Effet du swash sur l'érosion d'un escarpement de haut de plage

Y. Bonte

▶ **To cite this version:**

Y. Bonte. Effet du swash sur l'érosion d'un escarpement de haut de plage. Interfaces continentales, environnement. Université de Caen, 2013. Français. NNT : . tel-00903357

HAL Id: tel-00903357
https://theses.hal.science/tel-00903357

Submitted on 12 Nov 2013

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

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

UNIVERSITE de CAEN BASSE-NORMANDIE

U.F.R. : SCIENCES

ÉCOLE DOCTORALE : Structure, Information, Matière Et Matériaux

THESE

présentée par

Yoann BONTE

et soutenue

le 9 juillet 2013

en vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE CAEN

Spécialité : Terre Solide et Enveloppes Superficielles

(Arrêté du 07 août 2006)

Effet du swash sur l'érosion d'un escarpement de haut de plage

MEMBRES du JURY

Mme Nadia SENECHAL	Maitre de Conférences HDR, Université Bordeaux I	*(rapporteur)*
Mr François MARIN	Professeur, Université Le Havre	*(rapporteur)*
Mr Arnaud HEQUETTE	Professeur, Université du Littoral Côte d'Opale	
Mr Didier RIHOUEY	Ingénieur / Docteur**,** CASAGEC Ingénierie	
Mr Franck LEVOY	Professeur, Université de Caen	*(directeur de thèse)*

Remerciements

La rédaction des remerciements marque à la fois la fin d'un travail de longue haleine, mais elle me permet également de me remémorer un nombre important de souvenirs dont je ne garderai sûrement que les meilleurs…

Bien que la thèse soit un travail « individuel », celle-ci n'est pas pour autant un travail solitaire. Elle ne pourrait s'effectuer durant toutes ces années sans l'aide, le soutient et la collaboration de nombreuses personnes, qu'elles viennent du domaine scientifique ou non. C'est donc à travers ces quelques lignes que je tiens à les remercier, même si je conçois que cela représente bien peu en comparaison de tout ce qu'elles ont pu m'apporter. En espérant n'oublier personne…

Cette thèse a pu être réalisée grâce à une allocation du Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche. Elle a également bénéficié pour son fonctionnement du programme CNRS PLAMAR (PLAges à MARée).

En premier lieu, je voudrais remercier mon directeur de thèse, le professeur Franck LEVOY, qui m'a permis de réaliser cette thèse au sein du laboratoire de Morphodynamique Continentale et Côtière de l'Université de Caen et m'a accordé sa confiance tout au long de ces trois ans et demi de travail. Merci d'avoir su trouver le temps dans un agenda souvent chargé pour m'écouter et discuter de l'orientation de mes travaux.

Je tiens également à remercier tous les membres de mon jury, Nadia SENECHAL, Didier RIHOUEY et les professeurs François MARIN et Arnaud HEQUETTE, d'avoir accepté de juger mes travaux de thèse. Merci pour l'intérêt que vous avez eu à l'égard de ceux-ci, et pour les remarques avisées et constructives échangées lors de ma soutenance.

Merci au professeur Claude LARSONNEUR qui, malgré sa retraite du monde de la recherche, a volontiers accepté et pris le temps de relire mon manuscrit. Merci pour vos précieux conseils sur la rédaction, l'ancienne école a du bon.

Je remercie le Maire de Luc-sur-Mer ainsi que le service technique de la ville pour la mise à disposition de leur tractopelle et de son chauffeur lors de la mise en place de chacune de mes expérimentations. Merci également à Michel FROUMENTIN, du CETE de Rouen, pour le prêt du pénétromètre PANDA, ainsi qu'à Benjamin OUTREY, de la société Leica Geosystem, pour le prêt et la formation sur l'utilisation d'un scanner laser terrestre durant ma campagne 2012, et également pour ses conseils concernant le traitement des données acquises avec celui-ci.

Je tiens à remercier l'ensemble du personnel du M2C de Caen et du CREC de Luc-sur-Mer pour leur accueil, leur enthousiasme, leur soutien dans les moments difficiles que j'ai pu rencontrer et leur aide durant ces années. Un merci tout particulier aux personnes qui m'ont aidé à la préparation et au bon déroulement de mes campagnes de terrain : Jean-Paul, Olivier, Fredo, Manu, Laurent, Emilie, Pierre, Justine, Simon, avec une mention spéciale pour ceux qui ont eu le courage d'entrecouper leurs nuits afin de m'accompagner pour effectuer mes mesures dans des conditions de vent fort avec des températures oscillant entre 0 et 5°C qui en auraient découragé plus d'un … !

Des mercis à notre groupe d'acolytes doctorants (dont je tairai les surnoms) : Lucille, Maëlle, Emilie, Stella, Djalal, Guillaume, Baptiste, et docteurs pour certains maintenant : Anne, Lucile, Sophie, Pierre, Simon, Benoit, Iman, Massi, qui ont tous su partager leurs expériences et leurs problèmes, permettant aux autres de toujours aller de l'avant quel que soit les obstacles rencontrés. Merci également pour votre soutien sans faille, vos discussions et surtout votre convivialité débordante. Mention spéciale pour ma collègue de bureau Emilie qui a réussi à me soutenir et me supporter durant mes derniers mois de thèse !

Merci à Damien DAILLOUX du CASAGEC pour son assistance précieuse dans le fonctionnement du système vidéo et ses conseils avisés dans le traitement des données. Merci également à Olivier MONFORT, pour ses conseils, son aide et ses macros Excel magiques (dont lui seul a le secret) appliquées au traitement des données.

Je remercie mes parents qui, bien qu'éloignés de plusieurs centaines de kilomètres, m'ont toujours soutenu et donné les moyens d'avancer tout au long de mes études. Merci également de m'avoir donné goût au milieu marin étant plus jeune, je ne le regarde désormais plus de la même manière, mais la fascination que je continue à avoir pour celui-ci n'en est que grandie.

Merci également à mes beaux-parents pour leur soutien et leur aide, en particulier lors de mes campagnes de terrain pendant lesquelles il a fallu garder les enfants.

Enfin, je ne remercierai jamais assez ma compagne Johana pour sa présence, sa compréhension, son soutien inconditionnel dans les moments les plus délicats ainsi que pour les nombreuses concessions qu'elle a pu faire durant ma thèse. Sans oublier, bien entendu, mes deux enfants, Lou et Maxence, qui m'ont aidé à m'évader de la thèse grâce au bonheur incommensurable de les voir naître et grandir au cours de ces années. Je vous dédie ce travail…

TABLE DES MATIERES

Introduction 7

CHAPITRE 1 – Généralités sur les plages et les escarpements de haut de plage 15

1.1 Les systèmes de plages sableuses 17

1.1.1 Principales caractéristiques des plages 17

1.1.2 Hydrodynamique des plages 19

1.1.3 Classification morphodynamique des plages sableuses 26

1.2 Erosion de la haute plage : le cas particulier des escarpements de berme 33

1.2.1 Formation d'un escarpement dans la berme de haut de plage 34

1.2.2 Evolution des escarpements dunaires et de haut de plage 37

CHAPITRE 2 – Dispositif expérimental : matériels, méthodes et traitements 45

2.1 Caractéristiques du site d'étude 47

2.2 Expérimentations de terrain 51

2.2.1 Construction de la berme artificielle 51

2.2.2 Hydrodynamique 53

2.2.3 Topographie 54

2.2.4 Vidéo 59

2.2.5 Granulométrie 65

2.2.6 Compaction du sol 66

2.3 Conclusion 68

CHAPITRE 3 – Résultats expérimentaux : approche évènementielle..... 69

3.1 Conditions météorologiques 71

3.2 Conditions hydrodynamiques 74

3.2.1 Campagne de mars 2011 74

3.2.2 Campagne de mars 2012 78

3.3 Evolution morphologique 81

3.3.1 Observations cross-shore 82

3.3.2 Approche comparative 3D 90

3.4 Analyse et conclusion 99

CHAPITRE 4 – Résultats expérimentaux à l'échelle des processus 103

4.1 Conditions hydrodynamiques 106

4.1.1 Zone de shoaling 106

4.1.2 Zone de swash 109

4.2 Evolution morphologique 118

4.2.1 Pied d'escarpement 120

4.2.2 Evolution de l'escarpement 121

4.2.3 Volumes érodés 122

4.3 Modèle d'évolution des volumes 126

4.3.1 Choix des paramètres 127

4.3.2 Nouvelle formulation 133

4.4 Conclusion 137

Conclusions générales et perspectives 139

Bibliographie 147

Table des figures 155

Liste des tableaux 163

INTRODUCTION

Introduction

La zone côtière est un espace d'activités économiques majeures où l'on rencontre des activités portuaires, un tourisme balnéaire parfois très développé ou encore des installations d'aquaculture. La pression anthropique y est importante avec 50 % de la population mondiale qui vit à moins de 100 km de la côte. Dans les années à venir, avec le développement démographique actuel dans certaines régions du monde, son impact risque d'être de plus en plus fort. Ces activités peuvent être menacées, de près ou de loin selon les sites, par des problèmes liés à la proximité de l'environnement marin notamment par des phénomènes tels que l'érosion du trait de côte ou des submersions. Environ 80 % des littoraux mondiaux sont en érosion avec des taux de recul variant de quelques centimètres à plusieurs dizaines de mètres par an selon la nature géologique du trait de côte (Pilkey et Hume, 2001). Cette érosion se manifeste également par l'abaissement du niveau des plages, ainsi qu'indirectement par la submersion plus fréquente des fronts de mer, remparts artificiels face aux assauts répétés des tempêtes. De plus, il y a un risque potentiel d'augmentation de ces phénomènes dans les années à venir dû à la hausse du niveau de la mer induit par le dérèglement climatique, mais aussi par une éventuelle augmentation de la fréquence des tempêtes (GIEC, 2007).

La prise de conscience de l'ampleur potentielle des phénomènes érosifs, actuels et futurs, a de nombreuses fois permis de mettre en place des politiques de sauvegarde par la construction d'ouvrages ou d'aménagements de défense contre la mer. Cependant, après plusieurs dizaines d'années de pratique, les constats tendent à montrer que ces aménagements sont trop souvent, sur le long terme, mal adaptés et nuisibles pour l'environnement face aux assauts répétés de la mer. La diversité et la complexité des systèmes littoraux dans le monde ne permettent pas d'adopter une solution unique face aux problèmes d'érosion. Une connaissance précise de ces milieux et des processus à l'origine de ces phénomènes s'avère nécessaire afin d'opter, à l'avenir, pour une meilleure gestion de cette interface entre océan et continent.

Les conditions hydrodynamiques (marée, vagues, courants) induisent un transport sédimentaire qui est lui même responsable de l'évolution morphologique des plages. Cependant, les conditions locales, à proximité immédiate du trait de côte, sont fonction des forçages au large, mais sont aussi fortement influencées par la topographie très locale, proche du rivage, favorisant, par exemple, le déferlement et une dissipation de l'énergie incidente des vagues pouvant être variées selon les sites. Le littoral est donc un système complexe évolutif où les éléments sont liés entre eux par des rétroactions pouvant amplifier ou réduire l'action des autres paramètres (Figure A). Son évolution est aussi très dépendante de son état, notamment sur le plan topographique et morphologique, antérieur à l'évènement. Son étude nécessite donc la prise en compte de chaque paramètre afin d'en apprécier les relations d'interdépendance.

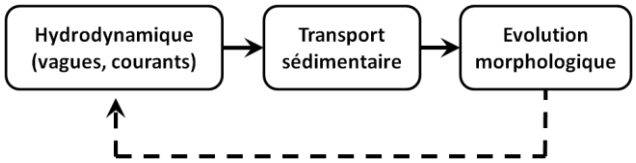

Figure A – Schéma simplifié du fonctionnement d'un système morphodynamique côtier.

Ces paramètres contrôlant l'évolution morphodynamique affectent les environnements littoraux à différentes échelles de temps et d'espace. En partant du principe que ces échelles sont liées, le système côtier et ses évolutions peuvent être schématisés comme un emboîtement de compartiments spatio-temporels (Figure B).

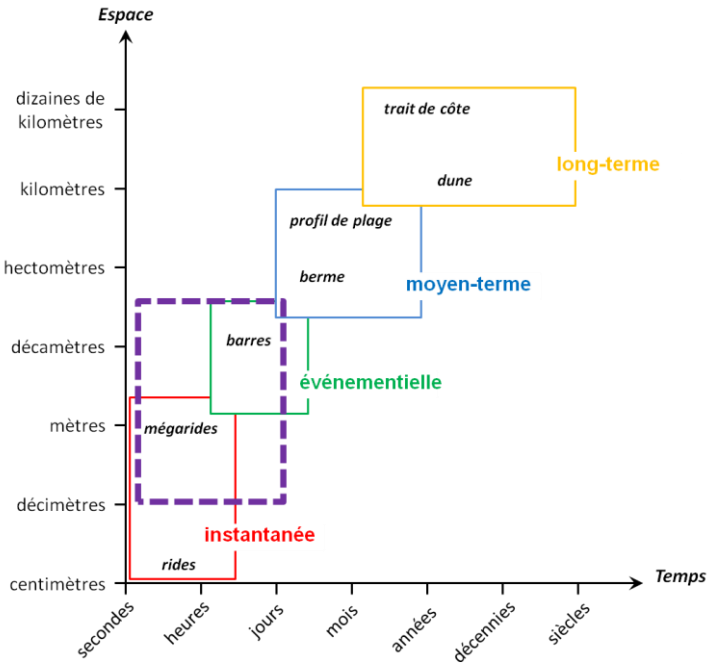

Figure B – Echelle spatio-temporelle des systèmes morphodynamiques côtiers d'après Stive et al. (1990) et Larson et Kraus (1995).

- ***Problématique et objectifs de la thèse***

Les côtes sableuses sont des environnements très dynamiques souvent exposés à une forte agitation et par conséquent présentant une forte sensibilité à l'érosion. Reconnue pour être un lieu récréatif, la berme de haut de plage participe également à la protection du littoral et à la stabilisation du trait de côte. Cette dernière, présente sur un nombre important de littoraux, généralement localisée devant une dune, plus rarement devant un ouvrage de défense contre la mer, est la première affectée par les tempêtes. Elle permet d'atténuer l'impact du jet de rive induit par les vagues incidentes sur le trait de côte.
Lors des évènements tempétueux, elle peut subir une érosion plus ou moins importante pouvant aller jusqu'à sa destruction, laissant ainsi le pied de dune ou de l'ouvrage de protection directement exposé aux vagues. Alors une destruction, partielle ou totale selon l'ampleur de la tempête, peut conduire à un endommagement des intérêts anthropiques situés en arrière.

Au travers de l'impact de différentes tempêtes agissant sur des plages sableuses dans le monde, il a été constaté une forme d'érosion particulière affectant la berme avec la formation d'un escarpement (*beach scarp*) taillant cette dernière en microfalaise sur une hauteur pouvant être décimétrique à métrique et s'étendant sur plusieurs dizaines à centaines de mètres. Contrairement à une érosion de haut de plage classique sous forme d'abaissements successifs du niveau de la plage, de manière plus ou moins homogène, ce type d'érosion peut mobiliser des volumes importants de sable en peu de temps.

Bien que leurs échelles diffèrent dans la nature, l'évolution érosive des fronts de dune et des escarpements de berme de haut de plage est régie par la même dynamique d'impact du jet de rive. La présence parfois capitale des dunes sur le littoral en tant que remparts naturels contre les incursions marines, comme aux Pays-Bas, a engendré de nombreuses études à travers le monde afin de mieux comprendre ces mécanismes érosifs. La complexité de ces phénomènes *in-situ*, ainsi que les difficultés de mesures lors des évènements tempétueux, a eu tendance à orienter ces travaux de recherche vers le développement de modèles physiques, souvent en canal à houle à plus petite échelle, ou de modèle numériques. Bien qu'ils soient plus faciles à mettre en place et à reproduire dans le temps, ces modèles restent le plus souvent en 2D privilégiant les mécanismes agissant selon un axe cross-shore. Le long de littoraux où le transport sédimentaire longitudinal est dominant et parfois impacté par des ouvrages de défense transversaux, il est essentiel de tenir compte de cette dynamique sur les processus

érosifs. L'absence de dispositifs expérimentaux à grande échelle adaptés et le manque de données de terrain sur un champ tridimensionnel ralentissent l'avancée de la modélisation de ces phénomènes sur les littoraux sableux marqués par un de forts gradients longitudinaux. Des études de terrain réalisées à l'échelle d'évènements tempétueux avec des mesures couvrant des gammes temporelles de l'instantané à l'évènementiel (Figure B), selon des axes cross-shore et longshore, s'avèrent donc nécessaires afin d'affiner la compréhension de ces phénomènes et de pouvoir mieux les prédire.

Le travail présenté dans ce mémoire contribue à combler ces lacunes de manière originale par :

- l'étude de l'évolution d'un escarpement dans une berme de haut de plage, souvent évoqué dans la littérature mais rarement décrit, analysé et quantifié, notamment dans les environnements macrotidaux ;
- des expérimentations *in-situ*, peu courantes dans la littérature car difficiles à réaliser dans le milieu naturel, nécessitant une conjonction entre des niveaux de marée particuliers, des conditions d'agitation tempétueuses, moteurs de l'érosion, et la mise en œuvre d'un dispositif expérimental relativement lourd avec la construction d'une berme artificielle.

Cette problématique porte principalement sur l'interaction entre le jet de rive et l'évolution d'un escarpement sableux, façonné dans une berme artificielle de plus de 30 m de longueur sur la plage de Luc-sur-Mer, ayant les mêmes caractéristiques qu'une berme naturelle.
Celle-ci a été instrumentée en continu à l'échelle de plusieurs successions de marées afin de quantifier le forçage hydrodynamique et les réponses topographique de façon tridimensionnelle. Une observation précise à une échelle temporelle plus fine, au cours d'un cycle tidal, a été réalisée avec une fréquence de mesures plus élevée, complétée par des observations vidéo sur l'interface jet de rive / escarpement.
Les données obtenues dans ce dernier cas permettent, d'aboutir à une nouvelle formulation permettant de calculer et de prévoir les volumes érodés de la berme lors d'une érosion continue sous forme d'escarpement en fonction des forçages hydrodynamiques en jeu. Elle permet d'affiner le calcul des volumes érodés sur le trait de côte lors d'une tempête pour les plages et les conditions hydrodynamiques incidentes similaires à la plage de Luc-sur-Mer.

- ***Organisation du mémoire***

Le premier chapitre constitue une synthèse bibliographique sur les plages sableuses et les facteurs hydrodynamiques agissant sur leurs changements morphologiques, ainsi que sur la formation des escarpements de haut de plage et leur évolution. Un rappel des connaissances sur l'érosion des fronts de dunes dont la dynamique est proche de celle d'un escarpement de berme est également réalisé.

Le second chapitre présente les caractéristiques de la plage de Luc-sur-Mer, site d'étude sur lequel les expérimentations à grande échelle ont été réalisées. Le protocole expérimental mis en place y est détaillé, chaque matériel et technique de mesures employé est présenté, et les méthodes de traitement des données acquises sont précisées.

Les résultats des expérimentations effectuées à l'échelle évènementielle sur une succession de marées sont exposés dans le troisième chapitre. Les données hydrodynamiques et topographiques des expérimentations réalisées en mars 2011 et mars 2012 y sont décrites et analysées.

Le quatrième chapitre présente les résultats de l'évolution de l'escarpement de haut de plage obtenus à une échelle dite instantanée durant l'expérimentation de mars 2012 lors de laquelle la totalité de l'escarpement a été érodée au cours d'une seule marée. Une modélisation des volumes érodés utilisant une formulation calculant l'érosion d'un front de dune issue de travaux en canaux à houle est proposée, ainsi qu'une amélioration de cette formule grâce aux données de terrain acquises pour le cas d'un escarpement de plage dans les conditions de l'étude.

Enfin, la conclusion générale de ce travail et des perspectives d'approfondissement relatives à la modélisation des volumes érodés, et aux techniques de mesures employées vient clôturer ce mémoire.

CHAPITRE 1

GENERALITES SUR LES PLAGES ET LES ESCARPEMENTS DE HAUT DE PLAGE

Chapitre 1

Généralités sur les plages et les escarpements de haut de plage

Ce chapitre présente tout d'abord un rappel général sur la morphologie des plages et les différents forçages hydrodynamiques agissant notamment sur l'érosion de leur partie haute au contact du trait de côte. La deuxième partie porte sur l'érosion de la berme de haut de plage avec l'apparition d'une morphologie d'escarpement. Un état des connaissances sur la genèse et l'évolution qualitative de ces escarpements est présenté. Les similitudes entre ce phénomène particulier d'érosion de plage et les expérimentations sur l'érosion des dunes en canal à houle sont précisées.

1.1 Les systèmes de plages sableuses

1.1.1 Principales caractéristiques des plages

Les plages bordant les zones littorales sont soumises à différents types de conditions climatiques et météorologiques, et leurs caractéristiques dépendent de plusieurs facteurs tels que la géométrie du littoral, le type et le volume de sédiments disponibles et l'hydrodynamique locale (marée, courants et agitation).
Ainsi, la zone littorale s'étendant du large vers la côte peut être divisée en plusieurs zones définies comme suit (Figure 1.1) :

- ***La plage sous marine inférieure***

Elle s'étend de la profondeur limite d'action des vagues de tempête sur le fond jusqu'à la profondeur d'action des vagues de beau temps (profondeur de fermeture).

➢ ***La plage sous marine supérieure***

Elle s'étend de la profondeur de fermeture au niveau moyen des basses mers de vive-eau. Les plages sous marines inférieures et supérieures sont constamment immergées et constituent le domaine subtidal.

➢ ***Le domaine intertidal***

Il se situe dans la zone de balancement des marées. Ses dimensions dépendent de la pente de la plage et du marnage. En régime macrotidal, le domaine intertidal se décompose en trois parties dépendant directement du niveau de marée (Wright *et al.*, 1982) :

- la basse plage se situe entre le niveau moyen des basses mers de vive-eau (BMVE) et le niveau moyen des basses mers de morte-eau (BMME),
- la moyenne plage est localisée entre le niveau moyen des basses mers de morte-eau (BMME) et le niveau moyen des pleines mers de morte-eau (PMME),
- la haute plage se situe entre le niveau moyen de pleines mer de morte-eau (PMME) et le niveau moyen des pleines mers de vive-eau (PMVE).

Cette zone est très évolutive car elle subit de multiples processus hydrodynamiques.

➢ ***Le domaine supratidal***

Il s'étend de la laisse des plus hautes mers jusqu'à l'arrière de la dune. Il peut être soumis à l'action des tempêtes de façon épisodique (surcotes, vagues de tempête), notamment le *backshore* qui s'étend du niveau moyen des pleines mers de vive-eau (PMVE) au niveau maximum atteint par les vagues de tempêtes. Le *backshore* constitue également le lieu de construction de la berme de haut de plage dont la présence au cours du temps est très variable.

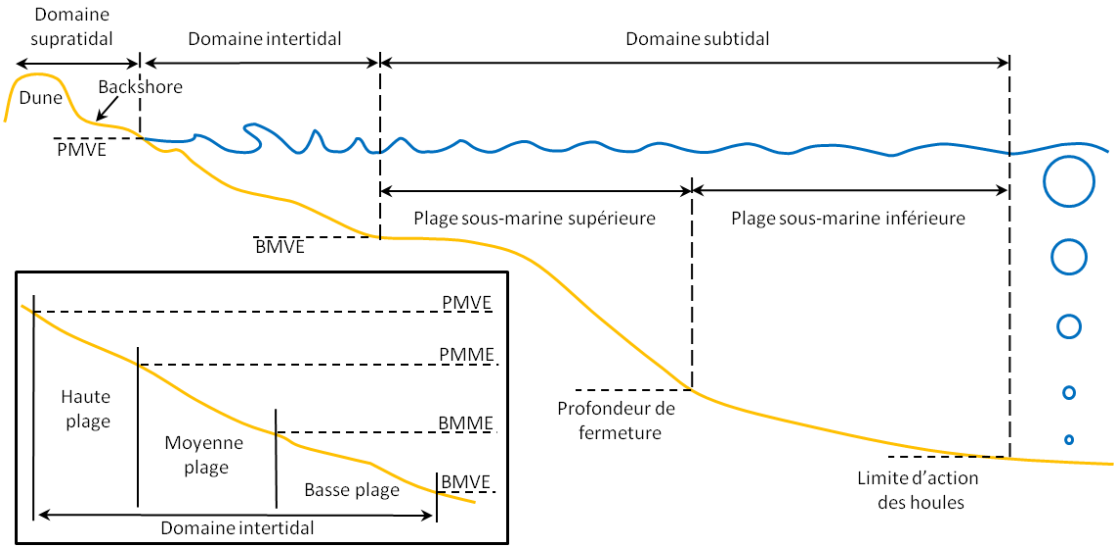

Figure 1.1 – Délimitations du domaine côtier d'après Short (1999) et Wright et al. (1982), modifié.

1.1.2 Hydrodynamique des plages

De nombreux agents dynamiques affectent les plages et sont responsables des écoulements pouvant véhiculer les sédiments sableux à différentes échelles spatio-temporelles. Les phénomènes ondulatoires tels les ondes de gravité (période de 4 à 20 s), les ondes infra-gravitaires (période de 20 à 250 s) et l'onde de marée (période de 12 à 24 h) sont essentiels à considérer. La combinaison de ces différents processus hydrodynamiques fait des plages une zone au fonctionnement extrêmement complexe.

