23rd International Conference on Coastal Engineering*, pp. 818-831. ASCE.
- Webb, S. C., Zhang, X. & Crawford, W. (1991) Infragravity waves in the deep ocean. *Journal of Geophysical Research*, **96**(C2), 2723-2736.
- Wright, L. D. & Thom, B. G. (1977) Coastal depositional landform, a morphodynamic approach. *Progress in Physical Geography*, **1**, 412-459.
- Wright, L. D. (1982) Field Observations of long-period, surf-zone standing wave in relation to contrasting beach morphologies. *Australian Journal of Marine and Freshwater Research*, **33**, 181-201.
- Wright, L. D. & Short, A. D. (1984) Morphodynamic variability of surf zone and beaches: a Synthesis. *Marine Geology*, **56**, 93-118.
- Yeh, H. H., Ghazali, A. & Marton, I. (1989) Experimental study of bore run-up. *Journal of Fluid Mechanics*, **206**, 563-578.
- Yu, Z. H., Niemeyer, H. & Bakker, W. (1990) Site investigation on sand concentration in the sheetflow layer. In: *Proceeding of the International Conference on Coastal Engineering*, pp. 2361-2371. ASCE.

# TABLE DES MATIÈRES

|                                                                                              |            |
|----------------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| <b>SOMMAIRE .....</b>                                                                        | <b>1</b>   |
| <b>INTRODUCTION GÉNÉRALE.....</b>                                                            | <b>3</b>   |
| <b>PREMIÈRE PARTIE : L'ÉTAT DES CONNAISSANCES ACTUELLES.....</b>                             | <b>9</b>   |
| <b>I. Définition et rappels.....</b>                                                         | <b>9</b>   |
| <i>B - Rappels sur l'hydrodynamique incidente .....</i>                                      | <i>12</i>  |
| <b>II. Etat de nos connaissances sur la zone de swash .....</b>                              | <b>23</b>  |
| <i>A - Bilan des connaissances sur l'hydrodynamique de cette zone .....</i>                  | <i>23</i>  |
| <i>B - Bilan des connaissances sur le transport sédimentaire dans la zone de swash .....</i> | <i>38</i>  |
| <i>C - Bilan des connaissances sur la morphodynamique de la zone de swash.....</i>           | <i>45</i>  |
| <i>D - Conclusions .....</i>                                                                 | <i>57</i>  |
| <b>DEUXIÈME PARTIE : MÉTHODOLOGIE ET RÉSULTATS EXPÉRIMENTAUX.....</b>                        | <b>59</b>  |
| <b>I. Méthodologie.....</b>                                                                  | <b>60</b>  |
| <i>A - Suivi topographique .....</i>                                                         | <i>60</i>  |
| <i>B - Caractéristiques sédimentaires.....</i>                                               | <i>62</i>  |
| <i>C - Caractéristiques hydrodynamiques.....</i>                                             | <i>63</i>  |
| <b>II. Résultats .....</b>                                                                   | <b>65</b>  |
| <i>A - Le site de Sète .....</i>                                                             | <i>67</i>  |
| <i>B - Le site de Teignmouth .....</i>                                                       | <i>73</i>  |
| <i>C - Le site d'Egmond.....</i>                                                             | <i>95</i>  |
| <i>D - Le site d'Omaha .....</i>                                                             | <i>111</i> |
| <b>III. Interprétations et discussion .....</b>                                              | <b>137</b> |
| <i>A - Synthèse des évolutions morphologiques constatées .....</i>                           | <i>137</i> |
| <i>B - Rôle joué par les conditions hydrodynamiques .....</i>                                | <i>138</i> |
| <i>C - Rôle joué par la position de la nappe phréatique.....</i>                             | <i>143</i> |
| <i>D - Rôle joué par la morphologie et le sédiment.....</i>                                  | <i>144</i> |
| <b>CONCLUSION GÉNÉRALE .....</b>                                                             | <b>147</b> |
| <b>RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....</b>                                                      | <b>153</b> |
| <b>TABLE DES MATIÈRES .....</b>                                                              | <b>163</b> |
| <b>TABLE DES ILLUSTRATIONS.....</b>                                                          | <b>165</b> |
| <b>LISTE DES TABLEAUX .....</b>                                                              | <b>171</b> |
| <b>ANNEXES .....</b>                                                                         | <b>173</b> |





## TABLE DES ILLUSTRATIONS

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |           |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| <i>figure 1 – Zonation hydrodynamique du littoral.....</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                        | <i>4</i>  |
| <i>figure 2 - Diagramme représentant le principe adopté lors de cette étude.....</i>                                                                                                                                                                                                                                                              | <i>7</i>  |
| <i>figure 3 - Représentation schématique des différents termes adoptés lors de l'étude de la zone de swash.....</i>                                                                                                                                                                                                                               | <i>10</i> |
| <i>figure 4 - Représentation schématique de la zone de swash dans le cas d'une plage découverte ou non par les lames d'eau. LR, position de la Ligne de Rivage variant au cours du temps t. ....</i>                                                                                                                                              | <i>11</i> |
| <i>figure 5 - Propagation de la houle à la côte - A, dans le cas d'une plage réfléchive - B, dans le cas d'une plage dissipative.....</i>                                                                                                                                                                                                         | <i>13</i> |
| <i>figure 6 - Propagation de la houle à la côte sur une plage de type dissipatif à intermédiaire, avec présence de bores dans la zone de surf. ....</i>                                                                                                                                                                                           | <i>13</i> |
| <i>figure 7 - Méthode de distinction des bores complètement développés et des bores ondulaires d'après Peregrine (1966) et Yeh et al. (1989) - h, hauteur du bore, d profondeur d'eau en amont du bore, h1 profondeur d'eau derrière la plaque, h0 profondeur d'eau devant.....</i>                                                               | <i>15</i> |
| <i>figure 8 – Processus de transition d'un bore complètement développé (I) et d'un bore ondulatoire (II) en jet de rive. (a) : Bore s'approchant de la côte. (b)-(e) : Transition. (f) : Run-up. L: Limite du jet de rive, F : Front du bore. Adapté de Yeh et al., 1989. ....</i>                                                                | <i>16</i> |
| <i>figure 9 - Interférence entre deux trains de vagues de fréquences différentes et formation de la vague forcée qui en résulte. ....</i>                                                                                                                                                                                                         | <i>17</i> |
| <i>figure 10 - Processus de piégeage des ondes infragravitaires libres causé par la réfraction de l'onde sur le fond.....</i>                                                                                                                                                                                                                     | <i>19</i> |
| <i>figure 11 - Réflexion d'une onde incidente à la ligne de rivage et formation d'une onde stationnaire par superposition de l'onde incidente et de l'onde réfléchie à un instant t. Exemple A : Amplitude minimale, exemple B : Amplitude maximale de l'onde stationnaire. ....</i>                                                              | <i>20</i> |
| <i>figure 12 – Comportement d'une onde stationnaire lors de la progression au cours du temps de l'onde incidente vers la ligne de rivage. ....</i>                                                                                                                                                                                                | <i>21</i> |
| <i>Figure 13 - Amplitudes des vagues libres de bord (edge wave) normalisée par l'amplitude à la ligne de rivage en fonction de la distance cross-shore a-dimensionnelle (c). n : mode ou nombre d'antinode –1. D'après Ruessink, 1998.....</i>                                                                                                    | <i>22</i> |
| <i>figure 14 - Exemple de vitesse (u) et profondeur (h) de la langue de swash. D'après Hughes et al. (1997).....</i>                                                                                                                                                                                                                              | <i>23</i> |
| <i>figure 15 – Profils de vitesses en fonction du temps, présentant successivement une asymétrie horizontale (ou skewness) et verticale ( modifié d'après Butt et Russell (1999). <math>d_{acc}</math>, durée de l'accélération – V max, vitesse maximale – bw, backwash – ur, uprush. En grisé, les cas observés dans la zone de swash. ....</i> | <i>24</i> |
| <i>figure 16 - Géométrie de la langue de swash. Le front initial pentu se détériore par amincissement progressif durant la totalité du cycle de swash. Uprush et backwash sont de ce fait complètement différents (D'après Waddell, 1976). ....</i>                                                                                               | <i>26</i> |
| <i>figure 17 - Schématisation de la forme de la langue de backswash avec (a) une diminution constante d'épaisseur de la tranche d'eau, la langue de backwash gardant sa forme en angle aigu alors qu'elle progresse vers le large et (b) une diminution plus importante de l'épaisseur</i>                                                        |           |

|                                                                                                                                                                                                                                                                |           |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| <i>de la tranche d'eau en bas qu'en haut de la zone de swash, impliquant une profondeur uniforme de la langue de backwash. LR, position de la Ligne de Rivage variant au cours du temps t - p, profondeur d'eau.....</i>                                       | <i>26</i> |
| <i>figure 18 - Représentation schématique du rapport entre l'amplitude de la houle incidente et l'amplitude du run-up. ....</i>                                                                                                                                | <i>30</i> |
| <i>figure 19 – Hauteur du run-up en rapport avec la hauteur significative de la houle pour les bandes incidente et infragravitaire dans le cas de nombres d'Iribarren inférieurs à 1 (A) et supérieurs à 1,25 (B). D'après Holman et Sallenger (1985).....</i> | <i>30</i> |
| <i>figure 20 - Vue d'ensemble de la dépendance du run-up normalisé au nombre d'Iribarren. a - Ruessink (1998), b - Holman et Sallenger (1985), c - Holland (1995), d - Raubenheimer et Guza (1996), X Holman et Bowen (1984). D'après Ruessink (1998).....</i> | <i>30</i> |
| <i>figure 21 - Données de terrain montrant l'élévation significative de l'élévation du toit de la nappe phréatique due à la marée et à la houle (Kang et al., 1994).....</i>                                                                                   | <i>33</i> |
| <i>figure 22 - Comportement du toit de la nappe et de la plage suite aux variations du niveau marin au cours du cycle tidal semi-diurne .....</i>                                                                                                              | <i>35</i> |
| <i>figure 23 - Vitesses cross-shore et concentrations en sédiment mesurées à 2,8 et 5 cm du fond dans la zone de swash (Beach et Sternberg, 1991). ....</i>                                                                                                    | <i>40</i> |
| <i>figure 24 - Influence d'un changement de volume de la langue de swash sur le transport sédimentaire. A : Dans le cas d'une diminution de volume, B : Dans le cas d'une augmentation du volume.....</i>                                                      | <i>43</i> |
| <i>figure 25 - Influence de la modification de la couche limite sur le transport sédimentaire (modifié d'après Butt et al., 2001). ....</i>                                                                                                                    | <i>43</i> |
| <i>figure 26 - Profils généralisés de la distribution sédimentaire dans la zone de swash à différents stades d'un cycle tidal semi-diurne d'une marée basse à la marée basse suivante. Duncan (1964). ....</i>                                                 | <i>46</i> |
| <i>figure 27 - Fluctuations du fond sableux mesurées dans la zone de swash en haute et basse plage. (Waddell, 1976). ....</i>                                                                                                                                  | <i>47</i> |
| <i>figure 28 - Fluctuations du fond sableux mesurées dans la zone de swash sur une série de piquets positionnés en ligne perpendiculairement à la ligne de rivage. D'après Sallenger et Richmond (1984). ....</i>                                              | <i>47</i> |
| <i>figure 29 - Changements de hauteur du fond sableux mesurés dans la zone de swash. D'après Nordstrom et Jackson (1990).....</i>                                                                                                                              | <i>48</i> |
| <i>figure 30 - Barre de swash sur le haut de plage d'Omaha. ....</i>                                                                                                                                                                                           | <i>48</i> |
| <i>figure 31 - Rôle des collisions entre langues de swash successives sur le transport sédimentaire.....</i>                                                                                                                                                   | <i>50</i> |
| <i>figure 32 – Modifications antagonistes de la pente de plage suite à un apport ou à un départ de sédiments. ....</i>                                                                                                                                         | <i>51</i> |
| <i>figure 33 - Schéma représentant la formation d'une marche sur un profil initialement rectiligne. ....</i>                                                                                                                                                   | <i>55</i> |
| <i>figure 34 - Synthèse des relations entre les facteurs impliqués dans la morphodynamique de la zone de swash.....</i>                                                                                                                                        | <i>56</i> |