- ***Les ondes de gravité***

Les ondulations sur la mer sont générées, au large ou près de la côte, par l'action du vent sur la surface de l'eau. Leur hauteur et période dépendent du *fetch*, distance sur laquelle le vent souffle. La longueur d'onde, la périodicité et l'amplitude de ces ondulations vont évoluer sous l'influence en particulier de la profondeur d'eau qui diminue du large vers la côte. Les différentes transformations que vont donc subir ces ondulations à l'approche de la côte permettent de définir des zones précises (Figure 1.2) affectées par des processus spécifiques plus ou moins dominants en fonction de leur état.

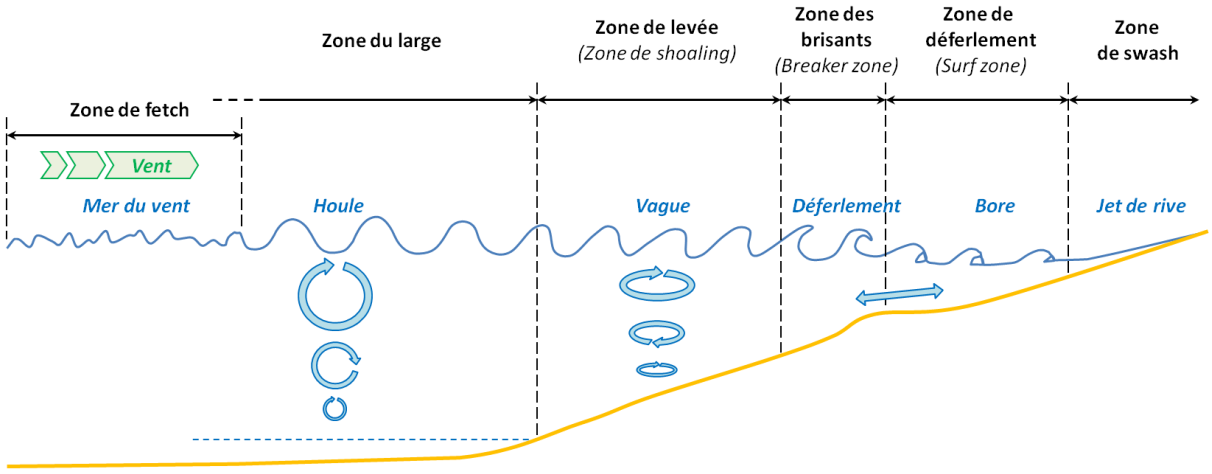

Figure 1.2 – Schéma de transformation des vagues à l'approche de la côte.

- **La zone du large**

Elle se situe au niveau de la plateforme continentale. Dans cette zone, la profondeur importante n'agit pas sur l'agitation se déplaçant librement. Les vagues vont commencer à être influencées dès lors que la profondeur d sera égale à la moitié de la longueur d'onde au large L, soit d = L / 2.

- **La zone de levée**

Elle est également appelée zone de *shoaling*. C'est une zone où la profondeur influence l'agitation incidente. Au fur et à mesure de leur propagation vers la côte, la hauteur des vagues diminue, puis en zone littorale, l'agitation voit sa hauteur H augmenter et sa longueur d'onde L diminuer. Il en résulte :

- une augmentation de la cambrure des vagues, de rapport H/L, qui engendre une asymétrie des orbites des particules d'eau sous la vague, créant ainsi un courant sur le fond. Ce courant peut induire des mouvements sédimentaires proches du fond et créer des rides symétriques en entrée de zone de *shoaling*, devenant asymétriques au fur et à mesure que la profondeur diminue ;
- une génération d'harmoniques, vers les hautes fréquences, au fur et à mesure de la diminution de la profondeur d'eau. Les fréquences libérées sont égales à n fois celles du pic principal.

- **La zone des brisants (*breaker zone*)**

Lors de leur arrivée près du rivage, les vagues deviennent trop cambrées et leur forme devient instable, entrainant un effondrement de celles-ci sous forme de déferlement. Ce dernier libère une importante quantité d'énergie et se produit dans la théorie pour une onde monochromatique lorsque le rapport $H / d < 0.78$ (Mc Cowan, 1894), avec H la hauteur de vague et d la profondeur d'eau.

Trois types de déferlements peuvent être observés. Ils sont fonction de la pente de la plage et de la cambrure des vagues incidentes. Le paramètre de similarité de surf, également appelé nombre d'Iribarren, exprimé par :

$$\xi_0 = \frac{\beta}{\sqrt{\frac{H_0}{L_0}}} \qquad (1.1)$$

avec β la pente de la plage, H_0 et L_0 la hauteur et la longueur d'onde des vagues au large, permet de caractériser ces déferlements :

- $\xi_0 < 0.5$: le déferlement sur une pente faible est qualifié de glissant. L'écrasement de la crête de la vague sur elle-même provoque un mélange d'eau et d'air sur sa face avant (Figure 1.3 a) ;
- $0.5 < \xi_0 < 2.5$: le déferlement sur une pente intermédiaire est plongeant. La crête de la vague est projetée vers l'avant et impacte violement la surface de l'eau (Figure 1.3 b) ;

- $\xi_0 > 2.5$: le déferlement sur une pente forte est gonflant ou frontal. La crête de la vague ne déferle pas, mais s'étale sur la plage (Figure 1.3 c).

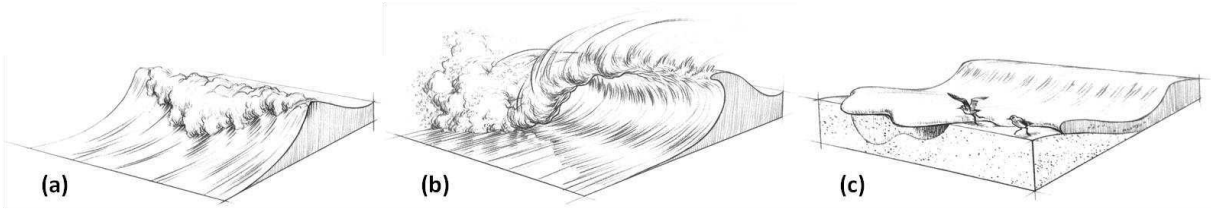

Figure 1.3 – Illustrations des différents types de déferlement d'après Robin (1989, modifié).

- **La zone de déferlement (*surf zone*)**

Il s'agit d'une zone de transition entre la première ligne de brisants et l'amortissement des ondes induites sur la plage ayant une pente faible. Les vagues se propagent dans cette zone sous formes de bores (front d'onde) ; des courants et des turbulences y sont provoqués par leur propagation. Une augmentation du niveau d'eau moyen, appelé *set-up*, peut être induite par un surplus de flux de quantité de mouvement lié à la présence des vagues (pression, vitesse des particules…). Cet apport d'eau a tendance à accentuer le courant de retour (*undertow*), orienté vers le large, dont l'intensité dépend de la hauteur des vagues dans la zone de déferlement. Plus les vagues sont hautes, plus l'apport d'eau sera important et plus le courant de retour sera fort (Levoy et al., 2000 ; Anthony et al., 2004). L'angle d'incidence des vagues déferlantes à la côte provoque un courant moyen dit d'obliquité qui induit un transport longshore (Longuet-Higgins, 1970a,b ; Bowen, 1969).

- **La zone de swash**

Cette zone constitue le dernier domaine de propagation des ondes incidentes sur la plage. C'est également un espace d'atténuation de l'énergie non dissipée dans le déferlement. Elle se matérialise par une oscillation périodique d'une faible hauteur d'eau sur la plage. Le *swash* est également caractérisé par deux mécanismes : le jet de rive (*uprush*) lors de la montée de l'eau sur la plage et le retrait de nappe (*backwash*) lors de la descente. L'alternance entre *uprush* et *backwash* est fonction de la période propre des vagues, ainsi que de la présence d'ondes infra-gravitaires (Guza et Thorton, 1982 ; Holman et Sallenger, 1985).

La différence entre le niveau moyen de l'eau et le niveau le plus haut atteint par le swash s'appelle le *runup*. Plusieurs valeurs de runup peuvent être calculées, mais la plus utilisée dans le dimensionnement d'ouvrages ou l'érosion de plages est le runup 2% (R2), correspondant à la hauteur dépassée par 2 % des plus hauts jets de rive. Toutefois, dans le cas

des études sur l'érosion des dunes, différentes formules de runup intégrant le setup induit par les vagues sont utilisées.

La formule de Guza et Thornton (1982) permettant de calculer un runup significatif (Rs_{GT82}) en fonction de la hauteur des vagues au large H_0 :

$$\boldsymbol{Rs_{GT82} = 0,035 + 0,71H_0} \qquad \textit{(1.2)}$$

La formule de Holman (1986) inclue le nombre d'Iribarren à sa formulation permettant de définir un runup 2% ($R2_{H86}$) :

$$\boldsymbol{R2_{H86} = (0,83\xi_0 + 0,2)H_0} \qquad \textit{(1.3)}$$

Larson et al. (2004a) utilisent, dans leur modèle d'érosion de dune, une formule simplifiée de calcul du runup. Cependant celle-ci ne représente pas une grandeur physique, mais l'influence du runup sur une dune. Ce runup est donc à utiliser au sein de leur formule de calcul présentée dans la suite de ce chapitre. Elle est fonction de la hauteur et de la longueur d'onde des vagues au large :

$$\boldsymbol{R_{LEH04} = 0,158\sqrt{H_0L_0}} \qquad \textit{(1.4)}$$

Stockdon et al. (2006) ont étendu la formule de Holman (1986) et développé une formule théorique de calcul du runup 2% ($R2_{SHHS06}$) pour tous types de plages :

$$\boldsymbol{R2_{SHHS06} = 1,1\left(0,35\beta\sqrt{H_0L_0} + \frac{\sqrt{H_0L_0(0,563\beta^2 + 0,004)}}{2}\right)} \qquad \textit{(1.5)}$$

Palmsten et Holman (2012) préconisent une utilisation du runup 16 % ($R16_{SHHS06}$), lorsque que le swash est stoppé par un impact sur un escarpement de dune. Celui-ci est calculé à partir de la formule de Stockdon et al. (2006) avec l'ajout d'un coefficient multiplicateur :

$$\boldsymbol{R16_{SHHS06} = 1,1\left(0,35\beta\sqrt{H_0L_0} + \frac{\sqrt{H_0L_0(0,563\beta^2 + 0,004)}}{2}\frac{1}{2}\right)} \qquad \textit{(1.6)}$$

L'angle de plage β utilisé dans la formule de Stockdon et al. (2006) est pris entre le niveau moyen de l'eau avant les premiers impacts et le pied initial de l'escarpement. Il s'agit de l'estimation d'angle la plus cohérente pour la pente de haute plage lors d'une tempête à utiliser dans le calcul du runup (Stockdon et al., 2007 ; Palmsten et Holman, 2012).

- ***Les ondes infra-gravitaires***

Les ondes infra-gravitaires ont des fréquences comprises entre 20 secondes et plusieurs minutes. Malgré leur faible amplitude, en comparaison aux ondes gravitaires, elles véhiculent une part importante de l'énergie dissipée par l'agitation dans la zone littorale, notamment dans la zone de swash. Il en existe trois grands types : les ondes liées, les ondes libres et les ondes de coin (Figure 1.4).

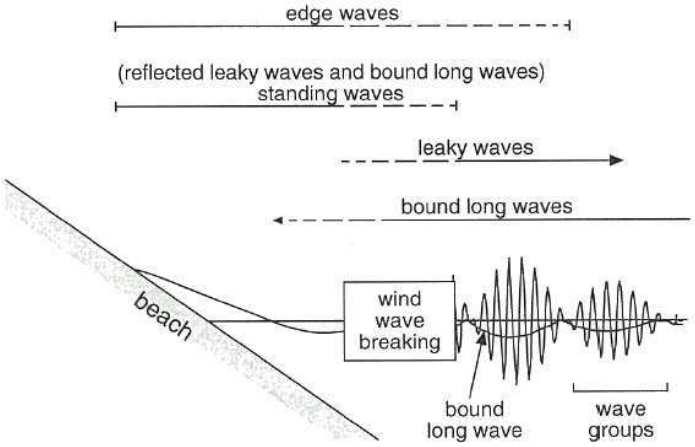

Figure 1.4 – Les différents types d'ondes infra-gravitaires en zone côtière d'après Aagaard et Masselink (1999).

Les ondes liées (*bound long waves*) proviennent des ondes de gravité. Celles-ci se propagent associées aux groupements de vagues de haute fréquence. Elles sont composées alternativement d'ondes de faible et de forte amplitude qui, du fait de leurs vitesses propres, entraînent des regroupements et une modification du niveau moyen de l'eau selon l'amplitude de ces groupes (Aagaard et Masselink, 1999) (Figure 1.5).

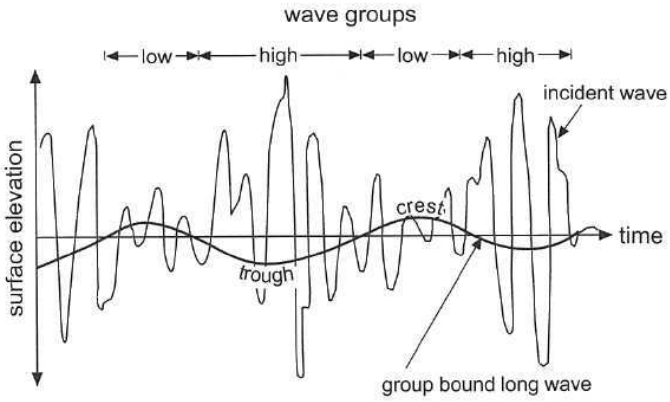

Figure 1.5 – Exemple d'ondes liées (bound long waves) d'après Aagard et Masselink (1999).

Les ondes libres (*leaky waves*) peuvent être incidentes par libération au moment du déferlement ou réfléchies par la réflexion à la côte des ondes infra-gravitaires à incidence

normale. Elles se propagent vers la côte ou vers le large, et peuvent engendrer des ondes stationnaires dans la zone de surf (Figure 1.6 a).

Les ondes de coin (*edge waves*) sont issues de la réflexion à la côte des ondes infra-gravitaires à incidence oblique. Ces ondes étant séquestrées en zone de surf par réfraction sur le fond, elles se propagent le long de la côte (Figure 1.6 b) et peuvent être réfléchies sur des obstacles naturels (falaise) ou des ouvrages (digues) disposés le long de la côte.

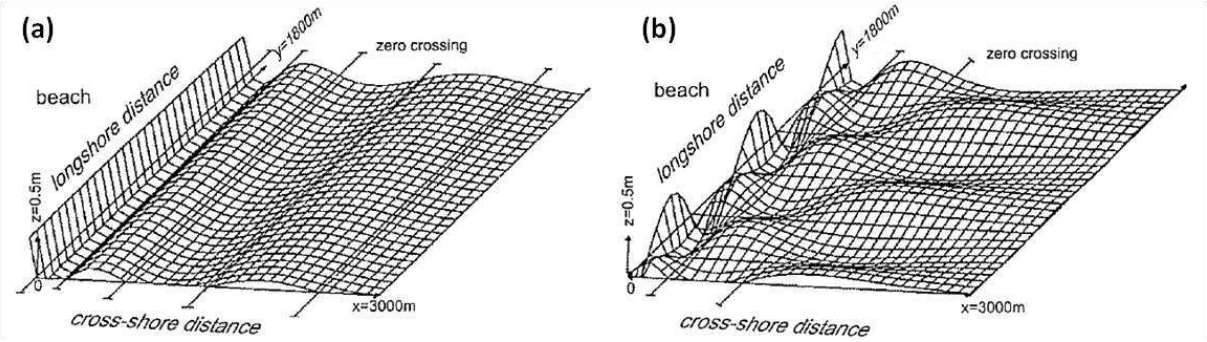

Figure 1.6 – Illustration d'une onde libre (leaky waves) (a) et d'une onde de coin (edge waves) (b) d'après Aagaard et Masselink (1999).

L'excursion du swash pour les basses fréquences est paramétré par les conditions d'agitation au large (hauteur et longueur d'onde des vagues) et la pente de la plage (Stockdon et al., 2006). Au fur et à mesure de la progression et de l'amortissement des ondes gravitaires dans la zone de surf, les ondes infragravitaires sont révélées (Wright, 1980). De plus, l'amplitude et l'énergie des ondes gravitaires diminuent fortement dans les tranches d'eau les plus faibles en raison d'une saturation du milieu, alors que celles des ondes infragravitaires restent quasiment la même, ce qui rend ce type d'onde particulièrement énergétique dans la zone de swash (Sénéchal et al., 2006).

- ***La marée***

La marée est une onde oscillatoire périodique due à l'effet combiné de la rotation de la terre et de l'attraction du couple lune/soleil. En fonction des différents points du globe, de la taille des bassins et de la bathymétrie, l'amplitude de l'onde de marée, ainsi que sa période, varient. Les environnements tidaux peuvent être soumis à différents régimes de marée : la marée diurne et la marée semi diurne, dont les périodes respectives sont de 24 h 50 min et 12 h 25 min pour les plus fréquentes. D'après Davies (1964), ces régimes sont également subdivisés en fonction de l'amplitude de marée en période de vive-eau moyenne en 3 groupes (Figure 1.7) : microtidal (marnage inférieur à 2 m), mésotidal (marnage compris entre 2 et 4 m) et macrotidal (marnage supérieur à 4 m). Enfin, un quatrième groupe appelé mégatidal

peut être ajouté. Il concerne les environnements dont l'amplitude de marnage est supérieure à 8 m (Levoy et al., 2000) où des plages peuvent être également observées et non seulement des systèmes estuariens ou de baies.

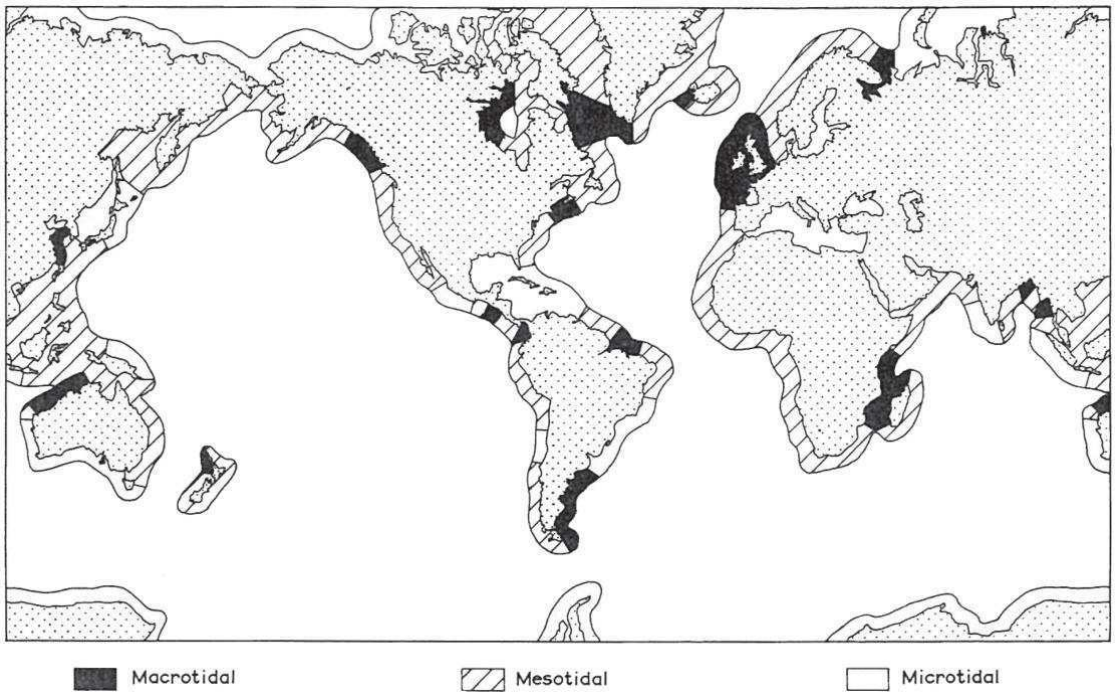

Figure 1.7 – Carte de répartition mondiale des types de marnages littoraux (micro-, méso- et macrotidal) d'après Davies, 1964.

L'onde de marée induit deux types d'actions sur la frange littorale : la genèse de courants moyens comme l'agitation et la variation du niveau d'eau.

- **Les courants de marée**

La marée génère des courants alternatifs, dont la direction et l'orientation sont parallèles à la côte, ou localement rotationnels, avec une direction et une orientation changeante en fonction du moment de la marée. Ces courants de marée ont une force qui diminue du large vers la côte au fur et à mesure que la profondeur diminue. En environnement macrotidal, les variations de hauteurs d'eau sont telles, que selon le moment de la marée, un point de la plage peut se retrouver influencé de façon majeure par les vagues, et, dès lors que le niveau d'eau devient suffisant, il peut être dominé sur le fond par le courant de marée. Toutefois, l'action seule des courants de marée sur le transport sédimentaire est faible, voire insignifiante sur les hautes plages (Levoy et al., 2000).

- **La variation du niveau d'eau**

En domaine méso- et macrotidal, les variations régulières du niveau d'eau le long du profil de plage induisent un déplacement périodique des différentes zones hydrodynamiques de courant de marée, de shoaling, de déferlement des vagues, du swash et de leurs courants induits. Cela entraîne donc une modification constante de leur intensité, amplifiée ou non sous l'action de tempête, et de leur influence en différents points de l'estran (Wright et al., 1982 ; Masselink, 1993). A pleine mer, sur la haute plage, les processus dominants sont donc le swash et le déferlement. Sur la moyenne plage, autour du niveau de mi-marée, ce sont principalement les processus de shoaling et de déferlement qui dominent, tandis que sur la basse plage, c'est uniquement le shoaling (Figure 1.8).

Etant donné le profil général concave des plages, la zone de levée de la houle est plus étendue sur la basse plage que sur la haute plage, entraînant une plus grande dissipation des vagues sur le fond et par conséquent une diminution de leur hauteur (Jago et Hardisty, 1984).

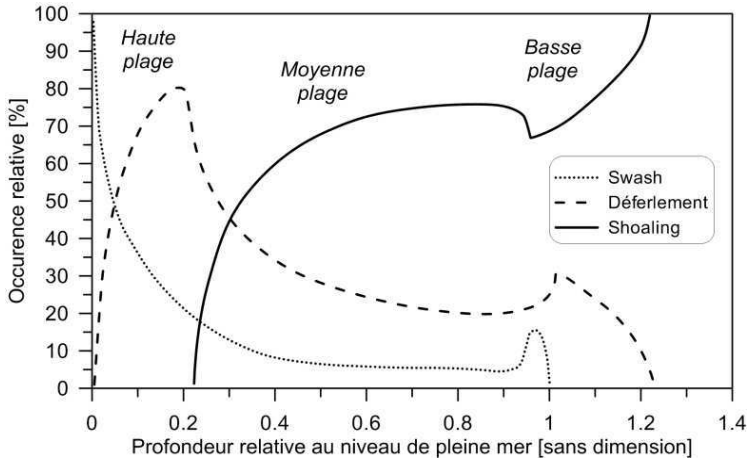

Figure 1.8 – Occurrence relatives des processus de swash (swash zone), déferlement (surf zone) et shoaling (shoaling waves) en fonction de la hauteur d'eau relative d'après Masselink (1993, modifié).

1.1.3 Classification morphodynamique des plages sableuses

Les conditions hydrodynamiques très distinctes que l'on retrouve le long des plages sableuses modifient les morphologies particulières de chacune d'entre elles. La synthèse de plusieurs séries d'observations a permis d'établir des modèles conceptuels d'évolution s'appuyant sur différents éléments tels que : la morphologie des plages, l'hydrodynamisme, la granulométrie, la présence de barres sableuses et leur localisation. Ces modèles décomposent, pour certains, les phases d'accrétion et d'érosion de la haute plage, ainsi que les mouvements

et les modifications morphologiques des barres sableuses. L'apparition d'une berme de haut de plage et d'escarpements entaillant cette berme sont souvent mentionnés dans ces modèles.

- ***Modèle de Sunamura***

Le modèle de Sunamura, établi en 1985 (Figure 1.9), s'applique pour des plages microtidales en contexte de houles moyennes à fortes, avec des pentes variant entre 1/50 et 1/200, une granulométrie comprise entre 0,1 et 2 mm, et un régime dominant de transport orienté cross-shore. La présence de barres sableuses multiples sur ce modèle est possible même si ici ne figure que la barre la plus interne. Ce modèle est composé de huit états morphologiques, dont deux extrêmes d'accrétion et d'érosion, et six étapes transitoires. Un paramètre adimensionnel dérivé d'expériences en canal, K_*, est utilisé comme indicateur de changements notamment concernant la direction des transports sédimentaires en haut de plage (Sunamura, 1984, 1986). Il est défini par :

$$\boldsymbol{K_* = \frac{\overline{H}_B^2}{g\overline{T}^2 d}} \qquad \textit{(1.7)}$$

avec $\overline{H}_B$ la moyenne journalière de hauteur de brisant, $\overline{T}$ la moyenne journalière de période de vague, d la taille moyenne des grains ou la médiane des sédiments et g l'accélération de la gravité.