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   |           |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----------|
| <i>figure 35 - Photographie satellite des différents sites étudiés (source : <a href="http://www.globeexplorer.com">http://www.globeexplorer.com</a>).....</i>                                                                                                                                                                                                                                    | <i>59</i> |
| <i>figure 36 - Représentation schématique de la technique de topographie à haute résolution ..</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                                | <i>61</i> |
| <i>figure 37 - Configuration d'instrumentation mise en place lors des expérimentations d'Omaha (octobre 2000). ADV : Accoustic Doppler Velocimeter, ADM : courantomètre électromagnétique. ....</i>                                                                                                                                                                                               | <i>64</i> |
| <i>figure 38 - Mise en place d'un des tubes piézométriques à Omaha à l'aide d'une pelleteuse ..</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                               | <i>64</i> |
| <i>figure 40 - Micro ADV Sontek en position de mesure sur le site d'Omaha .....</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                                               | <i>64</i> |
| <i>figure 41 - Comparaison des profils topographiques des différents plages étudiés (en traits gras). Dans les cadres, la zone où se sont concentrées les mesures. En traits fins continus, les niveaux de pleine mer. En pointillés, le niveau de basse mer. Dans le cas de Teignmouth, les niveaux de pleine et basse mers maximum (vive-eau) et minimum (morte-eau) sont représentés. ....</i> | <i>66</i> |
| <i>figure 41 - Plage de Sète.....</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             | <i>69</i> |
| <i>figure 43 - Profil topographique de la plage de Sète et localisation du piézomètre et des repères de mesure.....</i>                                                                                                                                                                                                                                                                           | <i>69</i> |
| <i>figure 44 - Conditions hydrodynamiques enregistrées dans la fosse interne à Sète, du 16 au 19 janvier 1999 .....</i>                                                                                                                                                                                                                                                                           | <i>69</i> |
| <i>figure 45 – A. Variations topographiques enregistrées sur la plage de Sète du bas de plage (piquet K) vers le haut de plage (piquet A). La position des chaque piquet de mesure (référéncés de A à K) est présentée figure 43. B. Variations topographiques enregistrées en bas de plage (piquet K).....</i>                                                                                   | <i>70</i> |
| <i>figure 46 - Différence de phase entre les mesure et les oscillations topographiques mesurées toutes les 10s. ....</i>                                                                                                                                                                                                                                                                          | <i>71</i> |
| <i>figure 47 – Moyenne sur 15mn des variations topographiques enregistrées sur la plage de Sète du bas de plage (piquet K) vers le haut de plage (piquet A). Les flèches et les lignes grises localisent les oscillations interprétées comme le déplacement de masses sédimentaires. La position de chaque piquet de mesure (référéncés de A à K) est présentée figure 43.....</i>                | <i>71</i> |
| <i>figure 47 - Site de Teignmouth vu depuis le cap rocheux "The Ness" (Grande Bretagne). ....</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                                 | <i>74</i> |
| <i>Figure 48 - Assemblage sédimentaire sous forme de lamines du sédiment de Teignmouth.....</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                                   | <i>74</i> |
| <i>figure 49 - Rupture de pente entre les parties réfléchive et dissipative de la plage de Teignmouth (Grande Bretagne). ....</i>                                                                                                                                                                                                                                                                 | <i>74</i> |
| <i>figure 50 - A. Location of the studied area and offshore hydrodynamic data recording. B. Beach profile, with the location of the topography rods, piezometers, onshore hydrodynamic data recording and high/low tide level recorded on the day of the experiment. Elevation is with respect to local Chart Datum. ....</i>                                                                     | <i>78</i> |
| <i>figure 51 - Photography showing the release of the air which was trapped into the sediments, due to water infiltration during the backwash. The small arrows show some of the air bubbles reaching the surface of the foamy backwash lens. ....</i>                                                                                                                                            | <i>79</i> |
| <i>figure 52 - Mean water level (dashed line), significant wave height recorded offshore (thick lines) and at the toe of the studied area (thin lines), at gravity (continuous lines) and infragravity frequencies (dotted lines). ....</i>                                                                                                                                                       | <i>80</i> |
| <i>figure 53 - Representation of the methodology used for measuring the topography changes on one of the rods. ....</i>                                                                                                                                                                                                                                                                           | <i>81</i> |

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                          |            |
|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| <i>figure 54 - Teignmouth beach profiles surveyed on the 20<sup>th</sup> of November at the low tides preceding and following the swash experiment. The vertical thick lines represent the maximum variations recorded during the swash experiments on each topography rod.....</i>                                                                                                                                                                                                                      | <i>82</i>  |
| <i>figure 55 - Morphological variations surveyed on each rod during the swash experiment and the mean water level (thin line) recorded on the 20<sup>th</sup> of November. The darkest line corresponds to the most seaward topography rod (rod F) and the lightest one to the most onshore rod (rod A). The exact location of the rods are indicated figure 54.....</i>                                                                                                                                 | <i>83</i>  |
| <i>figure 56 - Temporal variations in beachface morphology with the intersection of the tide level with the beach, the run-up limit and the effluent line. The contour lines indicate the beach elevation in meters with respect to local Chart Datum. The initial time correspond to the beginning of the experiment at 12:05 PM.....</i>                                                                                                                                                               | <i>84</i>  |
| <i>figure 57 - Conceptual model of the behaviour of the upper beach of Teignmouth exposed to swash processes. The model takes into account the variations of the water level during the tidal cycle, the fluctuation of the watertable level with the tide level and the direction of the groundwater flow, the migration of the breaking zone and the beach step migration, onshoreward during the rising tide, offshoreward during the falling tide, as represented by the thin black arrows. ....</i> | <i>87</i>  |
| <i>figure 58 - Plage d'Egmond (Pays-Bas). ....</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       | <i>95</i>  |
| <i>figure 59 - Location of the study area. ....</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                      | <i>98</i>  |
| <i>figure 60 - Transect of the beach and inner shoreface of the study area. Elevation is with respect to mean sea level. ....</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        | <i>99</i>  |
| <i>figure 61 - Photograph of the Egmond aan Zee beach (16 October 1998), showing the studied transect. ....</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                          | <i>99</i>  |
| <i>figure 62 - Egmond beach profile, surveyed on 17 October 1998, together with the location of the topography rods.....</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                             | <i>100</i> |
| <i>figure 63 - Mean water level (thick line) and incident significant wave height (thin line), recorded on the top of the outer bar, versus time. The grey bands are the afternoon periods. ....</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                                     | <i>101</i> |
| <i>figure 64 – Variations of the beach profile, measured at each low tide from 15 to 19 October 1998. ....</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                           | <i>101</i> |
| <i>figure 65 – Morphological variations of the beach, divided into 4 phases, based on the behaviour of the bar. ....</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 | <i>102</i> |
| <i>figure 66 - Variations of the volumes of sand calculated per unit width for the lower beach profile versus time (The grey bands are the afternoon periods). The volumes were computed with the topographic profile surveyed at each low tide, and the variations were computed between the referenced and the preceding measurements. ....</i>                                                                                                                                                        | <i>103</i> |
| <i>figure 67 - Morphological variations surveyed every 5 minutes for 2 hours, when the bar was located in the swash zone. For legibility, only one profile every 10 minutes is shown. The darkest profile corresponds to the initial state, the lightest one to the last measured profile. The dotted line is the profile surveyed during the next low tide. During the swash experiment, the mean offshore water level increased from -0.2 to 0.4 m.....</i>                                            | <i>104</i> |
| <i>figure 68 - Water depth (thick line), significant wave height (dotted line) and significant onshore orbital velocity (thin line) for the 0.05 - 0.33Hz frequency range versus time. The</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                                           |            |

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                            |            |
|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|------------|
| <i>grey bands are the afternoon periods. The presence of a bar on the lower beach profile is indicated by a B close to the low tide level when it was observed.....</i>                                                                                                                                                                                                                                                                    | <i>105</i> |
| <i>figure 69 - Water depth (thick line) and significant wave height (dotted line) for the frequency range &lt; 0.05 Hz versus time. The grey bands are the afternoon periods. The presence of a bar on the lower beach profile is indicated by a B close the low tide level when it was observed. ....</i>                                                                                                                                 | <i>106</i> |
| <i>figure 70 - Localisation de la zone d'étude. ....</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   | <i>111</i> |
| <i>figure 71 – Plage d'Omaha vue depuis le sommet de la dune et localisation des instruments de mesure sur le profil étudié.....</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                                       | <i>111</i> |
| <i>figure 72 – Profils topographiques de la plage d'Omaha, levés le 26 mai 1999 (A) et le 11 octobre 2000 (B). Avec l'autorisation d'Alexis Stépanian. ....</i>                                                                                                                                                                                                                                                                            | <i>113</i> |
| <i>figure 73 – Barre de swash de la haute plage d'Omaha en mai 1999. ....</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                              | <i>114</i> |
| <i>figure 74 - Evolution morphologique de la haute plage d'Omaha du 18 mai au 2 juin, fractionnée en 4 différentes phases. ....</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                                        | <i>115</i> |
| <i>figure 75 – Variations topographiques de la haute plage d'Omaha mesurées le 26 mai 1999 pendant les processus de swash. ....</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                                        | <i>116</i> |
| <i>figure 76 - Profils topographiques (lignes continues) levés les 10 et 11 octobres 2000 à marée basse, et le 11 octobre à pleine mer. La hauteur d'eau mesurée dans les tubes piézométrique est indiquée par les pointillés pour chacun des levés.....</i>                                                                                                                                                                               | <i>116</i> |
| <i>figure 77 – Variations topographiques mesurées le 11 octobre 2000 dues au processus de swash pendant la marée montante et descendante.....</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                          | <i>117</i> |
| <i>figure 78 – Données hydrodynamiques enregistrées à la limite de la zone subtidale. En noir, le niveau marin moyen à pleine mer (m), en gris, la hauteur significative de la houle (m). Les lignes verticales indiquent les levés topographiques, les flèches localisent la présence d'une barre de swash de haute plage. (Avec l'autorisation de Stépanian).....</i>                                                                    | <i>118</i> |
| <i>figure 79 - Données hydrodynamiques enregistrées en mai 1999 sur la troisième barre intertidale. En noir, la hauteur significative de la houle (m), en gris, la période significative de houle (s), pour la bande gravitaire (A) et infragravitaire (B). Une flèche indique la formation de la barre de swash (Données collectées dans le cadre de la thèse d'Alexis Stépanian, traitées par Olivier Monfort). ....</i>                 | <i>119</i> |
| <i>figure 80 – Niveau marin de pleine mer pendant la campagne de mai 1999. ....</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                        | <i>120</i> |
| <i>figure 81 - Données hydrodynamiques enregistrées par l'ADM en mai 1999 à la limite entre la zone de surf et la zone de swash. En noir, la hauteur significative de la houle (m), en gris, la période significative de houle (s), pour la bande gravitaire (A) et infragravitaire (B). Une flèche indique la formation de la barre de swash (Données traitées par Olivier Monfort)...</i>                                                | <i>120</i> |
| <i>figure 82 - Données hydrodynamiques enregistrées en octobre 2000 sur la troisième barre intertidale. En noir, la hauteur significative de la houle (m), en gris, la période significative de houle (s), pour la bande gravitaire (A) et infragravitaire (B). Une flèche indique la formation de la barre de swash (Données collectées dans le cadre de la thèse de doctorat d'Alexis Stépanian, traitées par Olivier Monfort). ....</i> | <i>121</i> |
| <i>figure 83 - Données hydrodynamiques enregistrées octobre 2000 à la limite entre la zone de surf et la zone de swash. En noir, la hauteur significative de la houle (m), en gris, la période significative de houle (s), pour la bande gravitaire (A) et infragravitaire (B). Une flèche indique la formation de la barre de swash (Données traitées par Olivier Monfort).....</i>                                                       | <i>122</i> |

|                                                                                                                                                                                                     |     |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <i>figure 84 – Séquence d’une minute des vitesses longitudinales en gris, et transversales en noir, enregistrées par l’ADV le 11 octobre 2000 à 7:10 et à 9:08 (TU).</i>                            | 125 |
| <i>figure 85 - Séquence d’une minute des vitesses longitudinales en gris, et transversales en noir, enregistrées par l’ADV le 11 octobre 2000 à 7:50 et 8:50.</i>                                   | 126 |
| <i>figure 86 - Séquence d’une minute des vitesses longitudinales en gris, et transversales en noir, enregistrées par l’ADV le 26 mai 1999 à 17h35 et à 20:00 (TU).</i>                              | 126 |
| <i>figure 87 - Variations du toit de la nappe phréatique, du niveau marin, et de la hauteur significative de la houle au cours du temps.</i>                                                        | 128 |
| <i>figure 88 – Hauteurs atteintes par le toit de la nappe phréatique et la mer, associées aux variations de la pente et de la vitesse du toit de la nappe phréatique les 10 et 11 octobre 2000.</i> | 129 |
| <i>figure 89 – Variations du toit de la nappe phréatique et précipitations enregistrées pendant la campagne intensive d’octobre 2000.</i>                                                           | 130 |
| <i>figure 90 - Variations de la différence entre le toit de la nappe phréatique et le niveau marin par rapport à la pression atmosphérique.</i>                                                     | 130 |
| <i>figure 91 – Relation entre le niveau marin et celui du toit de la nappe selon le vent et la pression atmosphérique.</i>                                                                          | 131 |
| <i>figure 92 – Précipitations pendant la campagne intensive de mai 1999.</i>                                                                                                                        | 132 |
| <i>figure 93 – Variation de la position du toit de la nappe phréatique à pleine mer pendant la campagne intensive de mai 1999 en fonction du modèle de la figure 90.</i>                            | 132 |
| <i>figure 94 - Variations topographiques de la plage d’une marée à la suivante par rapport à la position du point de sortie. Mesures pendant la campagne intensive de mai 1999.</i>                 | 133 |
| <i>figure 95 - Variations topographiques de la plage d’une marée à la suivante par rapport à la position du point de sortie. Mesures pendant la campagne intensive d’octobre 2000.</i>              | 133 |
| <i>Figure 96 - Rôle des vagues infragravitaires sur les infiltrations de l’eau contenue dans les langues de swash.</i>                                                                              | 135 |
| <i>Figure 97 - Dissipation des vagues gravitaires par suite de l’augmentation du niveau marin</i>                                                                                                   | 136 |
| <i>figure 98 - Variations topographiques enregistrées dans la zone de swash d’une marée basse à la suivante.</i>                                                                                    | 137 |
| <i>figure 99 - Ratio des variations topographiques enregistrées pendant les processus de swash par rapport à celles mesurées d’une marée basse à la suivante.</i>                                   | 138 |
| <i>figure 100 - Variations topographiques enregistrées sur chaque repère de part et d’autre de la pleine mer, à l’exception de Sète, site atidal.</i>                                               | 139 |
| <i>figure 101 - Représentation schématique d’un piège à sédiments.</i>                                                                                                                              | 179 |
| <i>figure 103 - Présence d’importantes perturbations générant des affouillements autour des pièges à sédiments positionnés dans la zone de swash.</i>                                               | 179 |