Le modèle met en avant plusieurs phases d'évolution de plage, soit en période d'accrétion ou d'érosion, avec une transition possible d'un état à un autre sans passer par les extrêmes, en fonction de l'évolution de l'indicateur K_*. Les changements morphologiques affectent notamment la berme de haut de plage et une barre dont l'orientation est parallèle à la côte.

- **Accrétion**

Les phases d'accrétion ($5 \leq K_* \leq 20$ lorsque la barre est loin de la plage, et $3{,}5 \leq K_* \leq 10$ lorsque la barre s'agrège à la berme) indiquent une migration de la barre vers le haut de plage sous l'action de houles peu cambrées (Figure 1.9, étapes 1, 2, 3). Cette barre évolue par des stades linéaires, puis sous l'action de courants de retours se modifie en une barre en croissants (Figure 1.9, étape 3a), puis discontinue (Figure 1.9, étape 3b). Dans un cas d'accrétion continue maximum, la barre rejoint le haut de plage (Figure 1.9, étape 4), et vient nourrir la berme. La berme évolue en parallèle avec des morphologies secondaires de types croissants de plage (Figure 1.9, étape 2) et mega-croissants (Figure 1.9, étape 3) lorsque les courants de retour fractionnant la barre sont plus importants. Au stade maximum de développement de la

berme (Figure 1.9, étape 5), celle-ci induit un changement dans la morphologie générale de la plage avec la présence d'une pente de haut de plage importante et réflective.

- **Erosion**

Les phases érosives sous l'action des houles de tempêtes (avec $K_* \geq 20$ lorsque la barre s'est éloignée de la plage, et $K_* \geq 10$ lorsque la barre se forme devant la berme) présentent une érosion marquée de la berme de haut de plage sous forme d'escarpement (Figure 1.9, étapes 6, 7, 8). Le matériel érodé de la berme vient nourrir une barre en avant de celle-ci, qui évolue vers le large sous l'influence des courants de retour induits par les houles de tempête (Figure 1.9, étapes 6, 7, 8). La berme s'érode tant que les houles agissent sur celle-ci jusqu'à la détruire et laisser un profil lissé en pente douce (Figure 1.9, étapes 1).

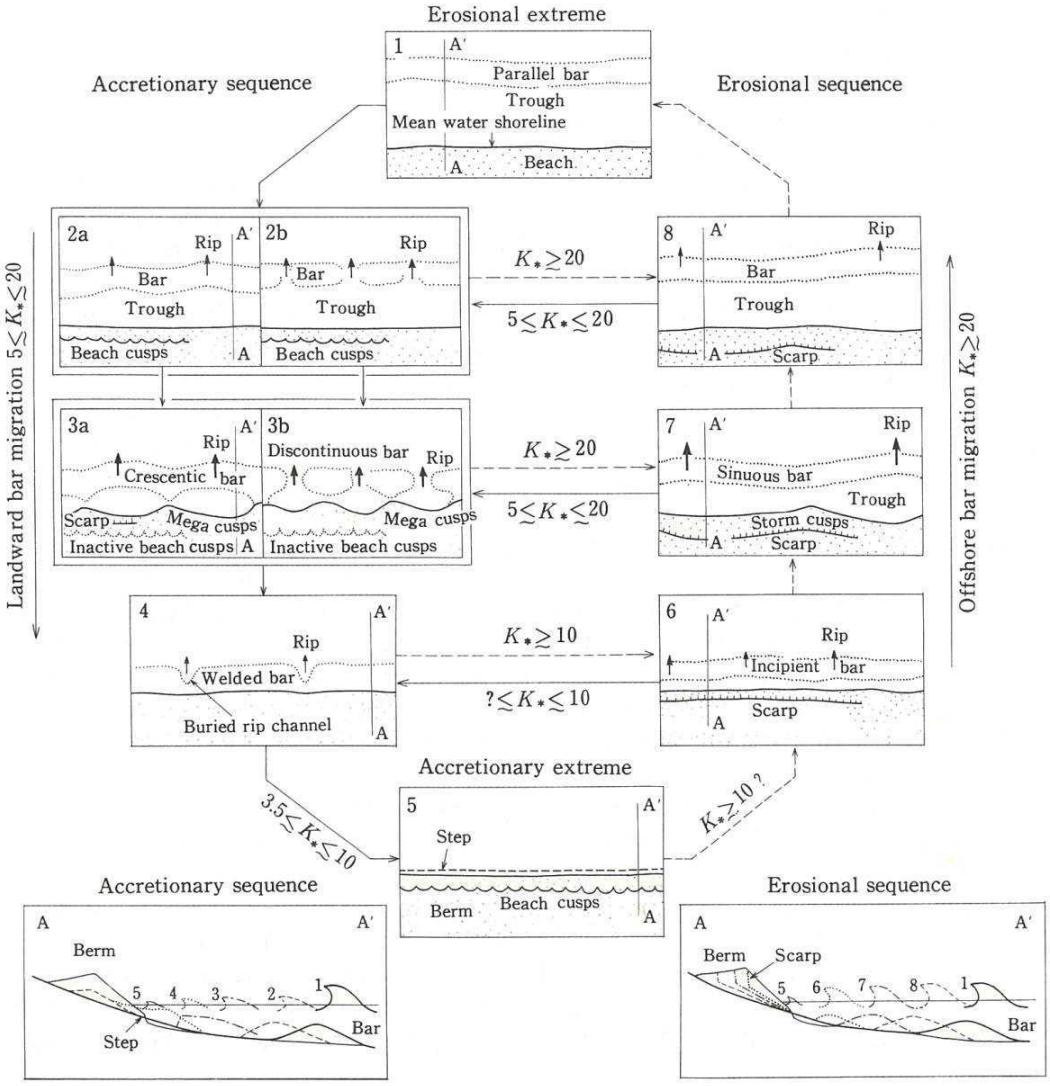

Figure 1.9 – Modèle conceptuel d'évolution de plage d'après Sunamura (1985, in Horikawa, 1988).

- ***Modèle de Masselink et Short***

Masselink et Short (1993) ont réalisé un travail de classification prenant en compte l'action combinée de la houle et des marées pour les plages méso- et macrotidales (Figure 1.10). Les plages sont classées selon deux paramètres : Ω représentant le paramètre de Gourlay ou de Dean, et *RTR* (Relative Tidal Range) représentant le marnage relatif.

Le paramètre Ω permet de quantifier le caractère dissipatif ou réflectif d'un profil de plage. Il est défini par :

$$\Omega = \frac{H_b}{T.w_s} \qquad (1.8)$$

avec H_b la hauteur des brisants, w_s la vitesse de chute de la particule et T la période de la houle. Trois types de plage sont définies selon ce paramètre : réflectives ($0 < \Omega < 2$), intermédiaires ($2 < \Omega < 5$) et dissipatives ($\Omega > 5$).

Le marnage relatif RTR est un indicateur de la dominance des processus de houle (RTR faible) par rapport à ceux de la marée (RTR élevé) (Masselink et Short, 1993). Il est défini par :

$$RTR = \frac{TR}{H_b} \qquad (1.9)$$

avec *TR* le marnage moyen de vives eaux. Trois types de marnages relatifs sont définis par ce paramètre : faible ($0 < RTR < 3$), moyen ($3 < RTR < 7$) et fort ($7 < RTR < 15$).

Contrairement au modèle précédent de Sunamura, ce modèle est moins évolutif et présente principalement des états morphologiques « modaux » des plages avec la présence de barres ou non, ainsi que des morphologies de type croissant de plage en haut de plage.

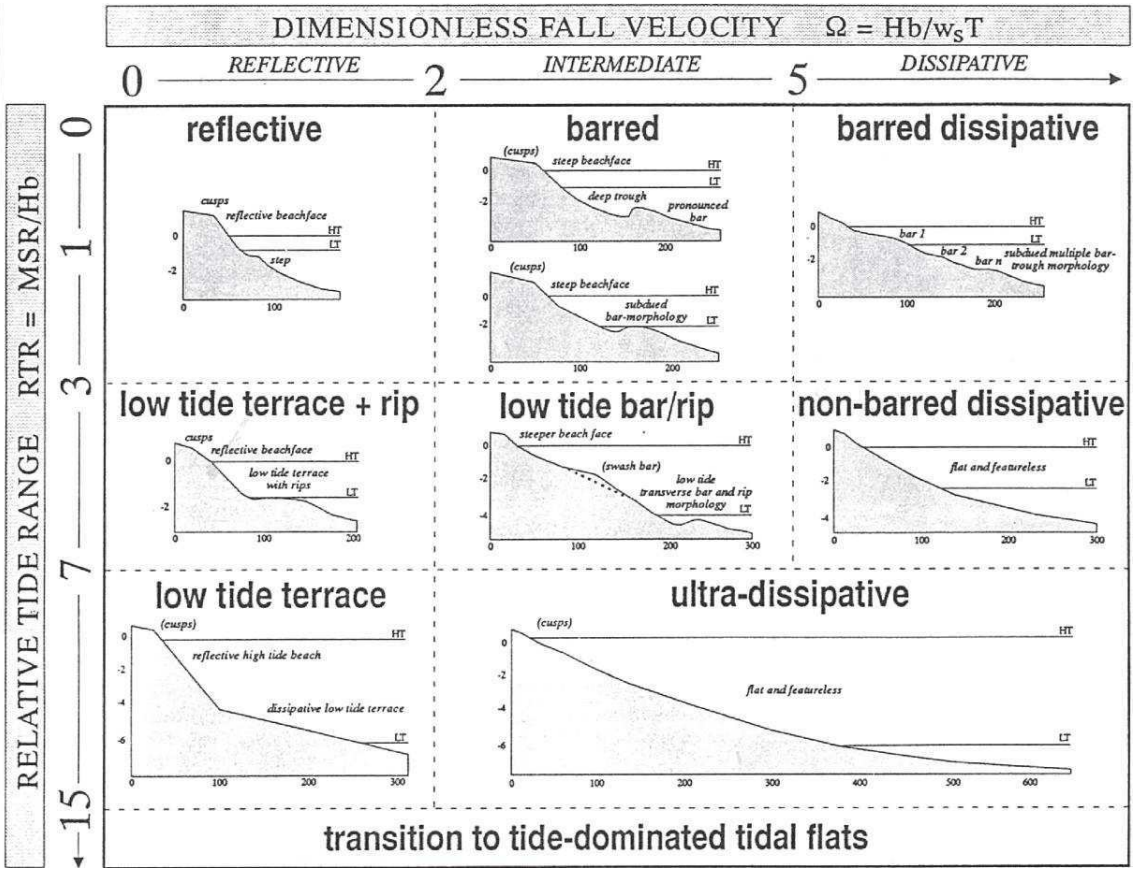

Figure 1.10 – Classification morphodynamique des plages sableuses influencées par la houle et la marée d'après Masselink et Short (1993).

Toutefois, ces états peuvent tout de même évoluer selon les variations des conditions de forçage, tels que la hauteur des brisants ainsi que leur période, induisant un changement des indicateurs *RTR* ou *Ω* comme l'ont décrit Wright et Short (1984) dans leur modèle (Figure 1.11).

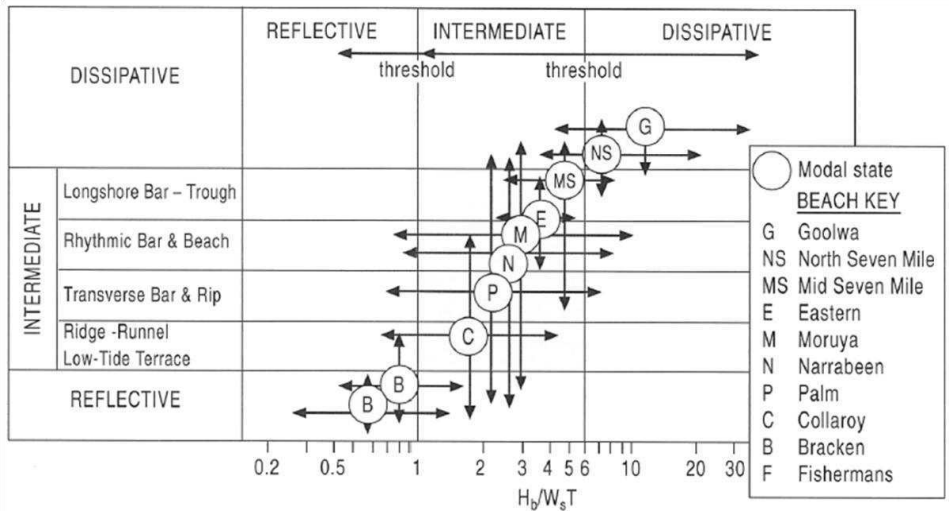

Figure 1.11 – Schéma récapitulatif des états modaux de différents types de plages et de leur variabilité temporelle en fonction de la variation de H_b/W_sT. Les flèches horizontales indiquent la gamme de variation de H_b/W_sT, et les flèches verticales indiquent la gamme de variation des états de plage.

- ***Modèle de Short***

Les études de Wright et Short (1984) sont une référence dans le domaine des évolutions de plage grâce à leurs importantes observations menées sur deux années en Australie. Leur premier modèle conceptuel a été réalisé en domaine microtidal avec des conditions de vagues modérées à fortes et une granulométrie moyenne de 0,5 mm. Cette synthèse a par la suite été améliorée par Short (1999) pour les plages influencées par la houle avec une description schématique détaillée de la présence de morphologies et de conditions hydrodynamiques différentes (barres, croissant de plage, escarpement, variation de niveau d'eau, type de déferlement, courant de retour…) pour différents types de plages (dissipatives à réflectives) avec une description des morphologies d'accrétion et d'érosion pour chacune de ces plages (Figure 1.12).

Comme dans le modèle de Sunamura, certaines de ces descriptions schématiques font état de formation d'escarpements dans la berme de haut de plage en condition d'agitation érosive dans le cas des plages intermédiaires (Figure 1.12d-e). Toutefois, ces approches restent qualitatives en deux dimensions, les processus de construction ou destruction de la berme de haute plage ne sont pas précisément mentionnés car seul un climat général d'agitation est considéré.

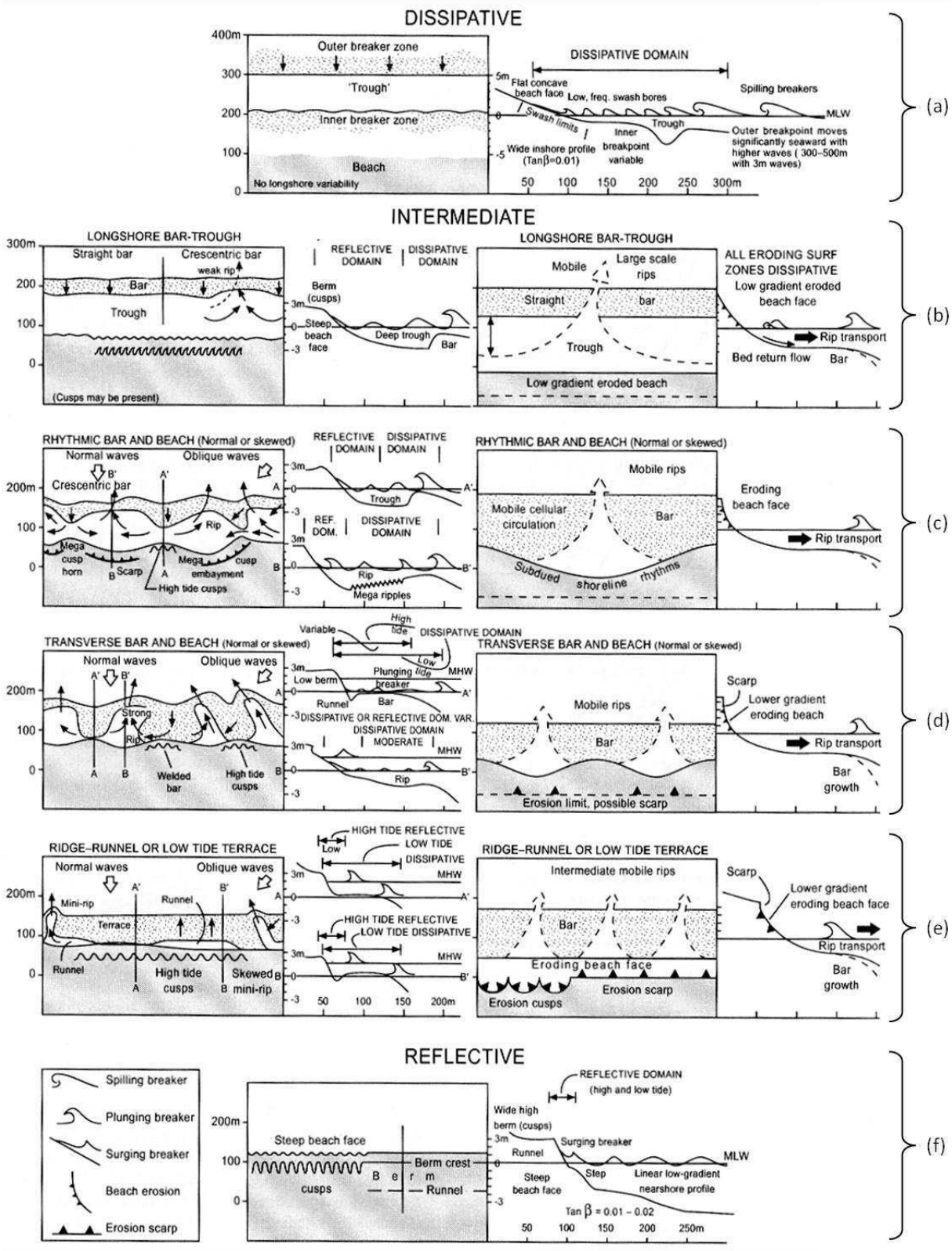

Figure 1.12 – Classification morphodynamique 3D des plages en conditions d'agitation favorisant l'accrétion (à gauche) et l'érosion (à droite) d'après Short (1999).

1.2 Erosion de la haute plage : le cas particulier des escarpements de berme

En période de tempête, les vagues générées par le vent peuvent avoir une influence plus ou moins marquée sur l'estran et notamment sur la partie haute des plages selon la morphologie initiale, le niveau d'eau et l'agitation. Très souvent un abaissement notoire de la berme de haute plage est constaté (Katoh et Yanagisshima, 1992). Dans certains cas, une érosion très marquée de la berme avec la présence d'un escarpement peut être observée. L'escarpement dans la berme marque une discontinuité verticale dans la pente de la haute plage (Figure 1.13). De nombreuses observations ont montré que les dimensions de ces escarpements peuvent être très variables, décimétrique à métrique, selon la hauteur initiale de la berme et la pente de la haute plage, et que leur longueur peut atteindre plusieurs mètres à quelques kilomètres.

Ce phénomène d'escarpement de haut de plage est parfois mentionné dans la littérature (Sherman et Nordstrom, 1985 ; Carter, 1988 ; Voudouskas, 2012). Les modèles conceptuels et classifications morphodynamiques de plage mentionnés précédemment indiquent leur présence dans différents types d'environnements (Short, 1999 ; Sunamura, 1985). Néanmoins, ce sont le plus souvent dans des environnements micro- à mésotidaux, mais jamais macrotidaux, qu'ils sont cités.

La partie qui suit constitue un état des connaissances sur les escarpements dans la berme de haut de plage, abordant leur formation ainsi que leur évolution. Du fait de leur similitude avec les escarpements de berme, une synthèse des études concernant l'érosion des fronts de dune est également présentée afin d'apporter des informations complémentaires sur l'évolution de l'ensemble des escarpements, qu'ils soient de dune ou de plage, lors des tempêtes.

Figure 1.13 – Escarpement dans la berme sur la plage de Luc-sur-Mer.

1.2.1 Formation d'un escarpement dans la berme de haut de plage

Sherman et Nordstrom (1985) ont établi que la formation des escarpements de haut de plage peut être initiée selon 4 axes regroupant différents paramètres ou actions. Les axes cross-shore et longshore sont contrôlés par les vagues et le courant, et les axes horizontal et vertical par l'état structurel de la berme (Figure 1.14). Cependant, la formation d'un escarpement de haut de plage reste le plus souvent issue d'une combinaison relativement complexe entre plusieurs de ces paramètres et actions. La plupart du temps, cette morphologie traduit un changement important dans les conditions hydrodynamiques du milieu.

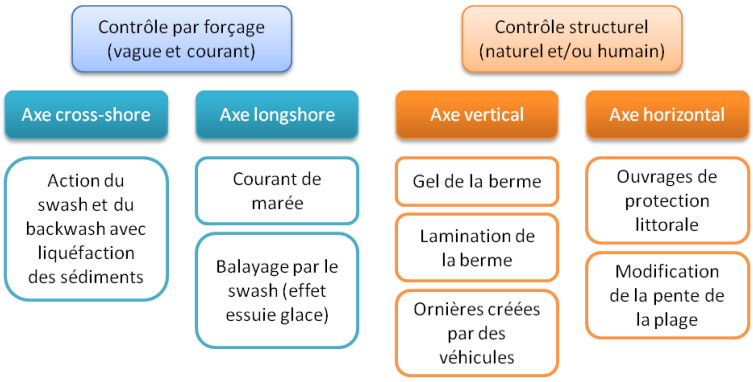

Figure 1.14 – Classification des principaux facteurs favorisant la création d'un escarpement d'après Sherman et Nordstrom (1985, modifié).

➢ ***Formation d'escarpement par forçage naturel***

- **Selon un axe cross-shore**

En condition de tempêtes, un départ rapide des sédiments sur la partie basse de la haute plage peut s'effectuer et ainsi créer une discontinuité dans le profil de plage. Les résultats de Duncan (1964) et Katoh et Yanagishima (1992) montrent que des phénomènes d'érosion se produisent au niveau de la zone d'affleurement de la nappe phréatique sur le profil et que des dépôts apparaissent au-dessus de l'affleurement de celle-ci. La discontinuité créée peut être accentuée par le dépôt de sédiments transportés par le swash lors de son infiltration en haut de plage (Figure 1.15a). Ce changement de configuration entraîne une érosion au niveau de la discontinuité sous l'influence de la concentration énergétique du swash de plus en plus localisée en ce point, qui, au fur et à mesure qu'elle devient marquée, peut conduire à la création d'un escarpement. Les sédiments effondrés sont alors retirés vers la partie basse de la haute plage par le swash et seul un escarpement bien marqué subsiste, séparant le profil en deux parties (Figure 1.15c). Dans une étude de simulation, Selwyn (1978) a inclus ce

paramètre d'exfiltration d'eau à travers la berme comme un élément significatif dans la formation des escarpements. Ce mécanisme de formation étant mentionné comme le plus pertinent lorsque la berme est haute et que la pente de la haute plage est importante.

La forte accentuation d'une rupture de pente dans la berme de haut de plage peut entrainer des déstabilisations du sédiment en place par effondrement ou liquéfaction d'une fine couche sédimentaire de surface (Figure 1.15b). L'effondrement se fait sous forme de glissements rotationnels d'une partie de la berme avec le dépôt de la partie érodée au niveau de la discontinuité, et l'apparition d'un escarpement dans la partie sommitale du glissement. La liquéfaction du sédiment se produit lorsque le sédiment est saturé en eau par un jet de rive fréquent ou lors d'une succession d'impacts de swash sur l'escarpement, entraînant une importante quantité d'eau submergeant le sédiment qui n'a pas le temps d'être évacuée au travers de celui-ci.

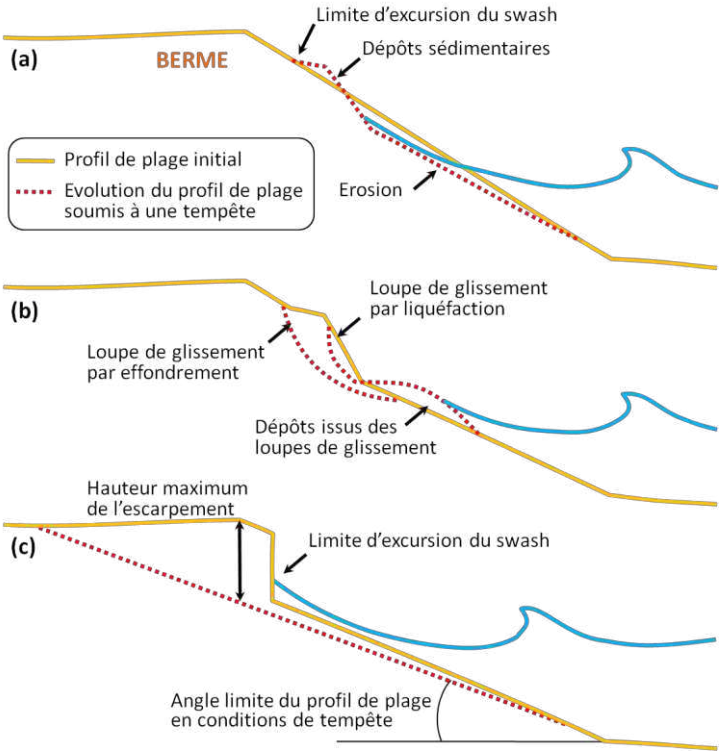

Figure 1.15 – Etapes de formation d'un escarpement de haut de plage d'après Sherman et Nordstrom (1985, modifié).

- **Selon un axe longshore**

Le transport longshore induit par les courants issus de vagues obliques au littoral ou de courants tidaux puissants peut conduire à la formation d'escarpements. Les sapements latéraux engendrés par ces courants érodent la haute plage de la même façon que le courant d'une rivière érode les berges (Hamilton, 1970). Comme dans le cas d'un transport

sédimentaire cross-shore, les sédiments retirés de la haute plage entraînent une accentuation de la pente de la plage jusqu'à un état critique.