## LISTE DES TABLEAUX

|                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                 |     |
|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| <i>tableau 1 - Synthèse des différentes vitesses et profondeurs d'eau enregistrées dans la zone de swash relevées dans la littérature. <math>\bar{u}</math> : vitesse moyenne, <math>\hat{u}</math> : vitesse maximale, ur : uprush, bw : backwash, * : valeurs tirées de graphiques. Il faut cependant noter que les profondeurs affichées sont uniquement à titre indicatif, puisqu'elles dépendent fortement de la position du capteur sur le profil de plage.</i>                           | 25  |
| <i>tableau 2 - Concentrations en sédiment mesurées par OBS et quantités de sédiments collectées par trappes (Valeurs relevées dans la littérature). * valeurs déduites des graphiques présentés dans l'article.</i>                                                                                                                                                                                                                                                                             | 38  |
| <i>tableau 3 - Localisations par rapport au fond sableux des instruments déployés par Beach et Sternberg (1991) et Osborne et Rooker (1997, 1999).</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                          | 40  |
| <i>tableau 4 - Porosité des plages sableuses naturelles ( Soulsby, 1997).</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                                   | 53  |
| <i>tableau 5 - Récapitulatif des caractéristiques propres aux différents sites, présentant leur forte disparité. La pente indiquée entre parenthèse correspond à celle mesurée dans la zone d'étude. ME : morte-eau, VE vive-eau.</i>                                                                                                                                                                                                                                                           | 66  |
| <i>tableau 6 - Caractéristiques granulométriques des sites étudiés. H, haut de la zone d'étude. M, milieu de la zone d'étude. B, bas de la zone d'étude. La perméabilité a été établie à partir de la formule de Krumbein et Monk (1942).</i>                                                                                                                                                                                                                                                   | 66  |
| <i>table 7 - Grain characteristics of the sediment sampled in Teignmouth the 20<sup>th</sup> of November both at low tide (on the unsaturated beach) and during the high tide swash processes (while the beach is successively covered and uncovered by the swash lenses), and of the sediment sampled during the studies of Duncan (1964), Eliot and Clark (1988), Strahler (1966) and Waddell (1976). * indicates the permeability calculated with the Krumbein and Monk equation (1943).</i> | 90  |
| <i>tableau 8 - Hauteur significative de la houle mesurée au pied de la zone de swash et accréton maximale mesurée sur la zone d'étude pendant les processus de swash.</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                       | 94  |
| <i>tableau 9 – Synthèse des caractéristiques hydrodynamiques enregistrées à Omaha, à la limite entre la zone de surf et la zone de swash (en gras), et sur la troisième barre, les 10 et 11 octobre 2000.</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                   | 121 |
| <i>tableau 10 – Synthèse des différentes conditions de profondeur d'eau (cm), de pente (%), de hauteur significative des vagues incidentes et de période significative des vagues (s) mesurés sur la troisième barre, utilisés pour l'observation des profils de vitesse de l'ADV.</i>                                                                                                                                                                                                          | 123 |
| <i>tableau 11 - Récapitulatif des conditions hydrodynamiques et des variations topographiques enregistrées lors des différentes expérimentations (Teignm. : Teignmouth).</i>                                                                                                                                                                                                                                                                                                                    | 138 |





## **ANNEXES**



## Annexe 1 : Lexique

**Bore** : Masse d'eau se propageant à la côte dans la zone de surf après qu'une vague se soit brisée (Short, 1999). Voir page 13. Bore est aussi la traduction anglaise de mascaret.

**Frangée capillaire (*capillarity fringe*)** : Zone quasi-saturée au-dessus du toit de la nappe phréatique dans laquelle l'eau est attachée aux grains par attraction moléculaire.

**Momentum** : la quantité de mouvement d'un corps

**Momentum exchange** : transfert mutuel de quantité de mouvement d'un (ou plusieurs) corps à un (ou plusieurs) autre(s). Si l'on prend l'exemple de deux boules. L'une, B1, est immobile, l'autre, B2 se déplace à une vitesse  $V$  vers B1. Lorsque la boule B2 rentre en collision avec B1, elle est freinée, alors que B1, elle, se déplace à une vitesse  $V'$  : il y a eu transfert de quantité de mouvement d'une boule à l'autre.

**Perméabilité ou conductivité hydraulique (*Permeability*)** est l'aptitude d'un milieu à se laisser traverser par un fluide sous l'effet d'un gradient potentiel (Castany et Margat, 1977).

**Porosité drainable (*Specific yield ou drainable porosity*)** d'une nappe aquifère non confinée a été définie (Freeze and Cherry, 1979) comme le volume d'eau libérée par unité de section transversale et unité de diminution de hauteur du toit de la nappe. Par exemple, pour une porosité de 0,3, l'infiltration de  $1 \text{ cm}^3$  d'eau sur une section de  $1 \text{ cm}^2$  a pour conséquence une augmentation du niveau supérieur du toit de la nappe de 3,3 cm (Gillham, 1984). Elle correspond approximativement à la différence entre le volume d'eau saturée et la capacité d'absorption du milieu.