Un angle d'attaque des vagues important par rapport à la côte induit également un impact du swash sur la haute plage avec un effet de balayage « essuie glace », causant une érosion rapide et localisée de la berme. Ce phénomène appelé *grazing swash* (Baumgaertner, 1977) peut être accentué par un vent orienté dans la direction d'incidence des vagues. Il semble qu'il puisse participer fortement à la formation d'escarpements sur les pointes de croissants de plage (Van Gaalen et al., 2011 ; Vousdoukas, 2012), en particulier lorsque ceux-ci ont une pente importante et sont constitués de sédiments grossiers.

Les escarpements initiés par les courants tidaux s'observent le plus souvent sur les plages estuariennes, en bordure de flèche sableuse et dans des environnements où la dominance des vagues est faible par rapport à la marée (Figure 1.16).

Figure 1.16 – Escarpements formés sous l'influence de courants au niveau d'une embouchure d'estuaire.

- ***Formation d'escarpement par contrôle structurel***

La structure interne de la plage est un élément variable dans l'espace et dans le temps, et les paramètres la faisant évoluer sont nombreux : taille des grains et arrangement, types de sédiments, teneur en eau, température de l'air.

Dans les régions aux hivers froids, il arrive que la partie haute de la haute plage soit gelée sous l'effet des températures régulièrement en dessous de 0°C, alors que le reste du haut de plage fréquemment recouvert par la marée et le swash peut être dégelé. Lors d'une tempête, l'action plus soutenue du swash sur le haut de plage n'est pas absorbée par infiltration dans le sédiment rendu imperméable par le gel, entrainant un *backwash* beaucoup plus énergétique (Longuet-Higgins et Parkin, 1962). Cette énergie accrue du *backwash* permet une remise en suspension et un transport des sédiments de la partie haute de plage non gelée vers le large. La discontinuité ainsi créée tend à se creuser au fur et à mesure des passages du swash jusqu'à créer un escarpement délimitant la partie gelée de la partie non gelée de la haute plage. Dans

certains cas, la haute plage et la berme ne sont gelées que sur quelques centimètres d'épaisseurs, ainsi le swash peut faire reculer l'escarpement en érodant uniquement la partie meuble (non gelée) de celui-ci avec de temps à autre un délitement des parties gelées supérieures sous forme de plaquettes (Figure 1.17).

Figure 1.17 – Escarpements sur un haut de plage partiellement gelée avec érosion de la couche meuble et délitement en plaquettes de la couche supérieure gelée.

La compaction du sable dans la couche sédimentaire de la haute plage et la berme, peut favoriser la formation d'escarpement. Les sédiments les moins compactés, donc plus mobilisables, ayant tendance à être érodés en priorité, il peut se former une discontinuité sur le profil de plage entraînant la formation d'un escarpement selon la différence de compaction entre ces deux zones.

La présence d'ouvrages transversaux, tels que des épis et des jetées, ou des caps compartimente le littoral et provoque une perturbation longshore. La réflexion des vagues incidentes contre les structures transversales augmente localement la hauteur des vagues et leur angle d'incidence à la côte, favorisent ainsi les phénomènes de *grazing swash* induisant la formation d'escarpements (Sherman et Nordstrom, 1985). Ces structures transversales perturbent également la topographie longitudinale de la plage et l'évolution longshore au niveau des escarpements (Nishi et al., 1994).

1.2.2 Evolution des escarpements dunaires et de haut de plage

Outre le fait que la formation d'un escarpement de haut de plage dans la berme répond à des mécanismes particuliers et que sa granulométrie est celle d'une plage, son érosion est similaire à celle d'un front de dune avec un recul de l'escarpement vers l'intérieur des terres (Carter et Stone, 1989 ; Nishi et al., 1994 ; Kobayashi et al., 2009). Les escarpements de berme de haut de plage étant rarement étudiés dans la littérature, il est possible de faire une analogie entre l'évolution érosive de ces derniers et celle d'un escarpement de dune soumis à

des forçages de tempête dont les études sont plus répandues. Il conviendra de tirer les limitations de cette analogie ultérieurement.

- ***Dynamique de l'érosion dunaire***

Trois mécanismes d'érosion pour les dunes sableuses, dont certains sous forme d'escarpement, ont été mis en avant (Carter, 1988 ; Sunamura, 1992 ; Nishi et Kraus, 1996) :

- l'érosion par séparation en couches : elle se produit lorsque la face escarpée de la dune présente un angle très abrupt et se trouve soumise à l'impact des vagues. Après un certain nombre d'impacts, une faille verticale se crée (présence de lignes de tensions en surface), puis la couche séparée par la faille peut se déliter selon plusieurs morceaux de couches horizontales et verticales, puis s'effondrer ou basculer entièrement, déposant un volume de sédiments assez conséquent en pied d'escarpement (Figure 1.18a-b) ;
- l'érosion par création d'encoche et affaissement : elle se produit lorsque le sédiment de la dune est très compacté, parfois accentué en partie sommitale par la présence de végétation, et que le swash impacte de manière répétée le pied d'escarpement, créant ainsi une encoche d'érosion sur celui-ci. Lorsque l'encoche atteint une certaine profondeur horizontale, un morceau de l'escarpement s'affaisse sous son propre poids par la perte de résistance en pied (Figure 1.18c) ;
- l'érosion par glissement et écoulement : elle se produit dans le cas où le sédiment de la dune n'est pas suffisamment compacté et lorsque sa pente est proche de l'angle de repos des sédiments. De faibles impacts de vague en pied, une forte pluie ou le vent peuvent suffire à créer un glissement des sédiments présents sur la pente de la dune (Figure 1.18d). Ce mécanisme ne permet pas de très volumineux reculs de dune, cependant il peut contribuer à la diminution de sa pente.

Ces mécanismes d'érosion de front de dune peuvent être actifs seuls ou en combinaison favorisant leur recul. Ils s'observent également sur les escarpements de haut de plage (Figure 1.19).

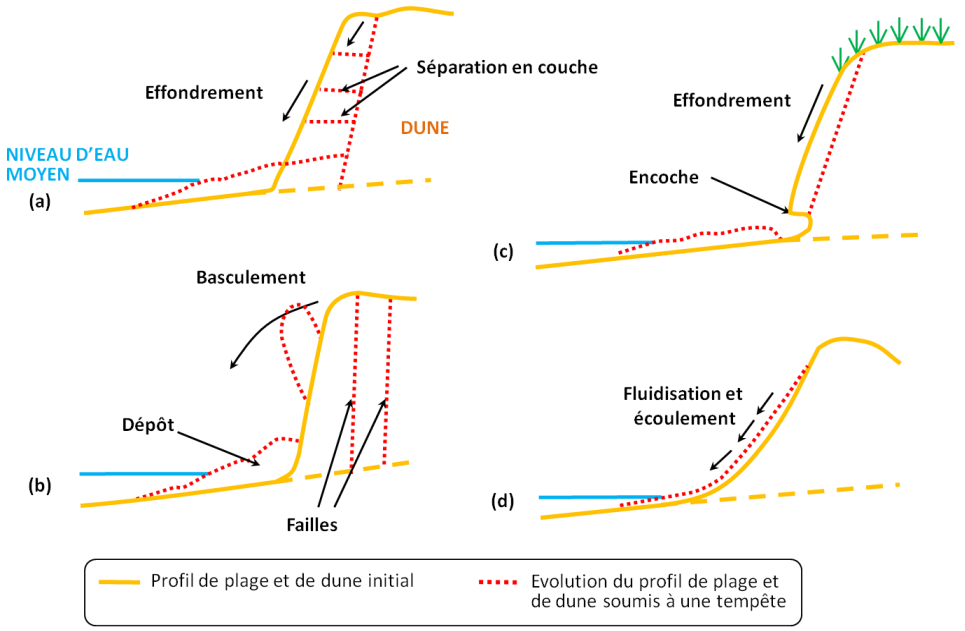

Figure 1.18 – Mécanismes d'érosion dunaire sous l'influence de processus hydrodynamiques cross-shores (d'après Carter, 1988, Sunamura, 1992 et Nishi et Kraus, 1996, modifié).

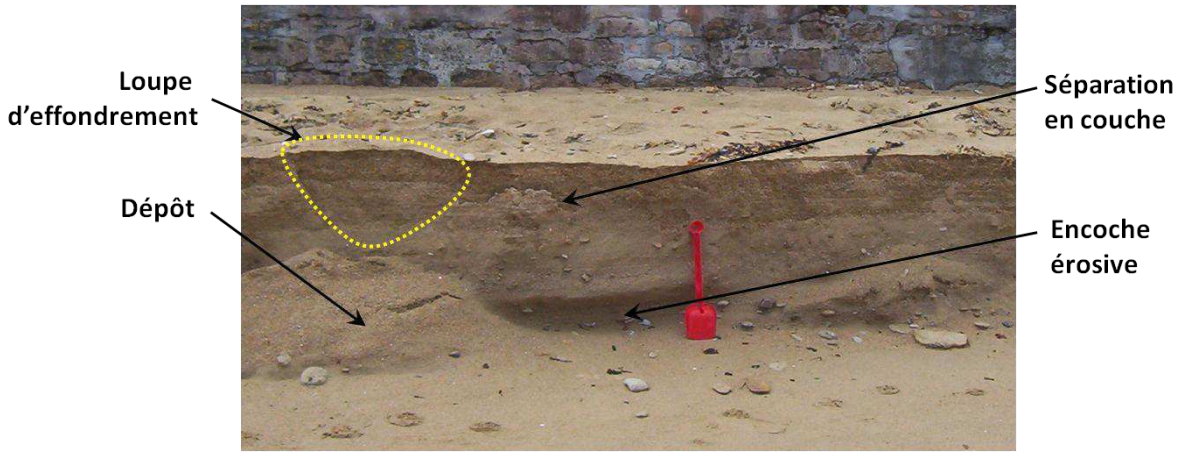

Figure 1.19 – Morphologies d'érosion dunaire sur un escarpement de haut de plage observé sur la plage de Luc-sur-Mer.

Du fait d'une hauteur souvent moins importante de la berme par rapport à une dune en érosion, l'escarpement créé dans celle-ci évolue beaucoup plus rapidement. Les volumes érodés et déposés en pied d'escarpement moins conséquents pour la berme sont rapidement repris par le swash et emportés vers le large. Ils n'atténuent donc plus l'énergie du swash et laissent place à une nouvelle séquence d'érosion de l'escarpement tant que le niveau de l'eau permet au swash de l'atteindre.

La hauteur de l'escarpement va dépendre de la hauteur de la berme et de sa morphologie. En règle générale, la pente douce du toit de la berme et le profil concave des plages fait que la hauteur de l'escarpement n'augmente pas au fur et à mesure de son recul, mais a plutôt tendance à diminuer (Sherman et Nordstrom, 1985) (Figure 1.15c).

Le recul des escarpements dunaires est fortement influencé par le niveau de l'eau qui en période de vive-eau ou de surcote importante lors des tempêtes, atteint plus facilement le pied de la dune et permet au swash d'agir sur celui-ci et de l'éroder (Vellinga, 1986 ; Ruggiero et al., 1996 ; Van Rijn, 2009). Par analogie, le niveau d'eau doit être également un paramètre majeur de la migration d'un escarpement créé dans la berme de haut de plage puisqu'il va déplacer les différentes zones hydrodynamiques le long du profil de plage, notamment dans les environnements macrotidaux où l'écart de position entre les pleines mers de morte-eau et les pleines mers de vive-eau est important. Un escarpement peut, selon les conditions d'agitation hydrodynamique associées, être érodé de façon continue, marée après marée et/ou être détruit en période de revif, ou être laissé en l'état en période de déchet.

Au cours d'une érosion de dune, le pied d'escarpement recule. Palmsten et Holman (2012) émettent deux hypothèses quant à l'évolution de celui-ci :

- une érosion avec un niveau altimétrique de pied qui reste stable ;
- une érosion avec un recul combiné à une remontée de l'altitude du pied d'escarpement, modélisé de la façon suivante :

$$\boldsymbol{Z_b(t) = \beta(t)x(t) + Z_b(0)} \qquad \textbf{(1.10)}$$

avec $Z_b(0)$ et $Z_b(t)$ les altitudes initiales et à l'instant t du pied d'escarpement, x(t) la distance du pied d'escarpement par rapport au point initial à l'instant t, et β(t) la pente de la plage à l'instant t.

Larson et al. (2004a) considèrent que le pied d'escarpement recule selon un angle similaire à celui de la plage à l'état initial, alors que Palmsten et Holman (2012) obtiennent un rapport de 0,54 entre l'angle de recul du pied d'escarpement et la pente initiale de la plage.

Par ailleurs, l'étude en canal de van Gent et al. (2008) et l'étude numérique de van Rijn (2009) mettent en avant que pour des périodes de vagues importantes, le volume érodé de la dune et le recul de l'escarpement de dune augmentent, tandis que la pente au niveau de l'estran s'adoucit.

Les études concernant l'influence de l'angle d'incidence des vagues sur une évolution longshore de l'érosion de la dune dans des conditions de tempêtes sont peu nombreuses (van Thiel de Vries et al., 2010). Cependant, van Rijn (2009) et van Thiel de Vries et al. (2010) ont utilisé un modèle numérique afin d'évaluer l'influence de l'incidence de la houle sur l'érosion d'une dune. Les résultats sont variés. Les premiers montrent qu'un angle d'incidence de 12° réduit les basses fréquences issues des groupements de vagues de courtes périodes et par conséquent le volume érodé de la dune (van Thiel de Vries et al., 2010). Les seconds montrent

que la surface de dune érodée augmente pour un angle d'incidence de vagues compris entre 0 et 10° et reste constant pour un angle supérieur à 10° (van Rijn, 2009).
Période des vagues, mais aussi incidence sont des facteurs qui affectent les volumes de dune érodés. Il conviendra de voir dans quelle mesure ils peuvent affecter l'évolution des escarpements de plage.

- ***Modélisation de l'évolution d'un escarpement***

De nombreuses expérimentations, simulant l'érosion de la partie haute des plages et des dunes lors de tempêtes, étudient le jet de rive, moteur principal de l'érosion du massif sableux, et également ses impacts dans le cas des dunes. Celles-ci sont réalisées pour la plupart par des simulations en canal à houle à des échelles plus ou moins importantes (Overton et al., 1988 ; Dette et al., 2002 ; Erikson et al., 2007 ; Roberts et al., 2007, 2010 ; van Gent et al., 2008 ; van Thiel de Vries et al., 2007, 2008 ; Palmsten et Holman, 2012), et par des simulations numériques (Overton et Fisher, 1988 ; Nishi et al., 1994 ; Newe et Dette, 1995 ; Larson et al., 2004a-b ; van Thiel de Vries et al., 2007, 2008 ; Kobayashi et al., 2009). Dans les expériences en canal, la hauteur des escarpements est souvent très proche de celle d'un escarpement de haut de plage (0,5 à 1,5 m).
L'avantage de ce type d'expérimentation est le contrôle total des paramètres considérés (hydrodynamique, sédimentaire, morphologique), la répétitivité et la relative facilité de mise en place des équipements de mesure. Les simulations en canal présentent cependant l'inconvénient de ne fonctionner qu'en deux dimensions selon un axe cross-shore, contrairement aux expérimentations *in-situ*, et peuvent présenter des problèmes de similitude, notamment en ce qui concerne les caractéristiques géotechniques des matériaux.

Un faible nombre d'expérimentations *in-situ* d'érosion de massifs sableux artificiels en condition de tempête avec la présence d'un escarpement ont été effectuées afin de tenter d'apprécier le volume de sédiment érodé en fonction des impacts du swash.
Durant l'expérimention de la campagne SUPERDUCK (1986), à Duck en Caroline du Nord aux Etats-Unis, Fisher et al. (1986) ont simulé l'érosion d'un front de dune aussi haut qu'un escarpement de plage en apportant un massif sableux de 1,3 m de côté pour 1 m de hauteur (Figure 1.20). Les résultats obtenus montrent que les volumes sédimentaires érodés ne dépendent pas de la force propre de chaque impact de jet de rive, contrairement aux travaux en canal de Young (1986), mais de l'ensemble des forces d'impact sur une période de plusieurs dizaines de minutes aboutissant à une linéarisation des résultats.

Lors de leurs expérimentations à Hasaki Beach au Japon, Kubota et al. (1997) ont mis en place une berme artificielle de dimension conséquente (20 m de large, 30 m de long et environ 1 m de hauteur ; Figure 1.21), similaire à celle observée en nature afin de déterminer le taux de transport sédimentaire sur la berme sous l'action du swash. Durant un cycle expérimental, le massif sableux a été façonné avec une pente un peu plus élevée, entrainant une érosion importante et la formation d'un escarpement d'une cinquantaine de centimètres. Les mesures ont montré qu'avec la présence de l'escarpement, le taux de transport sédimentaire était plus important que pour un profil linéaire.

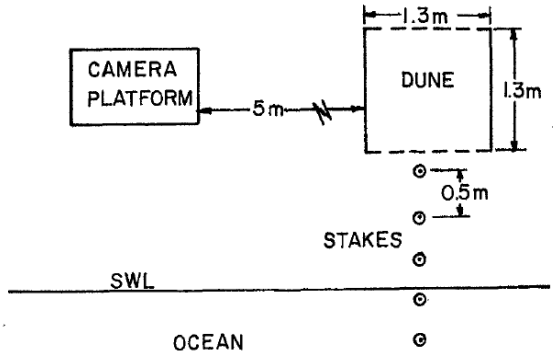

Figure 1.20 – Schéma du montage expérimental de Fisher et al. (1986) à Duck, Caroline du Nord.

Figure 1.21 – Massif sableux artificiel sur la plage d'Hasaki au Japon (d'après Larson et al., 2004b).

Ces données de terrain, très rares, ou de laboratoire ont été utilisées pour calibrer des modèles numériques d'érosion de dune dont la plupart sont basés sur la théorie des impacts de vagues. Elle relie linéairement le poids du volume de sédiment érodé ΔW, à la force des bores F impactant la dune (Fisher et al., 1986 ; Overton et al., 1988 ; Nishi et Kraus, 1996), de la façon suivante :

$$\boldsymbol{\Delta W = C_E F} \qquad \textbf{(1.11)}$$

avec C_E un coefficient empirique, F la force d'impact du swash sur l'escarpement et ΔW le poids du volume ΔV érodé de l'escarpement. Le poids ΔW est défini par :

$$\boldsymbol{\Delta W = \Delta V \rho_S (1 - p) g} \qquad \textbf{(1.12)}$$

avec ρ_s la densité du sédiment, p la porosité du sédiment et g l'accélération due à la gravité. La force d'impact F est dérivée à partir de l'hypothèse de la modification du moment d'un *bore* se propageant vers le haut de plage et impactant l'escarpement (Cross, 1967), selon l'équation suivante :

$$\boldsymbol{F = \rho u_{in}^2 h_{in}} \qquad \textbf{(1.13)}$$

avec ρ la densité de l'eau, h_{in} la hauteur du *bore* et u_{in} la vitesse du *bore* incident estimée par :

$$\boldsymbol{u_{in} = C_u\sqrt{g h_{in}}} \qquad \textbf{(1.14)}$$

avec C_u un coefficient empirique fonction de la résistance au frottement compris entre 1 et 2 (Cross, 1967 ; Miller 1968).

Larson et al. (2004a) proposent une formule de calcul du volume érodé différente et simplifiée, contournant le calcul de la force d'impact sur l'escarpement, par l'utilisation du runup modulé par un nombre d'impact. Cela permet d'obtenir une formule nécessitant moins de paramètres empiriques que dans les précédentes formulations :

$$\boldsymbol{\Delta V = 4\, C_s (R - z_b)^2 \frac{t}{Tp}} \qquad \textbf{(1.15)}$$

avec C_s un coefficient empirique, t le temps d'observation, T_p la période de pic des vagues, z_b l'altitude du pied d'escarpement et R le niveau du runup défini par l'équation (1.4. Le rapport $\frac{t}{T_p}$ représentant le nombre de vagues est utilisé afin d'estimer le nombre d'impacts sur l'escarpement. Cependant, cette formule ne prend pas en compte les variations temporelles de niveau d'eau et de runup, notamment lorsque la côte étudiée est soumise à la marée.

Larson et al. (2004a) ont donc étendu cette formulation avec un modèle de variation du niveau d'eau et de la hauteur du runup aboutissant à la formule suivante :

$$\boldsymbol{\Delta V = 8\frac{C_s}{T_p}\left(\frac{R_T^2}{2n+1}\left(\frac{T_s}{2} - \left(\frac{2t_L}{T_s}\right)^{2n} t_L\right) - 2\frac{R_T z_D}{n+1}\left(\frac{T_s}{2} - \left(\frac{2t_L}{T_s}\right)^{n} t_L\right) + z_D^2\left(\frac{T_S}{2} - t_L\right)\right)} \qquad \textbf{(1.16)}$$

avec t_L le temps à partir duquel les premiers impacts commencent, T_s la durée de la période de modélisation, $R_T = R_a + z_a$, avec R_a et z_a les amplitudes de variation respectives du runup et du niveau d'eau sur la période de modélisation, $z_D = z_i + R_i$, avec z_i et R_i les hauteurs initiales respectives du pied d'escarpement et du runup. Le coefficient n est une puissance empirique déterminant la forme de la courbe d'évolution du niveau d'eau :

- n<1, le niveau d'eau évolue selon une courbe concave ;

- n=1, le niveau d'eau évolue de façon linéaire
- n>1, le niveau d'eau évolue selon une courbe convexe.

Palmsten et Holman (2012) reprennent la formule de Larson et al. (2004a) en modifiant le paramètre de nombre de collisions. Ils y intègrent une formule permettant d'estimer le nombre d'impacts ou de collisions sur un escarpement, *Nc*, en modulant le nombre de vagues par une probabilité, *P*, de distribution Gaussienne du runup par rapport au pied de l'escarpement.

Celle-ci s'exprime de la façon suivante :

$$\boldsymbol{N_c = [P(z_R + z_{SWL} > z_b)]\frac{t}{T_p}} \qquad \textbf{(1.17)}$$

avec z_R le niveau de runup composé du swash et du setup, z_{SWL} le niveaux d'eau et z_b le niveau du pied d'escarpement reculant le long de la pente initiale de la plage, β_0. Les résultats obtenus par Palmsten et Holman (2012) pour calculer les volumes dunaires érodés en intégrant cette formule sont meilleurs qu'en utilisant le nombre de vagues seul mais sous-estiment tout de même les valeurs observées en canal. Cette formule de calcul se basant sur une probabilité du runup n'est pas adaptée pour représenter le nombre de collisions quelque soit le type de plage (dissipative, intermédiaire ou réflective) sur un escarpement car elle n'intègre pas les phénomènes d'atténuation en zone de surf propres à chaque plage.

CHAPITRE 2

DISPOSITIF EXPERIMENTAL : MATERIELS, METHODES ET TRAITEMENTS

Chapitre 2

Dispositif expérimental : matériels, méthodes et traitements

Ce chapitre présente les caractéristiques du site d'étude, ainsi que le dispositif expérimental, à savoir la berme artificielle et son escarpement mis en place sur la plage de Luc-sur-Mer, l'instrumentation déployée lors des deux campagnes de mesures afin d'étudier l'évolution de l'escarpement, ainsi que les méthodes et techniques appliquées lors du traitement des données.

Les mesures ont été acquises dans des conditions d'agitation tempétueuse, conditions les plus favorables à une érosion de l'escarpement, à un pas de temps évènementiel durant une ou plusieurs marées. Elles concernent l'hydrodynamisme (marée, courants et agitation), la topographie et un suivi vidéo pour l'étude des interactions escarpement/swash. Ces trois types de mesures ont été réalisés en phase afin de pouvoir corréler les forçages majeurs et l'évolution du système côtier étudié.

2.1 Caractéristiques du site d'étude

La plage de Luc-sur-Mer (Calvados) est située dans la partie sud de la Baie de Seine bordée par la Manche (Figure 2.1). La côte a une orientation générale WNW / ESE (124° Nord). Elle est soumise à un régime de marée macrotidal (amplitude de marée supérieure à 8 m en marée de vive-eau exceptionnelle) de type semi-diurne. Une série d'épis maçonnés transversaux sont présents le long de la partie haute de plage (Figure 2.2). Ils mesurent environ 80 m de longueur et leur cote d'arase se situe en moyenne à environ 50 à 70 cm au dessus du sol, excepté en haut de plage où le sable arrive quasiment au sommet de l'épi.