**Porosité (*porosity*)** est la propriété d'un corps ou d'un milieu, de comporter des vides, interconnectés ou non. Elle est exprimée quantitativement par le rapport du volume des vides au volume total du milieu. Elle équivaut à la teneur en eau volumique du milieu saturé (dans Castany et Margat, 1977). Dans le cas d'une nappe phréatique de plage sableuse ou à graviers, la surface des grains forme des « microfractures » sur lesquelles l'eau peut s'écouler plus ou moins facilement. La porosité est alors assimilable à la porosité drainable puisque très peu de pores sont véritablement isolés. Plus les grains sont gros, plus la surface et les cavités entre les grains sont importantes et donc plus la perméabilité est importante.

**Run-down** : la hauteur minimale atteinte par la nappe de retrait avant que le prochain jet de rive commence son excursion (Butt and Russell, 2000).

**Run-up** : hauteur maximale atteinte par la ligne de rivage au-dessus du niveau statique de la mer (Holman and Sallenger, 1985). Le run-up est constitué de deux composantes : une composante stable : le set-up (voir définition ci-dessous) et les oscillations de part et d'autre de ce niveau, le swash.

**Seepage face**, zone d'écoulement de la nappe phréatique sur la surface de la plage

La **surcote (set-up)** est la surélévation du niveau marin à la côte occasionnée par l'action des vagues, le cisaillement induit par le vent et les changements de pression atmosphérique. Il consiste en une accumulation d'eau à la côte, dont l'origine théorique a été fournie par Bowen

*et al.* (1968). Les variations de pression et de vitesses sous les vagues induisent une transmission de quantité de mouvement (*momentum*, voir ci-dessus) associée à la propagation des vagues. Cet excès de flux de quantité de mouvement a été défini comme la contrainte de radiation (*radiation stress*) par Longuet-Higgins et Stewart (1962, 1964). La composante transversale de la contrainte de radiation ( $S_{xx}$ ) de vagues de hauteur  $H$  approchant la côte parallèlement à la ligne de rivage est donnée par :

$$S_{xx} = 3/16 \rho g H^2$$

Les modifications des caractéristiques de la houle au fur et à mesure qu'elle se rapproche des côtes avant de se briser (*Shoaling*) entraînent les changements de contrainte de radiation. La loi de conservation de la quantité de mouvement exige que ces changements soient contrebalancés par une variation du niveau marin moyen et de la contrainte de cisaillement sur le fond, ce dernier étant supposé négligeable. L'augmentation de la contrainte de radiation en amont des brisants est compensée par un abaissement du niveau marin appelé le ***set-down*** (*décote*). Cette diminution du niveau marin est à son tour compensé par une élévation bien plus importante du niveau marin en aval des brisants, appelé le set-up.

***Swash lens*** : Littéralement, lentille de swash. Ce terme est cependant ambigu. Il se réfère au swash, non pas en tant que jet de rive ou nappe de retrait mais comme la description géométrique d'une quantité d'eau dont l'épaisseur diminue vers la côte. Une traduction plus appropriée serait **langue de swash**.

***Vagues infragravitaires (infragravity waves)*** : Vagues dont la période est comprise arbitrairement entre 20 s (ou 25 s selon les auteurs) et plusieurs minutes. De nombreux d'auteurs ont décrit la présence des vagues infragravitaires dans la zone de swash et insistent sur leur importance (Voir page 15).

## **Annexe 2 : Méthodes de mesure**

### **1- Mesure des ondes infragravitaires sur le terrain**

La présence de vagues infragravitaires dans la zone de swash est particulièrement difficile à détecter. La détection et l'intensité du signal infragravitaire sont fortement dépendants de la position même du capteur par rapport à la ligne de rivage. S'il est positionné à proximité du nœud d'une onde stationnaire, il enregistre un très faible signal, voire aucun signal. A proximité d'un antinœud, l'amplitude maximale de la vague stationnaire est mesurée. Elle est de ce fait clairement identifiable dans le spectre d'énergie. Si le capteur est dans une position intermédiaire, entre un nœud et un antinœud, le signal ne représentera qu'une partie de l'onde stationnaire.

La méthode idéale de mesure des vagues infragravitaires stationnaires est en fait l'enregistrement des fluctuations de la ligne de rivage, puisqu'au point de réflexion, les vagues infragravitaires stationnaires ont un antinœud (figure 12). De plus, étudier le domaine fréquentiel demande une série de données échantillonnée à une cadence fixe et en continu sur la période étudiée. Or, dans la langue de swash le capteur est fréquemment hors d'eau. Il est donc impossible d'obtenir une série temporelle continue. Ainsi l'étude des basses fréquences dans la zone de swash est réalisée en mesurant les variations de position de la ligne de rivage, c'est-à-dire en enregistrant le run-up.

### **2- Mesure du run-up.**

Deux techniques de mesures sont le plus souvent utilisées : la perche à houle et la caméra vidéo.

Pour les mesures de run-up, la perche à houle est le plus souvent couchée sur le sol. L'intérêt de cette méthode est d'enregistrer de manière automatique et systématique une série temporelle des variations de la ligne de rivage à haute fréquence. Cette technique nécessite un suivi constant lors des expérimentations : elle provoque des affouillements ou peut au contraire être ensablée. La perche doit de ce fait être positionnée à quelques centimètres au-dessus du fond sableux, induisant une perte des données pour des tranches d'eau inférieures. De plus, de nombreux paramètres externes sont susceptibles de venir perturber les mesures, tels que la pluie, les algues venant s'échouer, ou bien encore les passants, surfeur ou chiens qui peuvent les détériorer (Holman et Guza, 1984).

La seconde technique consiste à positionner sur l'estran une caméra qui filme le déplacement de la ligne de rivage au cours du temps (Aagard et Holm, 1989 ; Foote et Horn, 1999; Holland *et al.*, 1995 ; Holland et Holman, 1993 ; Holman et Guza, 1984 ; Holman et Sallenger, 1985 ). Le film obtenu est par la suite visualisé sur un ordinateur au laboratoire par un expérimentateur qui numérise à l'écran ce déplacement. Les données obtenues sont ensuite calées au moyen de repères altimétriques localisés sur le film. La digitalisation manuelle des données est le principal désavantage de cette méthode, d'une part elle varie d'un utilisateur à un autre, d'autre part délimiter la ligne de rivage lors du backwash peut être difficile, voire impossible. Une partie de l'eau s'écoule dans le sédiment, la tranche d'eau très fine peut facilement se confondre avec l'écume déposée par le jet de rive. Par ailleurs, les vitesses et directions de déplacement de la ligne de rivage et celles des particules d'eau dans la zone de swash ne sont pas nécessairement identiques.

Chacune des deux méthodes utilise dans le meilleur des cas les topographies antérieure et postérieure à l'expérimentation pour calibrer les données en altitude. Cependant, les variations topographiques se produisant au cours du swash ne sont pas prises en compte. Elles ne sont pourtant pas négligeables et occasionnent très vraisemblablement un biais dans la précision et l'exactitude des données obtenues.

### **3 - Mesure du transport sédimentaire.**

#### **OBS**

Ils sont formés d'une diode émettant des infrarouges, d'un capteur formé de quatre photodiodes mesurant la dispersion causée par le sédiment et d'une sonde de température. La réponse du capteur dépend de la quantité, de la taille, de la forme et de la couleur des particules en suspension (Sutherland *et al.*, 2000), ainsi que de la luminosité dans laquelle la mesure est faite.

Un étalonnage est nécessaire. Il est soit effectué grâce au prélèvement d'eau à proximité de l'OBS à un temps connu, soit réalisé en laboratoire avec le sédiment prélevé au pied du capteur. Les OBS sont principalement utilisés pour étudier les concentrations de matières en suspension d'environnements à sédiments fins mais sont aussi utilisés pour la mesure de sables en suspension sur les littoraux. Cependant, la diversité de tailles et de couleurs du sable côtier rend les résultats plus difficiles à interpréter.

Les conditions de transport sédimentaire sous forme de sheet flow produisent des affouillements de forte amplitude autour des OBS classiques, mesurant parfois plusieurs centimètres de diamètre. Les interprétations sont alors délicates à effectuer.

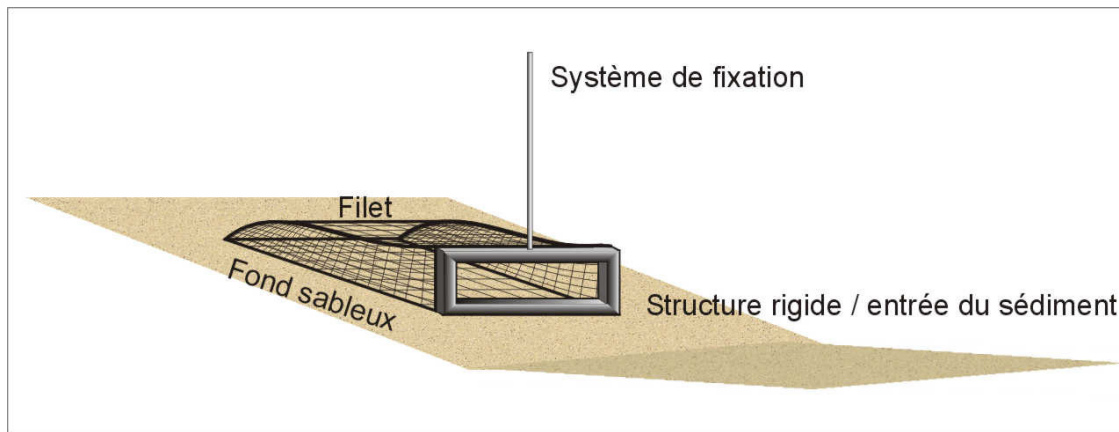
Des OBS en fibre optique (FOBS) (Puleo *et al.*, 2000) sont plus appropriés à la mesure du transport sédimentaire dans la zone de swash. Les sondes de 2,5 mm de diamètre, sont composées de 2 fibres optiques parallèles, l'une agissant comme source de lumière, l'autre comme capteur de la lumière infrarouge renvoyée.

Aucun des deux types d'OBS ne fournit directement d'indication sur la quantité de sédiments se déplaçant sur le fond. Beach et Sternberg (1991) ; Greenwood *et al.* (1991) ont mesuré que les concentrations de sédiments en suspension liées aux vagues infragravitaires sont jusqu'à trois fois plus importantes que celles liées aux vagues de fréquence incidente. Cette technique est de ce fait mieux adaptée lorsque l'énergie infragravitaire domine le spectre.

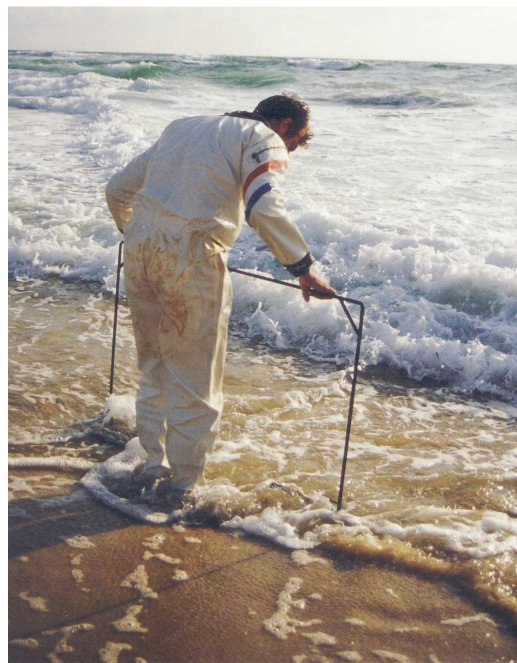
#### **Pièges à sédiments**

Cette technique est très utilisée dans des profondeurs d'eau plus importantes, notamment pour sa facilité de mise en place et la possibilité de corréliser aisément les débits sédimentaires avec les processus hydrodynamiques. En général, les pièges, adaptés à la zone de swash, sont posés sur le fond et sont constitués de trois parties (figure 101) :

- Une structure rigide, le plus souvent rectangulaire servant de porte d'entrée aux sédiments. Elle peut être munie d'un système de clapet empêchant le matériel piégé de ressortir. L'épaisseur et la largeur du passage varient selon les auteurs ;
- Un filet dont la maille dépend du sédiment à collecter ;
- Un système de fixation au sol ou un manche permettant de le maintenir en place.



**figure 101 - Représentation schématique d'un piège à sédiments.**



**figure 102 - Présence d'importantes perturbations générant des affouillements autour des pièges à sédiments positionnés dans la zone de swash.**

Néanmoins, cette méthode présente le désavantage de perturber les écoulements d'eau et de générer des affouillements. Les mouvements sédimentaires déduits sont de ce fait exagérés (Levoy, 1994). Les fortes vitesses et faibles épaisseurs de la tranche d'eau de la zone de swash (tableau 1) accentuent ce phénomène. Des expérimentations in-situ réalisées dans le cadre de ce travail ont permis de mettre en évidence de larges perturbations du fond autour des pièges (figure 102), contribuant à leur enfouissement. Sur la totalité du sédiment collecté, une large proportion a été apportée par les turbulences générées par le piège. La quantité de sédiments provenant effectivement des lames de swash est alors impossible à déterminer.