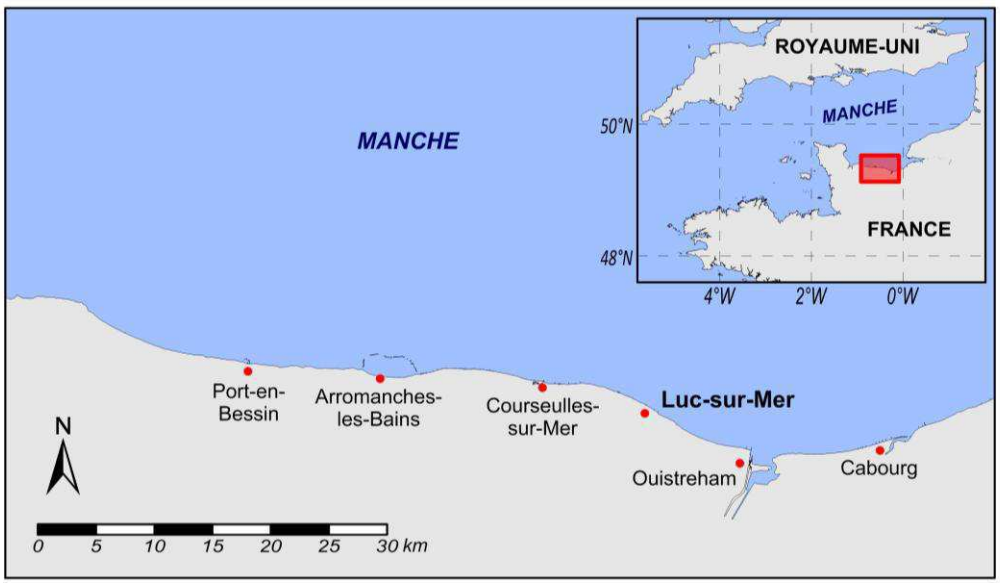

Figure 2.1 – Carte de localisation du site d'étude.

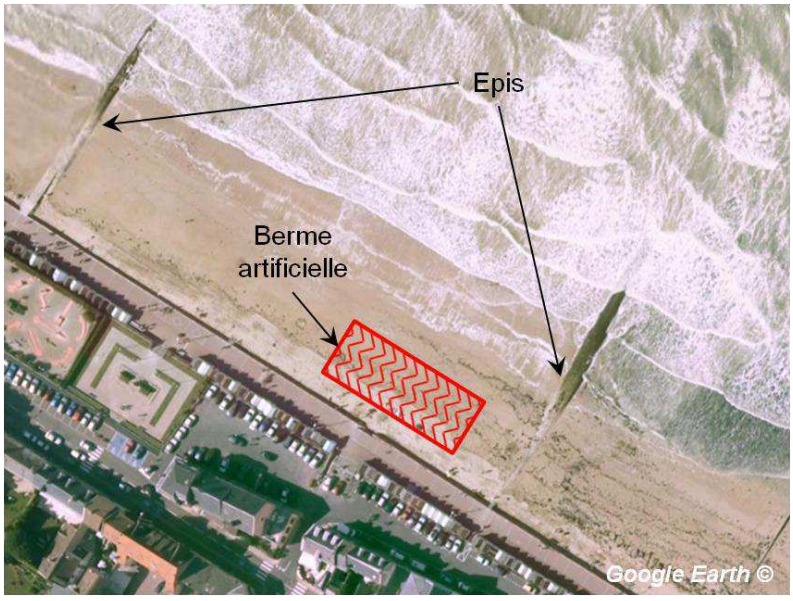

Figure 2.2 – Vue aérienne de localisation du massif sableux et des épis sur la plage de Luc-sur-Mer.

Des mesures continues réalisées sur le bas estran, à 370 m au droit de la zone d'étude et à une profondeur de -2,6 m IGN69 (Figure 2.5) du 22/03/07 au 02/10/12, ont permis d'établir des statistiques historiques sur l'hydrodynamique devant la zone étudiée. La courbe de marée présente une asymétrie pour les coefficients supérieurs à 70 se traduisant par une durée plus courte du flot (environ 3 h) que du jusant (environ 7 h) et une étale de pleine mer relativement longue de 2 h (Figure 2.3a). Les courants de marée au large de Luc-sur-Mer sont alternatifs et parallèles à la côte. Leur direction dominante est orientée vers le NW au moment du jusant avec des vitesses moyennes à 60 cm au dessus du fond pouvant varier de 0,15 à 0,3 $m.s^{-1}$ pour des marnages dont les coefficients sont compris entre 40 et 100, et jusqu'à 0,45 $m.s^{-1}$ lors de

grandes vives eaux (Figure 2.3b). Le littoral de la Baie de Seine étant protégé des houles majeures de l'Atlantique à l'abri de la pointe du Cotentin, celui-ci est donc principalement soumis à une « mer de vent » générée par les vents soufflant localement sur la Baie de Seine (Larsonneur et al., 1982). L'agitation induite par les vents locaux est principalement de secteurs NW à NE avec une période de 3 à 7 secondes (Monfort et al., 2000) (Figure 2.4).

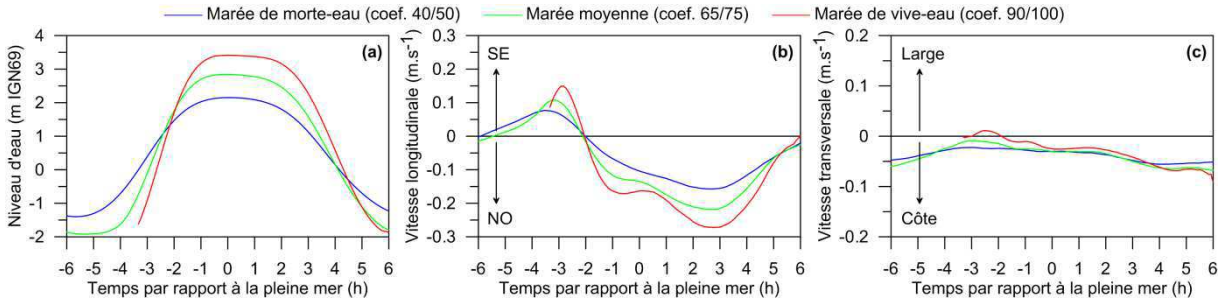

Figure 2.3 – Mesures moyennes de hauteur d'eau (a), vitesse de courant longitudinale (b) et transversale (c) sur le bas estran de la zone d'étude pour différents coefficients de marée entre le 22/03/07 et le 02/10/12.

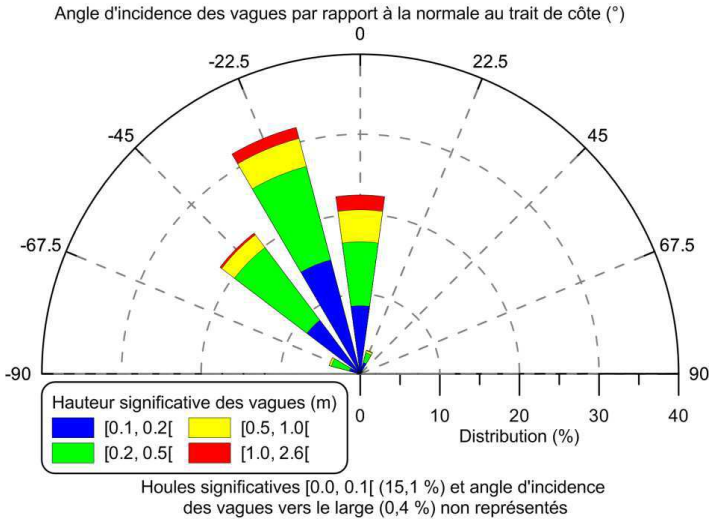

Figure 2.4 – Mesures d'agitation sur le bas estran de la zone d'étude entre le 22/03/07 et le 02/10/12.

D'après la classification de Masselink et Short (1993), cette plage est classée dans la catégorie des *low tide terrace* avec un RTR de 11. Son profil moyen se décompose comme suit (Figure 2.5) :

- La haute plage, délimitée par un ouvrage longitudinal en partie supérieure, possède une pente moyenne de 8 %. Elle est composée de sables grossiers ($D_{50,\ haut}$ = 0,622 mm). La nappe phréatique s'écoule sur l'estran à marée basse à sa limite inférieure ;
- La moyenne plage avec une pente moyenne d'environ 3 %, est composée de sédiments fins ($D_{50,\ moy}$ = 0,217 mm). Un système barre/bâche s'étend de sa limite supérieure sur

environ 20 à 30 m vers le large (Figure 2.6). Elle est composée de sables très grossiers coquilliers, contenant quelques graviers ($D_{50,\ bâche}$ = 1,321 mm) ;

- La basse plage est constituée d'un platier calcaire surmonté de quelques placages de sables et s'étend jusqu'au niveau des basses mers de vives-eaux.

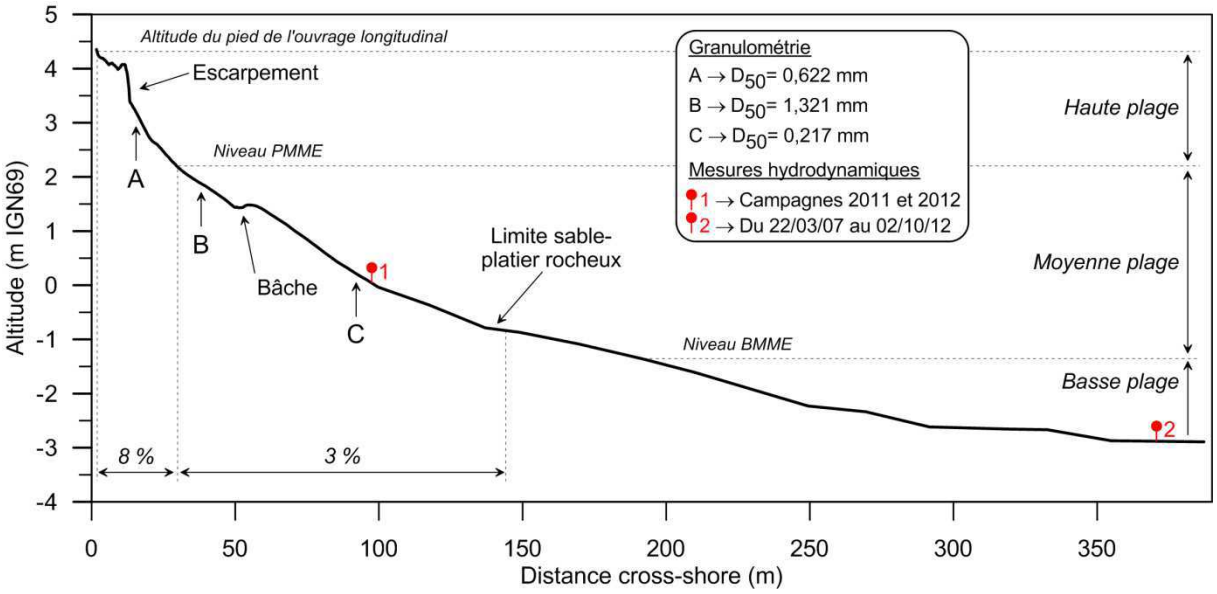

Figure 2.5 – Profil de plage cross-shore avec un escarpement et la position des mesures granulométriques et des appareils de mesures hydrodynamiques.

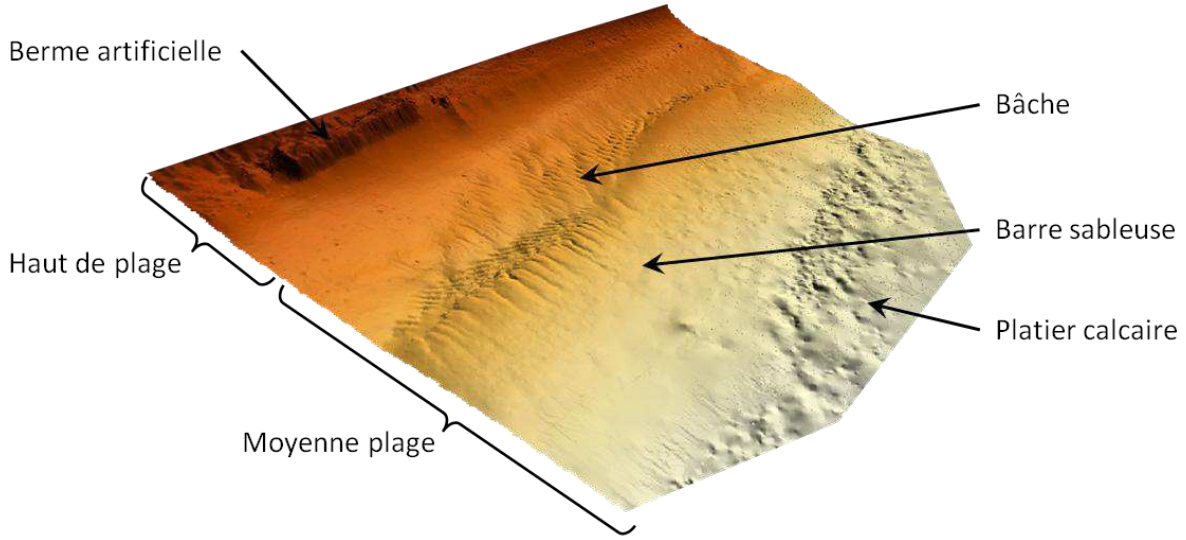

Figure 2.6 – Vue 3D du système barre/bâche de la zone d'étude sur la plage de Luc-sur-Mer.

2.2 Expérimentations de terrain

2.2.1 Construction de la berme artificielle

Les expérimentations menées *in-situ* durant plusieurs jours sur la plage de Luc-sur-Mer se sont déroulées du 1 au 4 mars 2011 pour la première expérimentation et du 6 au 9 mars 2012 pour la seconde. Les conditions nécessaires à l'érosion de la berme de haut de plage sont principalement : un niveau d'eau de pleine mer permettant d'atteindre la berme et une tempête générant des conditions d'agitation suffisantes pour éroder l'escarpement.
A l'état naturel sur la plage de Luc-sur-Mer, le pied de berme est atteint uniquement par les marées de vive-eau (coefficient supérieur à 95) dont la fréquence de retour est faible (moins d'une fois par mois). La pointe du Cotentin atténuant fortement le passage des houles océaniques de l'Atlantique vers la Manche orientale, l'érosion du pied de berme n'est possible qu'en présence d'une « mer de vent », agitation générée localement par des vents forts orientés NW à NE.

Dans le but d'augmenter les créneaux potentiels d'expérimentation dans des conditions optimales, avec notamment des niveaux d'eau et d'agitation suffisants), il a été décidé de reconstituer une berme artificielle, afin que celle-ci puisse être atteinte par des coefficients de marée plus faibles (environ 75-80) et dont la période de retour est plus fréquente de façon à suivre les processus d'érosion.
La mise en place du matériel de mesure et le façonnage de la berme artificielle à l'aide d'un tractopelle (Figure 2.7a) ont été réalisés lors de périodes de faibles coefficients de marée, juste avant le revif afin que le massif sableux ne puisse être atteint par l'eau avant le début de l'expérimentation, et lorsque les conditions météorologiques annonçaient des vents permettant la genèse d'une agitation suffisante.

La berme artificielle reconstituée sur la plage de Luc-sur-Mer s'étend environ sur une longueur de 35 à 40 m, avec une hauteur de 1 m et s'avance d'une dizaine de mètres vers la mer (Figure 2.7c-d). Elle est façonnée avec du sédiment déplacé sur le site d'étude afin que sa granulométrie soit cohérente avec une berme naturelle. Le côté de la berme exposé à la mer présente un angle important de l'ordre de 50-60° afin de simuler la présence d'un escarpement et d'engager le processus d'érosion de celui-ci lorsque le niveau de l'eau devient assez élevé

pour que le jet de rive atteigne le pied de l'escarpement. Comme Overton et al. (1994) et Nishi et Kraus (1996) le soulignent dans leurs études, la compaction (par vibration, rouleau ou charge lourde) et la consolidation (par arrosage) du massif sableux a une importance sur son érosion ultérieure. Le massif sableux ne s'érodera pas de la même manière (volumes des séquences érodées, pente de l'escarpement, vitesse de recul) en fonction du degré de compaction, même si le volume total érodé est sensiblement le même. L'ensemble du massif sableux de Luc-sur-Mer a donc été compacté par les vibrations et les passages répétés du tractopelle (charge lourde vibrante), puis la partie supérieure de la berme a été lissée à l'aide d'un « râteau » trainé derrière un quad (Figure 2.7b).

Pour des raisons pratiques et économiques, il n'a pas été possible d'arroser le massif sableux lors de sa mise en place. Cependant, celui-ci s'est naturellement compacté durant la période de 5 jours avant que l'expérimentation ne débute. Une humidification naturelle s'est également produite par la remonté capillaire de l'eau de la nappe phréatique dans la base du massif sableux et par la pluie en surface.

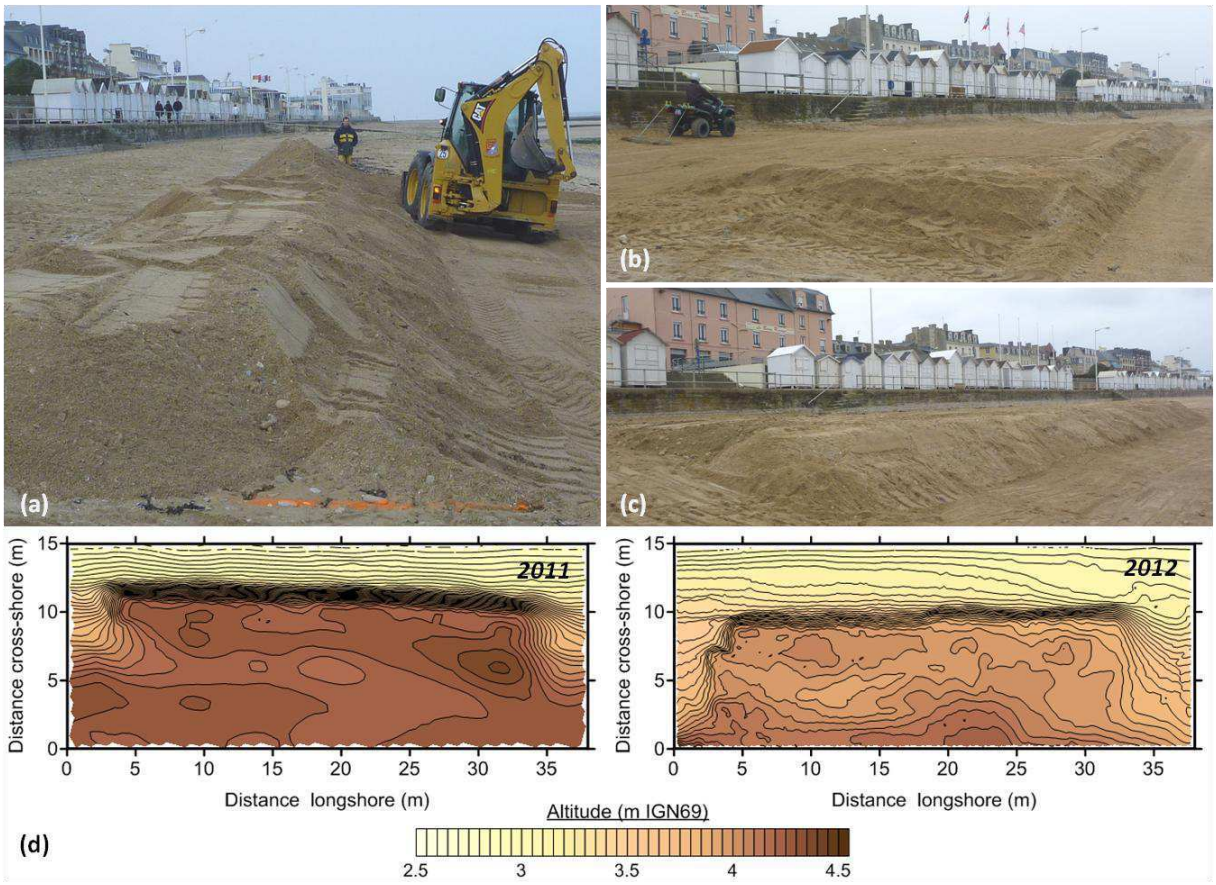

Figure 2.7 – Construction de la berme artificielle au tractopelle (a) ; régalage du sable sur le dessus du massif sableux (b) ; berme artificielle avec son amorce d'escarpement terminée (c) et topographie initiale des bermes artificielles des campagnes de 2011 et 2012 (d).

2.2.2 Hydrodynamique

- ***Equipement de mesure***

Les mesures hydrodynamiques sur le site d'étude ont été réalisées à l'aide d'un courantomètre/houlographe électromagnétique S4DW (*InterOcean*) (Figure 2.8a), placé en bas de plage hors de la zone des brisants à pleine mer. Cet appareil est muni d'un capteur de pression permettant de mesurer les variations du niveau d'eau ainsi que les caractéristiques de l'agitation (Hs, Tp, Tz…) (Figure 2.8b). Il mesure également la vitesse des courants à l'aide de quatre électrodes, réparties autour de l'appareil (Figure 2.8b), générant un champ électromagnétique dont la tension varie linéairement avec la vitesse de l'eau de mer circulant autour. Un compas interne permet d'obtenir la direction du courant et de l'agitation selon deux axes Nord et Est.

L'autonomie des batteries et la mémoire interne de l'appareil permettant de couvrir toute la durée de l'expérimentation, l'appareil a été programmé pour réaliser une acquisition continue de la pression et du courant à une fréquence de 2 Hz.

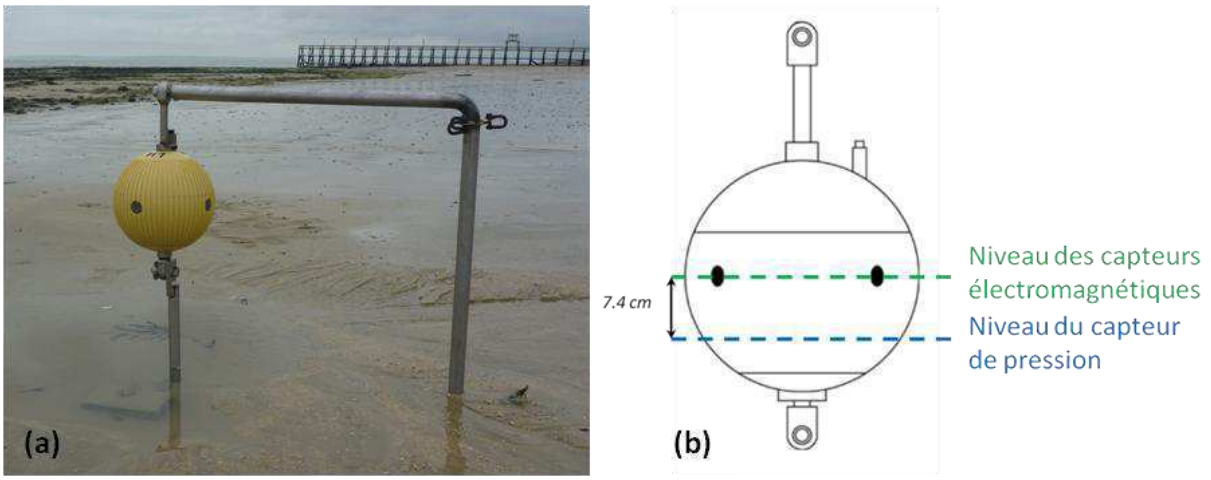

Figure 2.8 – Photographie (a) et schéma descriptif (b) du courantomètre/houlographe électromagnétique S4DW déployé sur la zone d'étude.

- ***Méthode de traitement des données***

Le set de données d'agitation acquis en continu par le S4DW est ensuite découpé en burst de 10 minutes toutes les 10 minutes à l'aide d'une macro Excel développée par Olivier Monfort du Centre de Recherche en Environnement Côtier (CREC). Chaque burst est traité à l'aide du logiciel *Wave 3.0* développé et fourni par le constructeur de l'appareil. Un *offset* fonction de la pression atmosphérique est extrait et une hauteur entre le fond et le capteur est

ajouté. Une fréquence de coupure est appliquée afin que l'analyse spectrale ne soit pas perturbée par les bruits électroniques induits par l'appareil. La fréquence de coupure haute est déterminée par la formule de Levoy (1994) de la façon suivante :

$$F_c < \frac{1}{\sqrt{(1.28 \times h)}} \qquad (2.1)$$

avec F_c la fréquence de coupure haute et h la hauteur d'eau au-dessus du capteur de pression. La fréquence de coupure haute, définie avec la hauteur maximale de niveau d'eau observée lors des expérimentations, est établie à 0.4 Hz. La fréquence de coupure basse est définie à 0.005 Hz afin que la bande spectrale prenne en compte les phénomènes d'ondes infragravitaires potentiels (fréquences comprises entre 0.005 et 0.05 Hz) (Ruessink, 1998).
Le logiciel effectue une analyse par transformée de Fourier des fluctuations de pressions enregistrées qui correspondent directement aux variations du niveau d'eau au-dessus du capteur. Il en résulte pour chaque burst des valeurs de hauteurs significatives H_s et maximales H_{max}, de période de pic T_p et période significative T_s, de niveau d'eau moyen η, et de direction de provenance des vagues θ. L'appareil étant géoréférencé dans le même système altimétrique que la topographie de l'estran, les valeurs de niveau d'eau peuvent être mises en relation avec les évolutions de la morphologie étudiée. Les analyses spectrales effectuées sont réalisées sur 10 minutes et moyennées afin d'obtenir un degré de liberté de 16 (spectre moyenné sur huit bandes spectrales consécutives), permettant d'obtenir des estimations spectrales stables associées à de bonnes résolutions aux faibles fréquences.

Les vitesses des courants moyens longitudinaux et transversaux induits par la marée, les vagues (résiduelle des courants orbitaux de vagues) et le vent, sont déterminées par extraction des vitesses orbitales de houle en moyennant les valeurs des mesures de vitesse cross-shore et longshore enregistrées par les capteurs électromagnétiques sur 3 minutes toutes les 10 minutes.