Néanmoins, lorsque le spectre de houle est dominé par la houle incidente, le transport sédimentaire de la zone de swash est dominé par le charriage (Hughes *et al.*, 1997). L'utilisation des OBS est alors mal appropriée et dans ce cas, la technique des pièges reste la seule méthode utilisée pour évaluer le transport sédimentaire.





### Annexe 3 : Tableau récapitulatif des collaborateurs du projet PNEC

| Noms                                                                                                                                  | Laboratoires            |
|---------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-------------------------|
| BARUSSEAU, J.P. (Pr)<br>DESCAMPS, C. (MC)                                                                                             | CEFREM (Perpignan)      |
| DEGIOVANNI, C. (MC)<br>PINAZZO, C. (MC)                                                                                               | COM (Marseille)         |
| BONNETON, P. (CR)<br>BUTEL, R. (IR)<br>DUPUIS, H. (CR)<br>HOWA, H. (MC)<br>LAFON, V. (Post-Doc)<br>MICHEL, D. (MC)<br>THOMAS, C. (MC) | DGO (Bordeaux)          |
| BELORGEY, M. (Pr)                                                                                                                     | GMFGC (Caen)            |
| ASTRUC, D. (MC)<br>THUAL, O. (Pr)                                                                                                     | IMF (Toulouse)          |
| ABADIE, S. (MC)<br>MARON, P. (MC)                                                                                                     | LASAGEC (Anglet)        |
| ANTHONY, E. (Pr)<br>HEQUETTE, A. (Pr)                                                                                                 | LGDAL (Dunkerque)       |
| BARTHELEMY, E. (MC)<br>LARROUDE, P. (MC)<br>MICHALLET, H. (CR)                                                                        | LEGI (Grenoble)         |
| DEVENON, J.L. (MC)<br>FRAUNIE, P. (Pr)<br>REY, V. (MC)                                                                                | LSEET (Toulon)          |
| DULOU, C. (ATER)                                                                                                                      | IUSTI et LSEET (Toulon) |
| DUVIEILBOURG, E. (IE)                                                                                                                 | LSG (Lille)             |
| THAIS, L. (MC)                                                                                                                        | LML (Lille)             |
| LEVOY, F. (MC)<br>TESSIER, B. (CR)                                                                                                    | MCC (Caen)              |
| CALTAGIRONE, J.P. (Pr)                                                                                                                | MASTER (Bordeaux)       |



#### Annexe 4 : Tableau récapitulatif des collaborateurs du projet MAST COAST3D

| Noms                                | Laboratoires                                                                            | Pays        |
|-------------------------------------|-----------------------------------------------------------------------------------------|-------------|
| Mr Richard Soulsby<br>(coordinator) | Marine Sediments Group<br>HR Wallingford Ltd                                            | Royaume-Uni |
| Prof David Huntley                  | Institute of Marine Studies<br>University of Plymouth                                   |             |
| Prof Brian O'Connor                 | Department of Civil<br>Engineering<br>The University of Liverpool                       |             |
| Dr Peter Thorne                     | Proudman Oceanographic<br>Laboratory                                                    |             |
| Jane Rawson                         | The Environment Agency                                                                  |             |
| Dr Piet Hoekstra                    | Department of Physical<br>Geography<br>Institute for Marine and<br>Atmospheric Research | Pays-Bas    |
| Dr Jan Mulder                       | Ministerie van Verkeer en<br>Waterstaat<br>Rijksinstituut voor Kust en<br>Zee           |             |
| Prof Dr Leo van Rijn                | Marine and Coastal<br>Management<br>Delft Hydraulics                                    |             |
| Dr Franck Levoy                     | Laboratoire de<br>morphodynamique<br>continentale et côtière<br>Université de Caen      | France      |
| Prof Dr Agustin<br>Sanchez-Arcilla  | Laboratori D'Enginyeria<br>Maritima<br>Universitat Politècnica De<br>Catalunya          | Espagne     |
| Dr Jean Lanckneus                   | Marine Geological<br>Assistance BVBA                                                    | Belgique    |





## Morphodynamique de la zone de swash

**Résumé** - L'évolution morphologique de quatre plages d'Europe a été mesurée au cours des processus de swash, parallèlement aux variations de la position de la nappe phréatique et à l'enregistrement des conditions hydrodynamiques. Les résultats montrent que sur les plages à tendance dissipative et sables fins, une accrétion est systématiquement observée au-dessus du toit de la nappe suite aux infiltrations de l'eau du jet de rive. La formation de barres de swash de haut ou de bas estran est directement liée à la présence de vagues infragravitaires dans le spectre d'énergie. Leur migration vers le haut de plage est provoquée par l'élévation du niveau marin de pleine mer ou de basse mer. Sur les plages de type réfléchif à matériel plutôt grossier, la perméabilité favorise l'érosion. Elle est néanmoins contrebalancée à pleine mer par la présence des brisants plongeants à proximité de la ligne de rivage générant une forte remobilisation de sédiments qui se déposent directement dans la zone de swash.

---

## Morphodynamic of the swash zone

**Abstract** - The morphological evolution of four beaches in Europe was measured during the swash processes, in parallel with the variations of the watertable level and the recording of the hydrodynamic conditions. The results show that on the dissipative kind of beaches with fine sand, an accretion is systematically observed above the watertable level, because of the infiltrations of the uprush water. The formation of swash bar on the upper or lower part of the beach is directly linked with the presence of infragravity waves in the energetic spectrum. Their shoreward migration is caused by the rise of the sea level at high tide or low tide. On the reflective beaches with coarse sand, the permeability facilitates the erosion. The erosion is counterbalanced at high tide by the presence of plunging breakers close to the shoreline, which remobilise a large quantity of sediments brought up directly in the swash zone.

---

**Discipline** : Sciences de la terre et de l'univers, espace

---

**Mots clés** - Plages, sédiments (Géologie) transport, marées, sable, perméabilité, zone intertidale, vagues, littoral.

**Keywords** - Beaches, sediment transport, tides, sand, permeability, intertidal zonation, Ocean waves, Coasts.

---

Laboratoire d'accueil : Unité M2C « Morphodynamique Continentale et Côtière » - UMR CNRS 6143 – Université de Caen / Basse Normandie