2.2.3 Topographie

Pour mesurer et quantifier l'évolution de la plage subissant le forçage hydrodynamique, un suivi topographique de la moyenne plage à la haute plage a été réalisé à chaque marée basse sur le site d'étude durant toute la durée des expérimentations. Des levés topographiques de l'escarpement du haut de plage en phase érosive ont également été réalisés à pleine mer lors de la seconde expérimentation.

➢ ***Equipements de mesure***

▪ **Le DGPS (Differential Global Positioning System)**

Lors de la première expérimentation, les mesures ont été réalisées à l'aide d'une station DGPS fixe et d'une station mobile reliée à la station fixe par un signal radio VHF. Les DGPS utilisés pour les deux stations sont des DGPS *Trimble 4400* (Figure 2.9b). La station mobile est montée sur une canne afin de mesurer des points particuliers, ou sur une remorque et tractée à pieds sur l'estran afin de réaliser des radiales topographiques cross-shore et longshore. Ces radiales sont régulièrement espacées tous les 5 m sur toute la zone d'étude. L'appareil mesure un point toutes les demi secondes, soit un point tous les 70 cm à 1 m environ le long de la radiale étant donné que l'opérateur déplace la remorque en marchant.
Durant le levé topographique, la station fixe, ou base, enregistre en continu sur un unique point géoréférencé les coordonnées (X, Y, Z) qui sont précisément connues. La différence entre les coordonnées calculées par les satellites et celles de ce point préalablement connu est envoyée en temps réel par signal radio à la station mobile afin de corriger les erreurs de positionnement propres aux satellites (mouvements des satellites, trajet du signal dans l'atmosphère…) lors de l'acquisition du levé, et ainsi augmenter le degré de précision des points acquis (Figure 2.9a).

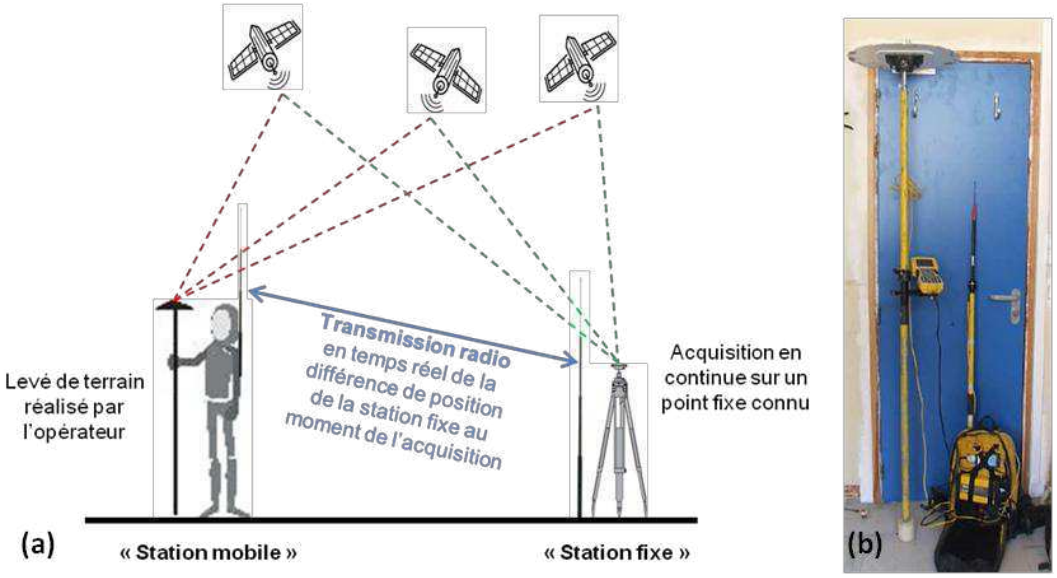

Figure 2.9 – Principe de fonctionnement du DGPS (a) et équipement mobile pour l'acquisition (b).

L'acquisition au DGPS est relativement longue selon l'étendue de la zone à mesurer. Elle permet cependant de réaliser un maillage de points régulier mais avec une densité faible et une caractérisation des variations du relief moins précise lorsque plusieurs levés successifs sont effectués.

- **Le scanner laser terrestre**

Lors de la deuxième expérimentation, les mesures ont été réalisées à l'aide d'un scanner laser terrestre et d'un DGPS pour le positionnement du scanner. L'équipement utilisé est un *Leica ScanStation C10*. Il réalise les mesures topographiques par un faisceau laser balayant une surface sur 360° horizontalement et 270° verticalement avec une portée allant de 1 m à 150-300 m selon le type de surface et l'angle d'incidence du rayon laser avec la surface mesurée. Pour une même zone de mesure, il permet un gain de temps très important et une précision accrue avec une densité de points mesurés beaucoup plus importante que pour un levé au DGPS sur plusieurs radiales. Ainsi, pour une même zone d'étude, environ 500 points ont été levés au DGPS et environ 200 000 points au scanner laser. Le scanner réalise les levés avec une résolution d'un point tous les 10 cm à 80 m de l'appareil dans le cas d'une surface plane verticale en face de l'appareil.

Le scanner est placé sur une structure en inox de 2 m de hauteur au centre de la zone d'étude, permettant de couvrir toute la surface étudiée en un balayage à 360° (Figure 2.10a). Cette zone est entourée de cibles blanches et noires géoréférencées au DGPS (Figure 2.10b-c), permettant de caler, lors du post-traitement, le nuage de points acquis par le scanner dans un système de coordonnées absolues, et de réaliser des comparatifs d'évolution topographique.

Figure 2.10 – Scanner laser terrestre Leica C10 sur la structure de mesure (a) et deux de ses cibles (b et c) déployés sur la zone d'étude pour le calage des mesures.

- ***Précision et erreurs de mesure***

  - **Le DGPS**

La résolution de cet appareil indiquée par le constructeur *Trimble* est de ± 1 cm en X et Y, et de ± 2 cm en Z par rapport au système de coordonnées utilisé. A ces valeurs, il convient de rajouter les incertitudes liées aux erreurs de bullage sur le mobile, et généralement lorsque le même repère est mesuré de façon répétitive, les écarts mesurés sont au maximum de l'ordre de ± 5 cm en altimétrie et toujours plus faibles en planimétrie.

  - **Le scanner laser terrestre**

Chaque nuage de points acquis par le scanner possède les cibles géoréférencées dans l'espace à l'aide du DGPS. Les incertitudes de positionnement géographique sont donc les mêmes que pour le DGPS. En revanche, lors d'une comparaison entre plusieurs nuages de points, ceux-ci sont calés entre eux par l'intermédiaire des mêmes cibles fixes. Les incertitudes issues de ces calages comparatifs sont celles de la précision de l'appareil et sont de l'ordre de ± 1 à 2 cm en XYZ.

Le scanner laser est un outil extrêmement pratique pour réaliser des levés topographiques en morphodynamique littorale. Sa grande précision et sa rapidité de mise en œuvre sur le terrain permettent d'obtenir des suivis d'évolution de plage d'une remarquable finesse et des comparatifs de volumes entre deux marées très précis. Cependant, cette méthode d'acquisition peut présenter des zones d'ombre car le faisceau laser n'atteint pas toujours le sol à cause d'un obstacle, laissant alors un « vide topographique ». Dans certains cas, l'ajout d'une deuxième station de mesure peut s'avérer nécessaire afin de compléter ces manques de données.

- ***Méthode de traitement des données***

  - **Le DGPS**

Les données acquises au DGPS étant corrigées en temps réel grâce à la transmission radio avec la base fixe, il n'est pas nécessaire de réaliser de corrections supplémentaires. Cependant, des relevés de points connus en planimétrie et altimétrie sont effectués afin de valider la précision des mesures. Les données sont donc exploitées directement à l'aide de logiciels permettant, par exemple, la création de Modèles Numériques de Terrain (MNT).

- **Le scanner laser terrestre**

Le scanner laser réalisant des acquisitions sur une zone s'étirant sur 360° en horizontal et 270° verticalement, le faisceau laser enregistre un point sur tout objet étant dans son champ et dans sa portée de mesure. Le nuage de points bruts qui est obtenu lors d'un levé (Figure 2.11) s'étend donc bien plus loin que la limite du périmètre d'étude (points enregistrés sur des bâtiments en arrière de la zone surveillée), et des éléments présents dans la zone d'étude peuvent être enregistrés (courantomètre en basse plage, système de mesure vidéo en haut de plage, promeneurs sur l'estran…). Ces éléments doivent donc être enlevés avec la création du MNT. Une longue étape de nettoyage pour chacun des nuages de points acquis est nécessaire afin de ne garder que les points topographiques du sol utiles à la problématique traitée. Le logiciel *Cyclone*, développé par le constructeur *Leica Geosystem*, est utilisé pour nettoyer les nuages de points. Un filtre automatique peut être utilisé, mais celui-ci peut s'avérer limité pour certains éléments à supprimer du nuage de points. Dans ce cas, le nettoyage se fait manuellement via une projection des points en 3D dans *Cyclone*.

Figure 2.11 – Nuage de points brut issu d'un levé topographique effectué au scanner laser terrestre. L'échelle de couleur est fonction de l'intensité de retour du signal laser.

- **Interpolation**

Les données acquises au DGPS et au scanner laser sont modélisées sous forme de MNT (Modèles Numériques de Terrain). Ils sont réalisés sous le logiciel *Surfer 9* (*Golden Software*) en utilisant une interpolation par krigeage (Figure 2.12a-b). Cette méthode d'interpolation spatiale est considérée comme la plus représentative d'un point de vue statistique pour un semis de points bruts relativement homogènes spatialement (Gratton, 2002).

Des profils topographiques et des MNT comparatifs sont par la suite extraits de ces données modélisées afin de quantifier des mouvements sédimentaires au sein de la zone d'étude et leurs évolutions volumétriques dans le temps.

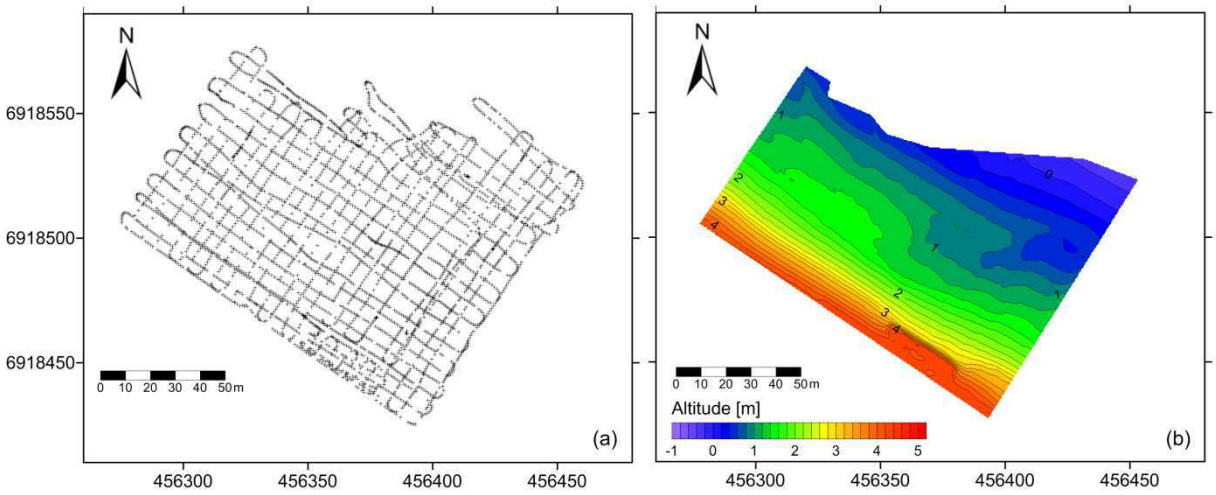

Figure 2.12 – Exemple de maillage de points acquis au DGPS sur plusieurs radiales (a), et MNT modélisé par krigeage à partir de ces données X, Y et Z (b).

2.2.4 Vidéo

- ***Appareil de mesure***

Développées depuis une trentaine d'années, notamment avec le système ARGUS, les techniques d'observation et d'échantillonnage des évolutions d'environnements côtiers (morphodynamique de plage, déferlement de vagues, dynamique de jet de rive…) par l'utilisation des systèmes d'observation vidéo sont de plus en plus utilisés dans les études littorales (Holman et al., 1993 ; Holman et Stanley, 2007).

Le système de mesure vidéo *KOSTA System* développé par le CASAGEC et AZTI-Tecnalia a été utilisé afin de réaliser des mesures vidéo du swash à pleine mer en face de l'escarpement. Ce système permet de transformer par géoréférencement et orthorectification une image oblique brute en une image métrique plane.

Le système se compose de 2 caméras fixées en haut d'un pylône haubané de 6 mètres installé sur l'estran à environ 4 mètres de l'escarpement. Un puissant projecteur fixé sur le pylône se déclenche à chaque séquence d'acquisition afin de réaliser également des mesures de nuit (Figure 2.13).

Les caméras sont reliées à une centrale d'acquisition qui stocke les données durant l'expérimentation. Des acquisitions d'images *timestack* sont réalisées par chaque caméra à une fréquence de 1,87 Hz en mode burst – la vitesse de transfert vers le PC recueillant les

données étant trop faible, il n'était pas possible de réaliser une acquisition continue. Lors de la première expérimentation des problèmes de connectique et de mémoire interne ont limité le nombre d'acquisitions. Pour celles réalisées, les bursts sont de 5 minutes toutes les 15 minutes. Lors de la seconde expérimentation, les problèmes ont été résolus et les bursts effectués sont de 20 minutes toutes les 30 minutes.

Figure 2.13 – Système de mesure vidéo déployé sur la zone d'étude.

- ***Méthode de traitement des données***

Le traitement des images nécessite le calcul de 2 types de paramètres : intrinsèques et extrinsèques.

- **Paramètres intrinsèques**

Les paramètres intrinsèques à la caméra permettent de corriger les distorsions des lentilles. Pour chaque couple caméra-lentille, les paramètres intrinsèques sont calculés en laboratoire à l'aide du logiciel de calibration fourni avec le système vidéo, via la prise de 9 photos avec le couple caméra-lentille sous différents angles, d'une cible rectangulaire à damier dont les dimensions exactes sont connues (Figure 2.14). L'ensemble des images est traité par un algorithme qui détecte automatiquement le centre des 140 carrés blancs contenus dans la cible. Un ajustement manuel des paramètres de couleur de l'image

peut être nécessaire. Dès lors que l'algorithme a détecté tous les carrés dans le bon ordre, une solution de paramètres intrinsèques pour le couple caméra-lentille peut être calculé et testé. Celle-ci est validée dès lors que l'erreur entre deux *vertex* (sommets de la cible à damier) est centimétrique et que l'erreur entre U et V (coordonnées de l'image) est inférieure à 0,4 pixels.

- **Paramètres extrinsèques**

Les paramètres extrinsèques à la caméra sont calculés à partir de la position de points d'amer référencés relevés sur le site à l'aide d'une cible montée sur un DGPS. Pour chaque couple caméra-lentille, une douzaine de points d'amer répartis de façon la plus homogène possible dans le champ d'observation de la caméra sont relevés. Les coordonnées géographiques de ces points sont associées aux coordonnées « image » via le logiciel de calibration, puis une solution géométrique est générée (Figure 2.15). Celle-ci est considérée comme précise lorsque les erreurs moyennes sur U et V, et X et Y sont respectivement inférieures à 1 pixel et 1 mètre, et que la position de la caméra est précise à la dizaine de centimètre – précisions données par le développeur.

L'association des solutions de paramètres intrinsèques et géométriques appliqués à toutes les images permet de générer des orthophotographies à partir des images enregistrées et de faire correspondre les coordonnées « 2D image » aux coordonnées « 2D monde » (vue planimétrique). Une série temporelle (*timeserie*) est créée à partir de l'extraction d'une bande de pixels sur toutes les images selon un même transect. La série temporelle est ensuite digitalisée afin d'extraire les données spatio-temporelles du swash (Figure 2.16).

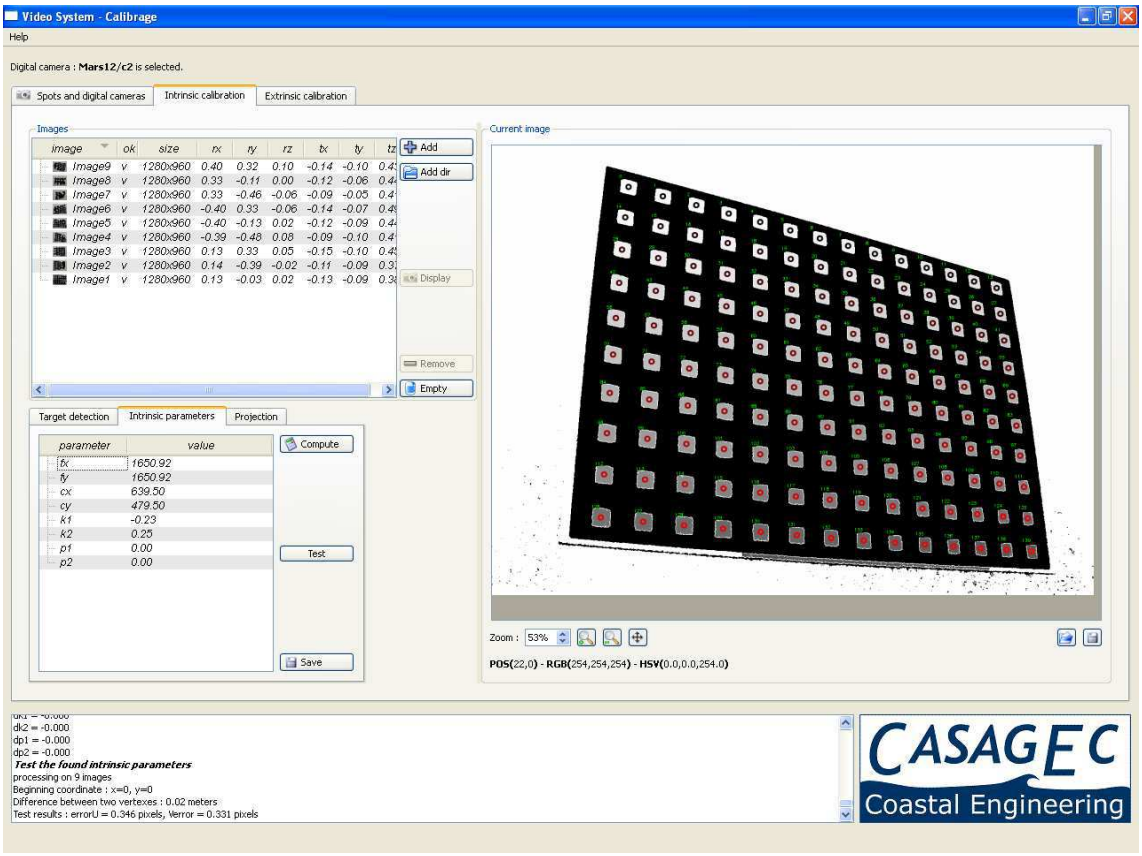

Figure 2.14 – Interface graphique du logiciel de calibration vidéo : fenêtre des paramètres intrinsèques.

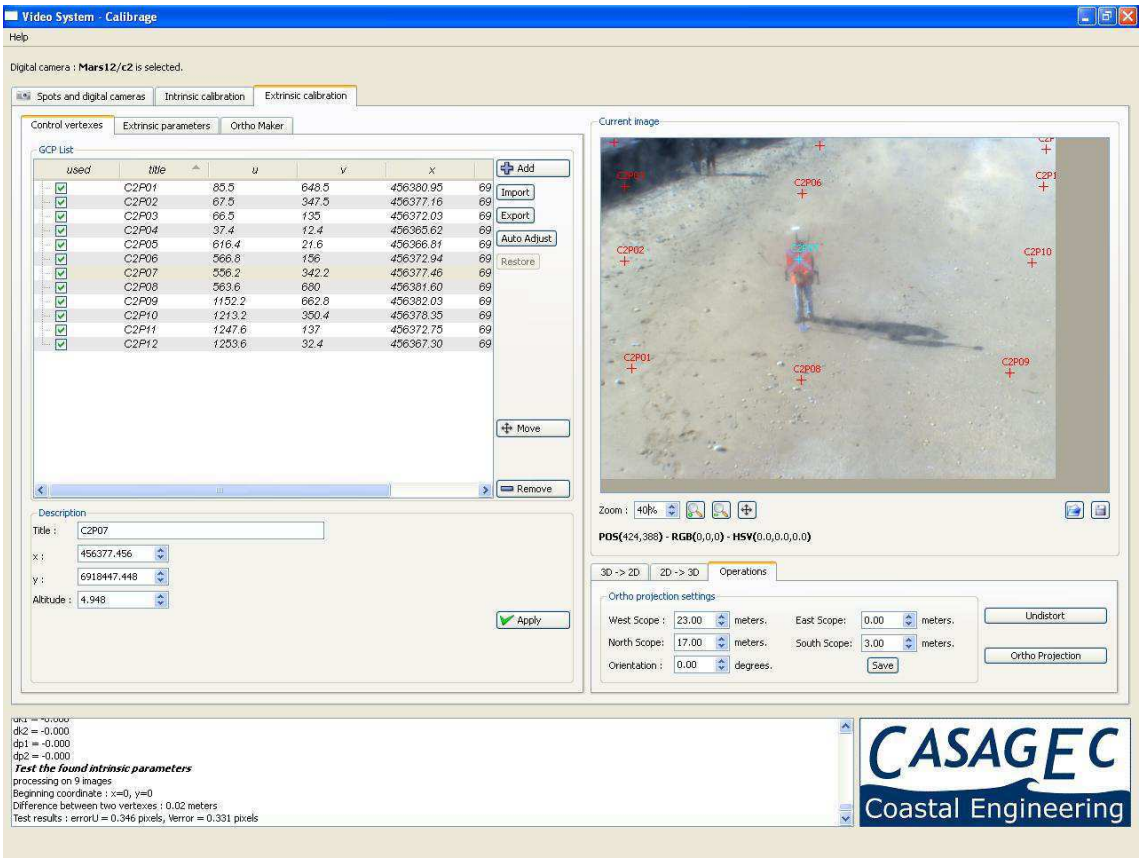

Figure 2.15 – Interface graphique du logiciel de calibration vidéo : fenêtre des paramètres extrinsèques.

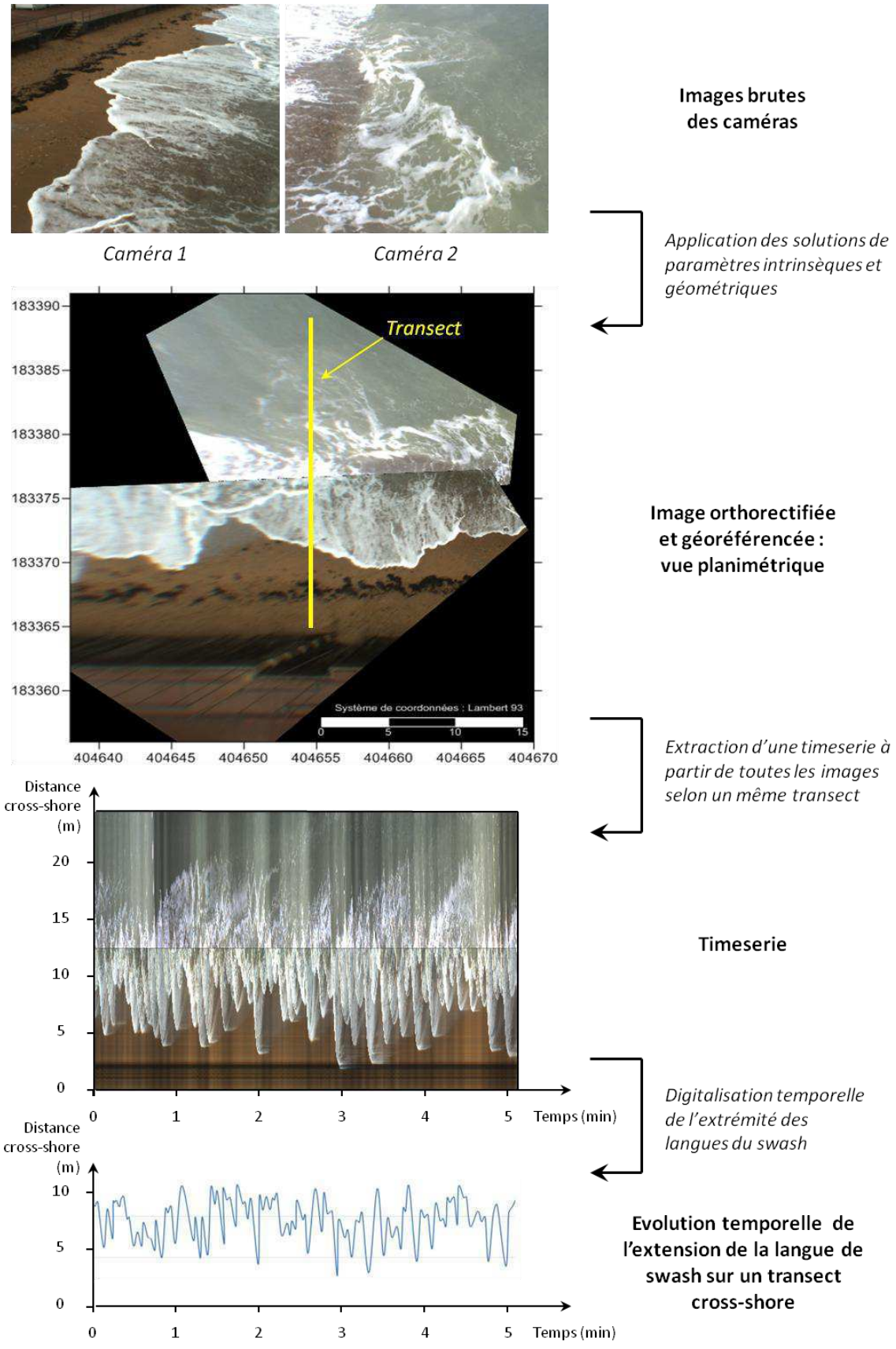

Figure 2.16 – Etapes du protocole de traitement d'image et d'extraction de données de swash.

- ***Résolution***

La résolution théorique des caméras est définie par la dimension au sol que représente un pixel de l'image obtenue par la caméra. Cette précision est utilisée comme erreur lors de la digitalisation des séries temporelles.

Cette résolution est approximée à partir des équations suivantes pour une surface plane (Rihouey et al., 2008):

$$dx \approx R(x,y)\left(\frac{H_{fov}}{N_{pix\,H}}\right) \qquad (2.2)$$

$$dy \approx \frac{R^2(x,y)}{H}\left(\frac{V_{fov}}{N_{pix\,V}}\right) \qquad (2.3)$$

avec *dx* et *dy* les dimensions respectives d'un pixel selon un axe longshore et cross-shore, N_{pixH} et N_{pixV} le nombre de pixels composant l'image selon l'horizontale et la verticale de l'image, *R* la distance entre la caméra et le centre du point au sol à la position de coordonnée *(x,y)*, et H_{fov} et V_{fov} les angles de champs horizontaux et verticaux de la caméra fonctions de la lentille utilisée (Figure 2.17).

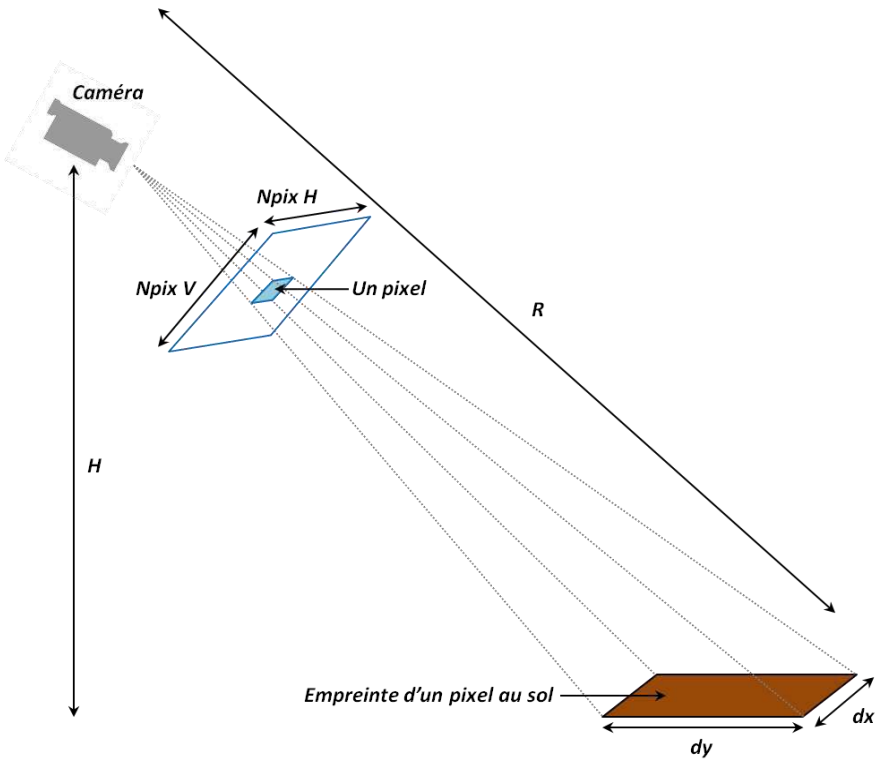

Figure 2.17 – Schéma récapitulatif des paramètres de calcul de résolution des caméras.

La configuration du dispositif de mesure vidéo (lentille, angle et hauteur des caméras) engendre une résolution transversale et longitudinale, par rapport à l'axe de visée des caméras, qui sont respectivement au maximum de 3,5 cm et 5 cm pour les mesures réalisées.

Les résolutions transversale et longitudinale, sur le transect d'extraction de la série temporelle des données de swash, sont au maximum de 2 centimètres par pixel (Figure 2.18a-b).

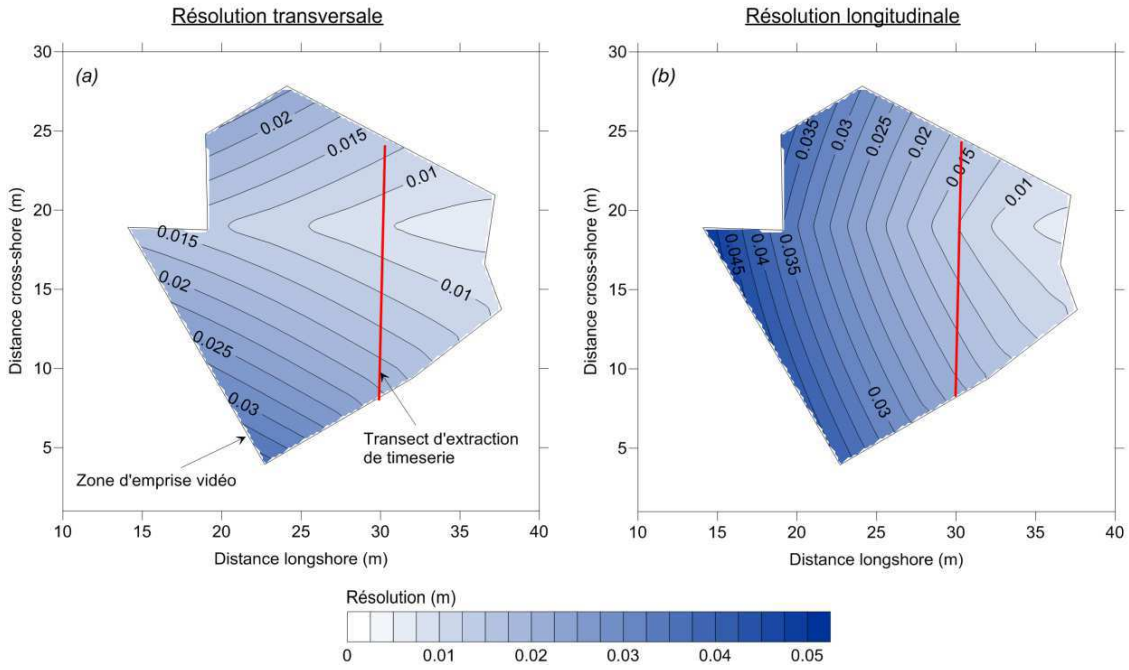

Figure 2.18 – Carte de résolution vidéo transversale (a) et longitudinale (b).

2.2.5 Granulométrie

Des prélèvements sédimentaires sont effectués en surface le long d'un profil cross-shore face à la zone étudiée sur les quatre points suivants : sommet et pied d'escarpement, moyenne et basse plage.

Les différentes fractions granulométriques sont obtenues à l'issu d'un tamisage mécanique sur colonne sèche avec 18 tamis dont les mailles vont de 50 µm à 2.5 mm (Figure 2.19a). La courbe granulométrique issue des fractions obtenues en refus de tamis permet de calculer les différents paramètres granulométriques du sédiment sur les points de mesure du site d'étude et de le caractériser (Figure 2.19b).

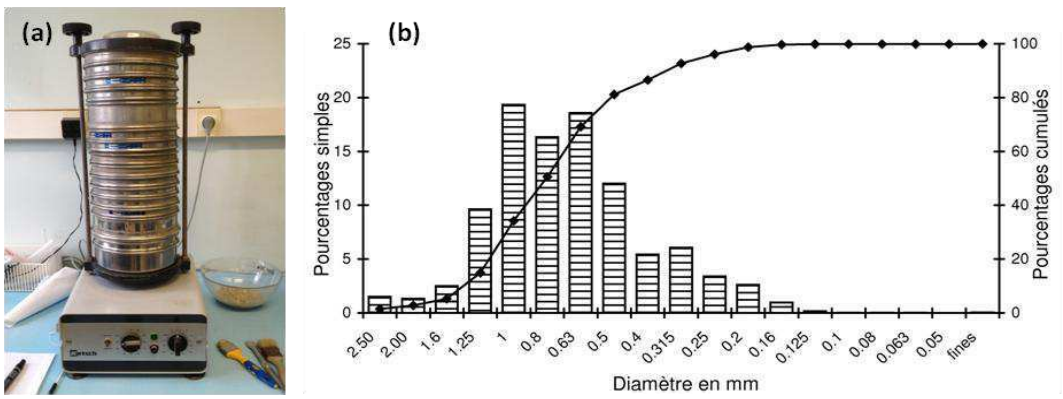

Figure 2.19 – Granulomètre à tamis (a) et courbe granulométrique issue d'un tamisage (b).

2.2.6 Compaction du sol

La création d'une berme artificielle en haut de plage entraîne un remaniement des sédiments. Afin de caractériser l'état de compaction du massif sableux artificiel créé par rapport à une berme naturelle, des mesures géotechniques ont été réalisées à l'aide d'un outil couramment utilisé dans le génie civil : le PANDA (Pénétromètre Automatique Numérique Dynamique Assisté par ordinateur) développé par *Sol Solution* (Figure 2.20a). Celui-ci présente l'avantage d'être rapide à mettre en œuvre et faiblement intrusif.

Le principe du PANDA est de mesurer la résistance reçue par une pointe placée au bout d'une tige dont la section est connue en fonction des coups de marteau donnés. Un boitier d'acquisition mesure à chaque coup de marteau l'enfoncement de la tige dans le sol, ainsi que la force d'impact grâce à un capteur de pression situé au point d'impact du marteau (Figure 2.20b). L'ordinateur calcul alors la résistance de pointe, *Qd* (en MégaPascal) en fonction de la profondeur. Les résultats sont visualisés sous forme de pénétrogramme (résistance du sol en fonction de la profondeur) (Figure 2.20c).

Plusieurs mesures comparatives de compaction ont été effectuées dans une berme de haut de plage du site d'étude non remaniée et dans la berme artificielle mise en place compactée à l'aide du tractopelle. Ces levés permettent de caractériser les différences d'état de compaction entre ces deux sols.

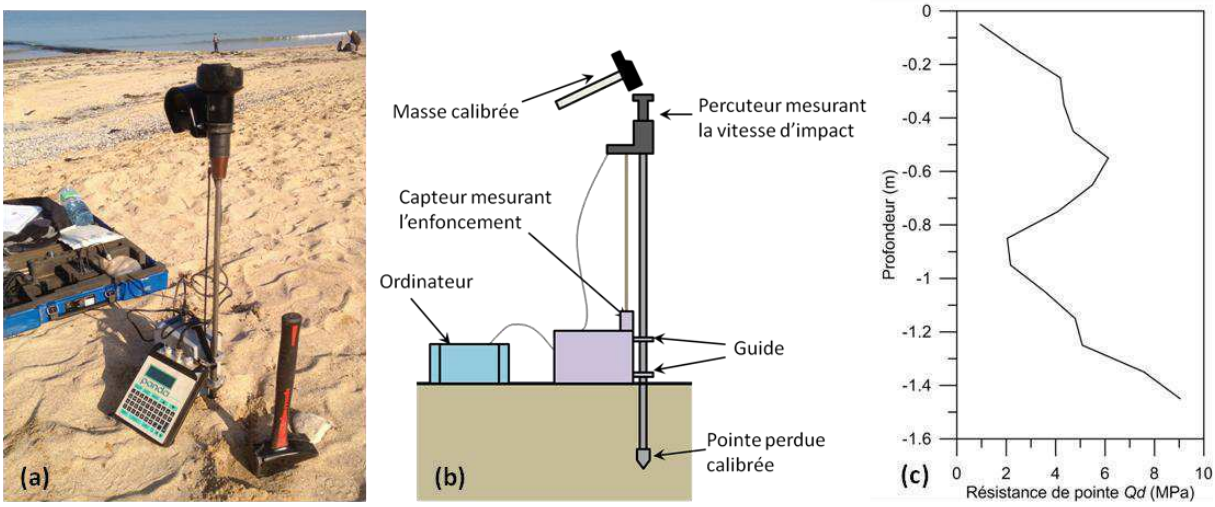

Figure 2.20 – Photographie du pénétromètre PANDA (a), schéma descriptif du PANDA (b) et exemple de pénétrogramme obtenu (c).

La construction d'une berme artificielle sans apport extérieur impliquant un remaniement important du sédiment sur place, il est nécessaire d'effectuer un façonnage et une compaction correcte si on souhaite obtenir une berme artificielle proche, sur le plan géotechnique, d'une berme naturelle. Afin de quantifier l'état de compaction du massif sableux créé, des mesures au pénétromètre dynamique ont été effectuées lors de la campagne de 2012, 5 jours après sa construction (Figure 2.21).

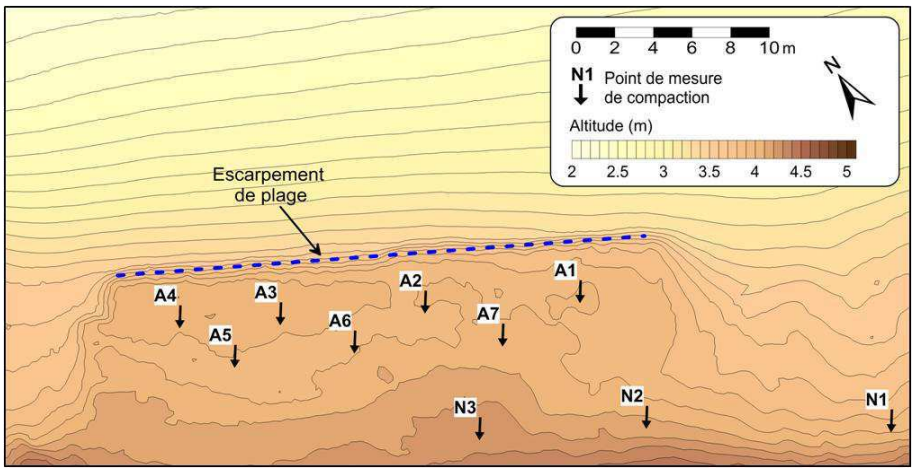

Figure 2.21 – Localisation des points de mesure de la compaction sur la berme artificielle.

Les mesures effectuées sur la berme naturelle (Figure 2.22a) présentent une compaction variant de 1 à 4 MPa en moyenne. Pour la berme artificielle jusqu'à une profondeur de 50 cm, les mesures proches de l'escarpement sont en moyenne de 1 MPa, et pour les points vers l'intérieur des terres autour de 2 MPa (Figure 2.22b).

Au-delà de 50 cm de profondeur, au niveau de l'escarpement, les valeurs de compaction deviennent comparables à celles de la berme naturelle, bien que plus variables pour la berme artificielle, et sont plus élevées (6 à 8 MPa) pour les points A5 à A7 situés plus en interne.

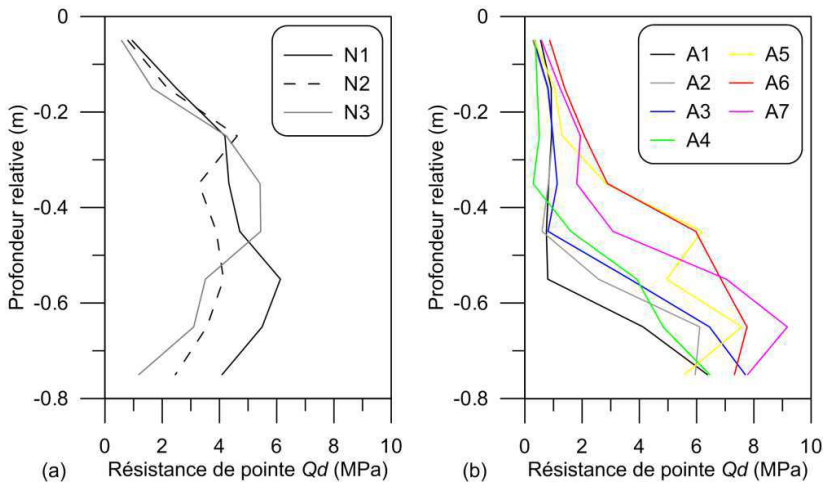

Figure 2.22 – Pénétrogrammes sur la berme naturelle (a) et artificielle (b) lors de la campagne 2012.

La compaction du massif sableux réalisée apparait relativement homogène. Cependant, la compaction proche de l'escarpement, plus compliquée à obtenir par l'engin de travaux publics mis en œuvre du fait des risques d'effondrements de celui-ci, présente des valeurs un peu plus faibles, notamment aux points A1 à A4 par rapport aux points A5 à A7 situés plus en arrière (Figure 2.22b).

Malgré des différences substantielles soulignant la difficulté de réaliser un massif artificiel aux caractéristiques proches du milieu naturel, les valeurs obtenues sont satisfaisantes et plus vraisemblables que celles obtenues lors des expériences en canaux à houle qui ne peuvent tous respecter – bien souvent dès qu'il y a un rapport d'échelle – les principes de similitude géotechnique (Larson et al., 2004a).

2.3 Conclusion

Cette expérimentation de terrain mise en place présente une forte originalité par la construction d'un massif sableux artificiel sur une plage. En effet, dans le cadre de recherches scientifiques, peu de protocoles expérimentaux de cette envergure ont été réalisés. La facilité d'accès et de mise en place, ainsi que la répétitivité des expérimentations possibles en canal à houle étant souvent préférée au terrain.

Outre la durée du déroulement de l'expérimentation et les contraintes horaires des mesures de jour comme de nuit, une des difficultés principale liée à la mise en œuvre de ce protocole expérimental est l'obtention de conditions hydrodynamiques adéquates, liant l'évolution du niveau de marée et les prévisions de l'agitation, afin d'observer une érosion de la berme. Le matériel de mesure déployé, tels que les courantomètres-houlographes, la vidéo haute résolution et le scanner laser terrestre, ont permis d'obtenir un volume considérable de données de qualité nécessitant un long traitement à la suite des expérimentations.

CHAPITRE 3

RESULTATS EXPERIMENTAUX : APPROCHE EVENEMENTIELLE

Chapitre 3

Résultats expérimentaux : approche évènementielle

Les résultats des deux campagnes de terrain de mars 2011 et mars 2012 portant sur des observations et des mesures à l'échelle d'une succession de marées sont exposés dans ce chapitre. Les deux campagnes de mesures sont décrites et analysées sur le plan des conditions météorologiques, hydrodynamiques et morphologiques.

3.1 Conditions météorologiques

Les mesures météorologiques des deux campagnes de terrain effectuées en mars 2011 (campagne 1) et mars 2012 (campagne 2) ont été obtenues à partir des relevés effectués par la station de Météo France à Bernières-sur-Mer, située à environ 5 km du site d'étude, pour les données de vent, et par la station du CREC (Centre de Recherche en Environnement Côtier) à Luc-sur-Mer, située sur le site d'étude, pour la pression atmosphérique. Lors de ces deux campagnes, les conditions météo rencontrées ont été très différentes (Figure 3.1).

L'expérimentation durant la première campagne s'est déroulée du 1 au 4 mars 2011 sur une période de 6 marées. Le vent a soufflé de façon régulière du secteur NNE durant toute l'expérimentation avec une vitesse moyenne variant de 5 à 8,3 $m.s^{-1}$ et des rafales allant jusqu'à 15,3 $m.s^{-1}$ (Figure 3.1a). La pression atmosphérique a chuté de 5 hPa durant la première journée, puis est restée stable jusqu'à la fin avec une pression moyenne de 1029 hPa (Figure 3.1b).

Lors de la seconde campagne, l'expérimentation s'est déroulée du 6 au 9 mars 2012 sur une durée de 6 marées également. Le vent a d'abord soufflé de secteur WNW durant les deux premiers jours avec des vitesses moyennes oscillant entre 5,6 et 11,1 $m.s^{-1}$ et des rafales jusqu'à 17,2 $m.s^{-1}$, puis à la fin du deuxième jour, celui-ci a rapidement chuté autour de 1,5 à 3 $m.s^{-1}$ avant de passer au secteur S et se renforcer progressivement jusqu'à atteindre des vitesses de 11,1 $m.s^{-1}$ en moyenne et 19,4 $m.s^{-1}$ en rafales (Figure 3.1c). A la mi-journée du troisième jour, le vent a de nouveau tourné et diminué en intensité pour s'orienter au secteur WNW avec des vitesses moyennes autour de 5,6 $m.s^{-1}$ et des rafales entre 9,7 et 11 $m.s^{-1}$. Le quatrième jour, le vent a faibli dépassant rarement les 3 $m.s^{-1}$ en moyenne, et s'est orienté au SSW jusqu'à la fin de l'expérimentation. La pression atmosphérique est restée stable durant les deux premiers jours avec des faibles variations entre 1025 et 1029 hPa, puis une chute brutale de 10 hPa a été enregistrée sur une douzaine d'heures (Figure 3.1d). La pression est ensuite remontée progressivement, jusqu'à la fin de la campagne, de 1018 à 1038 hPa.

Une dynamique de vagues a été induite par des vents d'une intensité moyenne à forte vers la côte durant toute la campagne 2011, alors que lors de la campagne 2012 des variations importantes en force et direction ont été observées, avec une composante longshore marquée et cross shore en direction du large pour les épisodes les plus intenses.

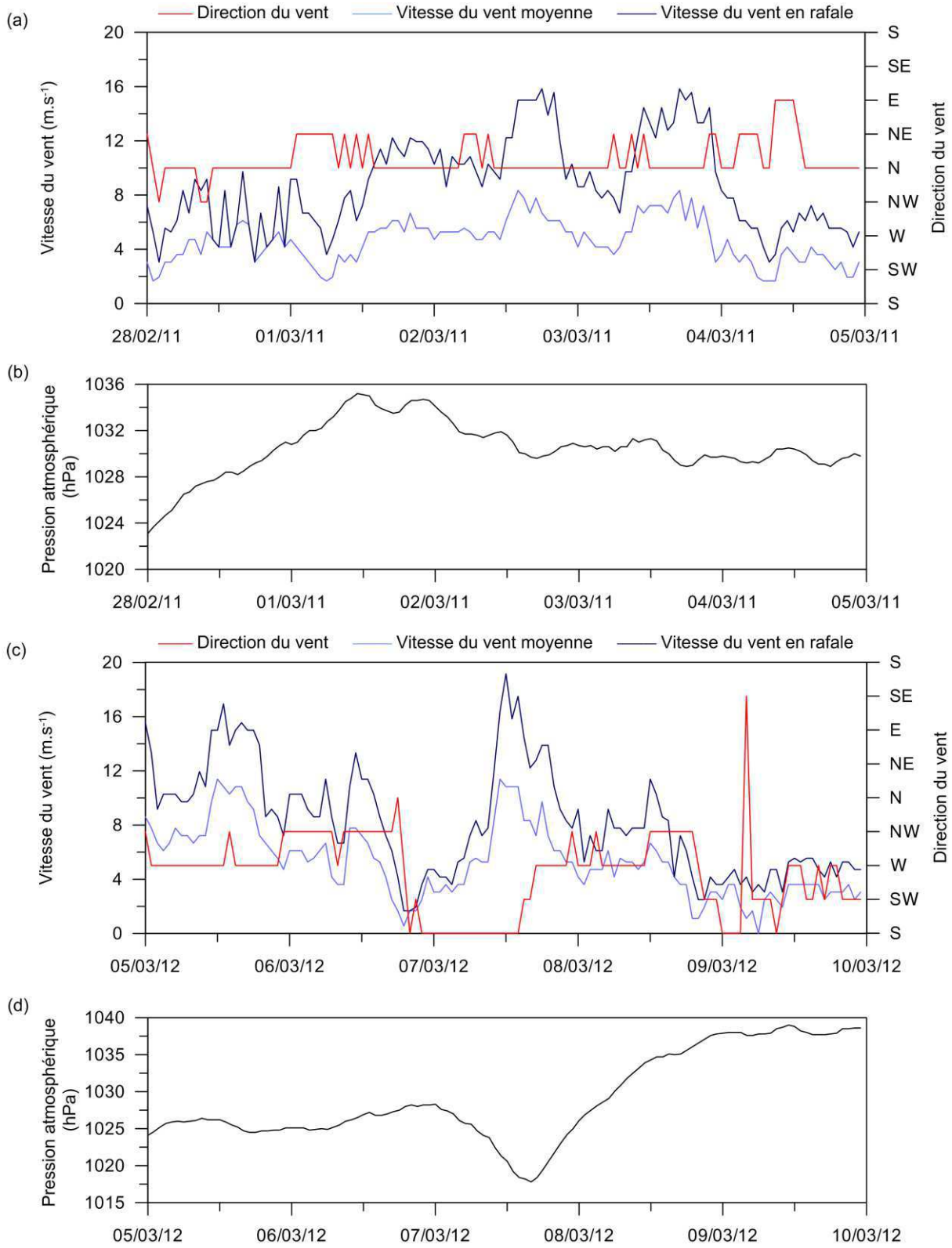

Figure 3.1 – Mesures horaires du vent (vitesse et direction) et de la pression atmosphérique lors des campagnes de 2011 (a et b) et 2012 (c et d).

3.2 Conditions hydrodynamiques

Afin de faciliter la description des paramètres hydrodynamiques dans le temps, les différentes marées des deux campagnes sont référencées avec des identifiants chronologiques rappelés dans le tableau ci-dessous (Tableau 3-1).

Les données hydrodynamiques de niveau d'eau, d'agitation et de courant sont issues des S4DW implantés à une distance de 96 m au droit de la digue, à respectivement 46,8 cm et 49,4 cm au dessus du fond pour les campagnes de 2011 et 2012 (Figure 2.18).

Campagne de mars 2011

Date de marée	01/03/11 soir	02/03/11 matin	02/03/11 soir	03/03/11 matin	03/03/11 soir	04/03/11 matin
Code identifiant	A1	A2	A3	A4	A5	A6

Campagne de mars 2012

Date de marée	06/03/12 matin	06/03/12 soir	07/03/12 matin	07/03/12 soir	08/03/12 matin	08/03/12 soir
Code identifiant	B1	B2	B3	B4	B5	B6

Tableau 3-1 – Codes identifiants des marées des campagnes de 2011 et 2012.

3.2.1 Campagne de mars 2011

- ***Niveau d'eau***

La campagne expérimentale de mars 2011 s'étend sur un total de six marées en période de revif avec des coefficients augmentant régulièrement de 60 à 83. Des niveaux d'eau différents de ceux prédits à pleine mer se sont produits lors des marées A3, A5 et A6 avec des décotes allant jusqu'à -24 cm pour la marée A5. Seule la marée A2 était conforme au niveau prédit (Figure 3.2a).

L'ensemble des marées enregistrées lors de cette campagne présente une courbe asymétrique avec une montée rapide du niveau d'eau vers la pleine mer, une tenue du plein de une à deux heures, particulièrement longue lors de la marée A5, et une descente progressive. Le niveau d'eau statique mesuré à pleine mer est monté de 52 cm au fur et à mesure de l'expérimentation.

- ***Agitation***

Les conditions relativement stables de direction et de force du vent durant plusieurs jours ont généré de fortes conditions d'agitation sur le site.

Les hauteurs significatives (H_s) autour de la pleine mer sont de 1,25 m durant les marées A1 et A2, augmentent à 1,5 m lors des marées A3 à A5 et diminuent autour de 80 cm lors de la dernière marée A6 (Figure 3.2b). Les statistiques historiques sur le site montrent qu'elles sont parmi les plus importantes que l'on puisse enregistrer dans la zone d'étude et qu'elles n'ont été observées que durant 3 % du temps sur 5 ans de mesures (Figure 2.17).

Les hauteurs maximales (H_{max}) de vagues atteignent 2,4 m lors des marées A3 à A5 (Figure 3.2b). Les valeurs les plus importantes de H_s et H_{max} sont toujours enregistrées au moment de la pleine mer. L'ensemble des marées présente une agitation avec une incidence à la côte quasiment perpendiculaire et particulièrement constante avec un angle compris entre 0 et -10° (Figure 3.2c).

La période significative, T_s, est de 5 à 5,5 s pour chacune des marées alors que la période de pic, T_p, varie entre 6 et 8,5 s pour les marées A1 à A5. Elles augmentent toutes les deux au cours de chaque cycle tidal pour les marées A1 à A5 (Figure 3.2d).

Le spectre d'énergie des vagues présente deux gammes de fréquences. La première, très énergétique et large, se situe entre 0,11 et 0,17 Hz (6 et 9 s) et correspond à l'agitation de tempête générée au large. La seconde, présentant une énergie beaucoup plus faible, est comprise entre 0,23 et 0,3 Hz (3,3 et 4,4 s). Elle correspond aux vagues engendrées par le vent fort local soufflant sur la zone d'étude et caractérise l'état de mer de vent (Figure 3.2e).

Lors de la marée A6, les conditions de vent faiblissant, on observe une diminution de H_s et H_{max}, avec respectivement 0,8 et 1,2 m, et des périodes significatives et de pic un peu en dessous de celles des marées précédentes avec 4,9 et 6 s. Le spectre d'énergie des vagues, relativement faible, montre une gamme de fréquence plus étroite comprise entre 0,13 et 0,17 Hz (5,9 et 7,7 s), correspondant à l'agitation résiduelle de fin de tempête se propageant à la côte depuis le large.

- ***Courants moyens***

La campagne de 2011 présente des vitesses de courants moyens relativement fortes dues aux conditions d'agitation sur le site. Les courants transversaux sont tous orientés vers le large et les valeurs d'intensité les plus importantes sont enregistrées aux marées A3 à A5. Les Figure 3.2b et g montrent que plus la hauteur significative est élevée, plus le courant transversal est fort. Les marées A2 à A5 présentent une légère diminution de la vitesse du

courant transversal lorsque le niveau de l'eau est proche du maximum de pleine mer. Ce courant transversal fort, orienté vers le large avant et après la pleine mer, est dû à la proximité de la zone de déferlement au sein de laquelle le courant de retour induit par le déferlement des vagues (*undertow*) est le plus fort (Levoy *et al.*, 2000 ; Anthony *et al.*, 2004).

Les vitesses longitudinales enregistrées, au niveau de l'appareil, portent majoritairement vers le SE du fait de l'incidence des vagues, entre 0 et -10°, et de leur forte hauteur. Pour les marées A1 à A5, ces vitesses sont accentuées en début et fin d'enregistrement. Le capteur de mesure se trouve dans de faibles hauteurs d'eau, ce qui induit une proximité avec le courant de surface, généré par le fort vent de N, et orienté vers le SE. La baisse importante de la force du vent lors de la marée A6 entraine une diminution notable de la taille des vagues. Le courant moyen n'est plus contraint et porte nettement vers le NW, marquant la dominance du courant tidal.

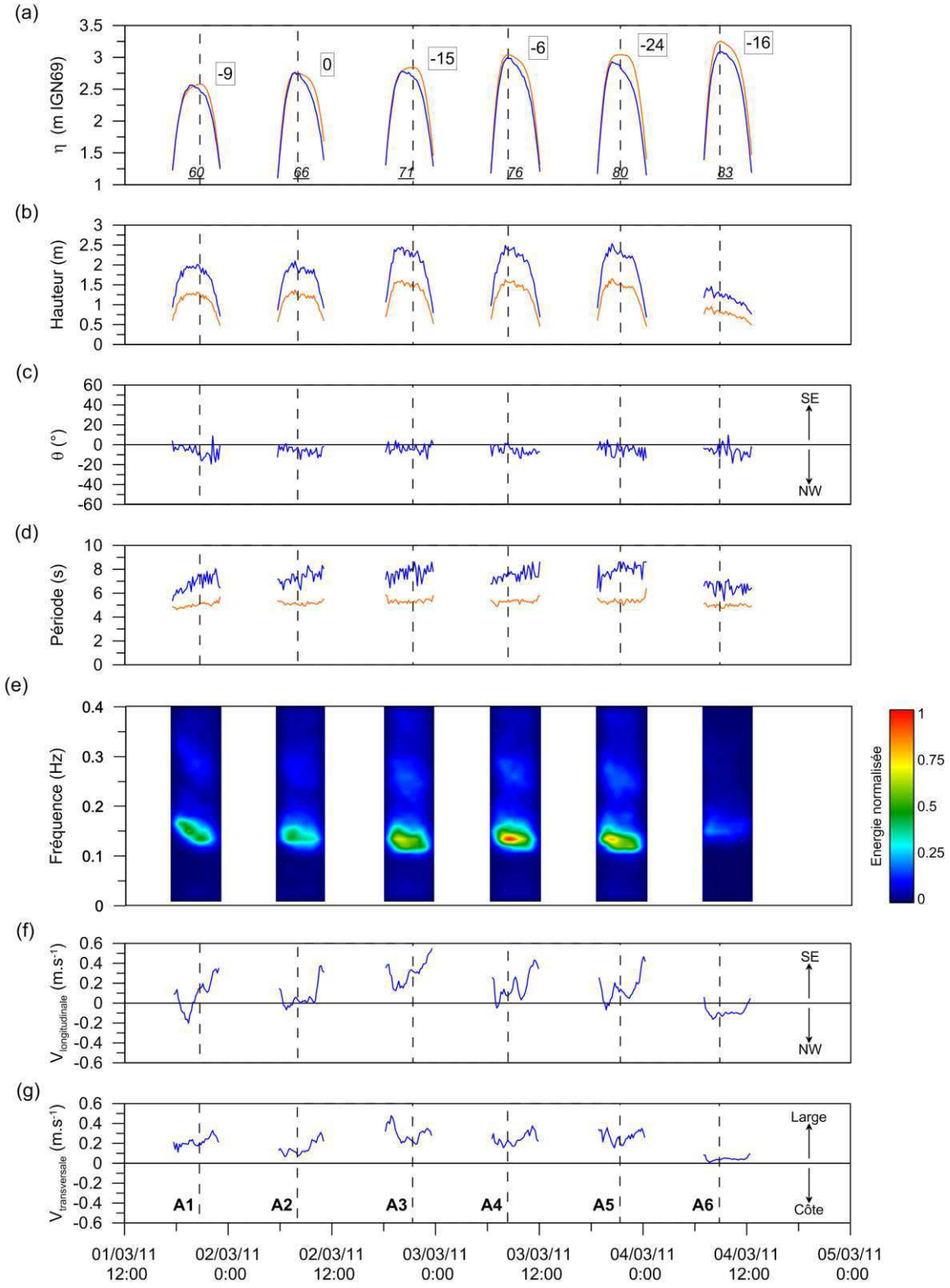

Figure 3.2 – Synthèse des conditions hydrodynamiques lors de la campagne de mars 2011 au point de mesure du S4DW situé à 100 m de la digue. Niveaux d'eau mesurés (bleu) et prédits (orange) (a) ; hauteur significative (orange) et maximale (bleu) des vagues (b) ; angle d'incidence par rapport à la normale au trait de côte (c) ; période significative (orange) et de pic (bleu) des vagues (d) ; spectre d'énergie des vagues (e) ; vitesses longitudinales (f) et transversales (g) des courants moyens par rapport au trait de côte. Les tirets verticaux indiquent la pleine mer.

3.2.2 Campagne de mars 2012

- ***Niveau d'eau***

La campagne expérimentale de mars 2012 s'étale sur six marées en période de revif avec des coefficients augmentant régulièrement de 70 à 105. Les niveaux d'eau statiques mesurés sont proches des niveaux prédits, excepté pour les marées B3 et B4 qui présentent respectivement une décote de -20 cm et une surcote de +22 cm (Figure 3.3a).

Les courbes des marées B1 à B3 sont relativement symétriques avec une tenue du plein d'environ deux heures. La courbe de marée B4 augmente de façon similaire à la courbe prédite, puis continue sa progression au-delà du niveau de pleine mer prédit (surcote de 22 cm) et se stabilise pendant une heure avant de descendre rapidement. Les courbes de marées B5 et B6 sont très proches des évolutions prédites.

Durant cette expérimentation, le niveau d'eau statique mesuré à pleine mer a augmenté de 83 cm.

- ***Agitation***

Contrairement à la campagne de mars 2011, les conditions météorologiques changeantes, tant en direction qu'en force de vent, ont généré des conditions d'agitation variables.

En début d'expérimentation, lors de la marée B1, la rotation du vent au NW et le maintient de sa vitesse ont entraîné des H_s et H_{max} de 1,1 et 1,6 m avec un angle d'incidence compris entre -10 à -20° (Figure 3.3b-c). La période significative est stable à 4,7 s alors que la période de pic varie entre 6 et 7 s (Figure 3.3d). Deux gammes de fréquences dominent le spectre d'énergie des vagues au cours de cette marée (Figure 3.3e) : l'une très énergétique, comprise entre 0,13 et 0,19 Hz (5,3 à 7,7 s), et l'autre beaucoup moins, s'étirant de 0,2 à 0,33 Hz (3 à 5 s). Au cours de la marée B2, la brusque diminution et rotation du vent au secteur sud a engendré une diminution de H_s passant de 0,5 à 0,25 m, et pour H_{max} de 0,75 m à environ 0,3 m. La stabilisation de T_p, à la même valeur que T_s à pleine mer, est suivie d'une forte variabilité de celui-ci, probablement due à une agitation devenue désordonnée suite à la rotation de vent. Lors de la marée B3, les H_s et H_{max} stagnent autour de 0,1 et 0,2 m en raison du fort vent de terre soufflant à l'encontre du sens de propagation des vagues résiduelles, atténuant aussi fortement ces dernières. Les périodes sont par conséquent variables car l'appareil enregistre difficilement les faibles amplitudes des vagues restantes. Lors de la marée B4, la rotation du vent à l'ouest a permis la genèse d'une agitation locale avec des hauteurs de H_s et H_{max} de 0,6 et 1 m, des périodes significatives et de pics qui augmentent

régulièrement au cours du temps (de 4 à 5 s pour T_s et de 4 à 6 s pour T_p) avec un angle d'incidence de la houle à la côte important de -35°. Le spectre des vagues montre une seule gamme de fréquence sur cette marée comprise entre 0,15 et 0,25 Hz (4 et 6,6 s) et aucun pic n'apparaît marqué. La diminution de la force du vent et sa rotation au secteur S à SW, pour les marées B5 et B6, a des conséquences sur l'agitation semblables à celles qui se sont produites aux marées B1 et B2 en ce qui concerne les H_s, H_{max}, T_p et T_s. Seul l'angle d'incidence de la houle est resté important avec des valeurs oscillant entre -20° et -35°.

Les évolutions rapides de H_s, H_{max}, des directions de propagation, ainsi que la gamme des fréquences dans les spectres d'énergie des vagues traduisent bien l'influence directe des conditions météorologiques sur les données hydrodynamiques locales.

- ***Courants moyens***

Les courants transversaux moyens enregistrés lors de cette campagne (Figure 3.3g) sont relativement faibles, excepté pour la marée B1. Durant cette dernière, ils sont orientés vers le large avec une vitesse de 0,15 $m.s^{-1}$ en début d'acquisition puis diminue pour devenir quasi nul autour de la pleine mer. L'agitation sur cette marée ne génère un courant de retour qu'en début et fin de marée, lorsque l'appareil est proche du déferlement. La vitesse nulle autour de la pleine mer indique que l'appareil se trouvait hors de la zone d'influence du courant de retour. Les marées B2 à B6 présentent des courants faibles de l'ordre de 0,05 $m.s^{-1}$ orientés vers la côte, correspondant à ceux de la marée (Figure 2.16c).

L'évolution des courants longitudinaux est variable pour chaque marée et reflète les conditions d'agitation rencontrées. Lors de la marée B1, il est orienté vers le SE en raison d'une agitation importante et d'une incidence de la houle comprise entre -10 et -20° (Figure 3.3c), ainsi que du vent fort soufflant de secteur WNW (Figure 3.1 c). Le vent de secteur S à SW et la faible agitation, des marées B2, B3 et B6, contraint peu le courant longitudinal. Celui-ci est similaire au courant de marée généralement observé. Il porte vers le NW autour de 0,1-0,2 $m.s^{-1}$. Lors des marées B4 et B5, les vents soutenus de secteur ouest et l'agitation de hauteur moyenne (Figure 3.3b et c), orientée autour de -30°, dirigent le courant longitudinal vers le SE. Lors de la marée B4, deux diminutions de vitesse et deux changements de sens d'écoulement du courant sur le fond sont à noter, marquant l'alternance de dominance entre les courants induits par la houle et le vent, et ceux induits par la marée. Lors de la marée B5, la diminution de la hauteur de houle et de la vitesse du vent ont permis au courant moyen de marée de s'écouler naturellement vers le NW.

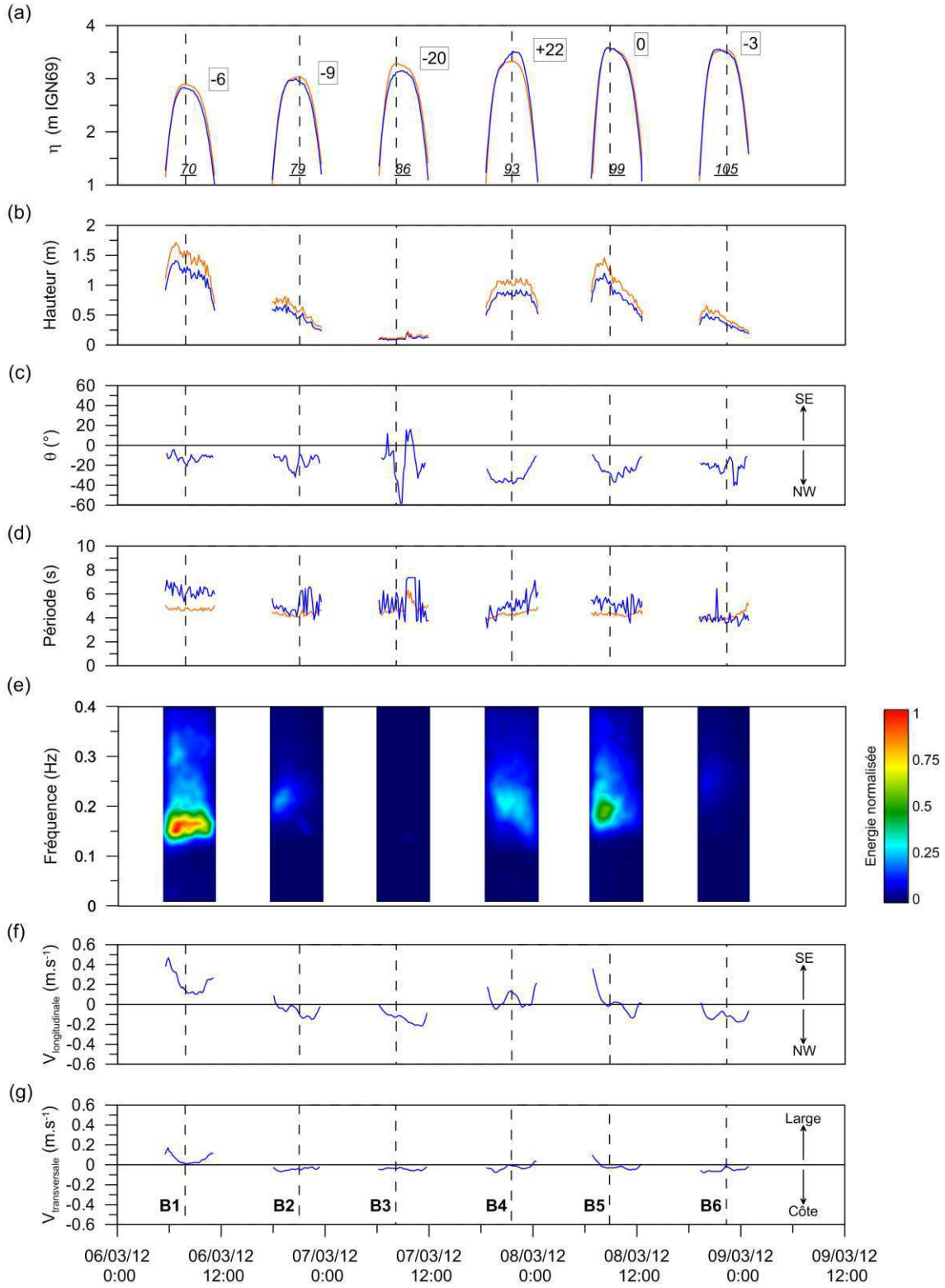

Figure 3.3 – Synthèse des conditions hydrodynamiques lors de la campagne de mars 2012 au point de mesure du S4DW situé à 100 m de la digue. Niveaux d'eau mesurés (bleu) et prédits (orange) (a) ; hauteur significative (orange) et maximale (bleu) des vagues (b) ; angle d'incidence par rapport à la normale au trait de côte (c) ; période significative (orange) et de pic (bleu) des vagues (d) ; spectre d'énergie des vagues (e) ; vitesses longitudinales (f) et transversales (g) des courants moyens par rapport au trait de côte. Les tirets verticaux indiquent la pleine mer.

3.3 Evolution morphologique

Les résultats portant sur les changements morphologiques, ainsi que sur les variations et mouvements de volumes sédimentaires observés lors des deux campagnes sont exposés dans les pages suivantes.

Dans un premier temps, ceux-ci sont analysés à partir de profils cross-shore extraits selon des radiales d'une centaine de mètres (limite avec le platier), puis, dans un second temps, par une approche comparative 3D grâce aux MNT, permettant de mettre en avant d'éventuelles variations morphologiques longitudinales (Figure 3.4).

De la même manière que pour les marées, les levés topographiques effectués lors de chaque campagne sont référencés à l'aide d'un identifiant afin de faciliter la description. Ces codes sont rappelés dans le tableau ci-dessous (Tableau 3-2). Les six marées hautes venant s'intercaler chronologiquement entre chaque levé topographique.

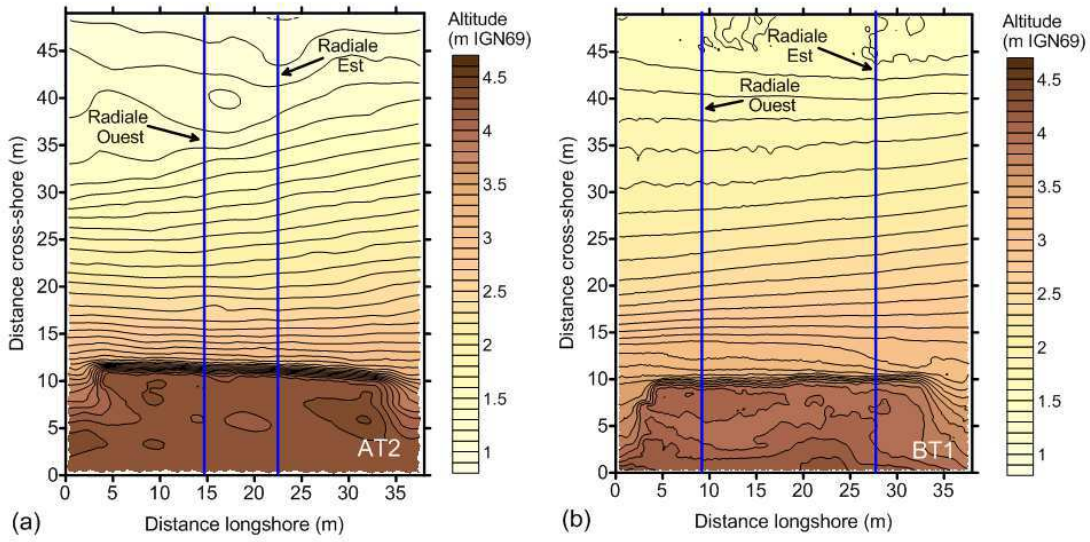

Figure 3.4 – Localisation des profils de plage extraits des MNT des campagnes de 2011 (a) et 2012 (b) par rapport à l'escarpement artificiel.

Campagne de mars 2011

Date du levé	01/03/11 soir	02/03/11 matin	02/03/11 soir	03/03/11 matin	03/03/11 soir	04/03/11 matin	04/03/11 soir
Code identifiant	AT1	AT2	AT3	AT4	AT5	AT6	AT7

Campagne de mars 2012

Date du levé	06/03/12 matin	06/03/12 soir	07/03/12 matin	07/03/12 soir	08/03/12 matin	08/03/12 soir	09/03/12 matin
Code identifiant	BT1	BT2	BT3	BT4	BT5	BT6	BT7

Tableau 3-2 – Codes identifiants des levés topographiques des campagnes de 2011 et 2012.

3.3.1 Observations cross-shore

- ***Campagne 2011***

Les profils cross-shore Est et Ouest extraits des MNT de la campagne de 2011 sont espacés de 8 m environ et situés au centre du MNT (Figure 3.4a). Ces profils, malgré qu'ils soient rapprochés, présentent un intérêt quant à l'évolution de l'escarpement avec sa disparition observée sur le profil Ouest et sa conservation sur le profil Est.

Sur la Figure 3.5a, le profil Est présente un recul régulier du sommet de l'escarpement de 4 m vers la terre durant l'expérimentation[1], soit un volume de sable érodé de -3,18 m^3/ml. L'escarpement est maintenu en forme mais sa hauteur a diminué de 1,2 m à 20-30 cm. Sa pente diminue également de 65° à 40°. Les volumes érodés et déposés globaux sont respectivement de -4,39 m^3/ml et 3,79 m^3/ml, soit un bilan de -0,6 m^3/ml (Tableau 3-3).

La barre sableuse de faible hauteur située entre les positions cross-shore 55 et 75 m se déplace au cours de l'expérimentation. Elle migre vers le large d'environ 11 m entre les marées A1 et A4, puis revient vers la côte d'environ 7 m lors des marées A5 et A6.

Un dépôt important de sable est à noter lors de la marée A5 à la position 60-70 m sur le profil cross-shore comparatif (Figure 3.5c), correspondant à un comblement partiel de la bâche lors de la migration de la barre vers la côte.

Le profil Ouest (Figure 3.6b) évolue de la même façon que le profil Est avec des variations altimétriques un peu moins conséquentes (Figure 3.6c), mais présente quelques différences. Le creusement et le comblement de la bâche, apparus respectivement aux marées A4 et A5 sur le profil Est à 60-70 m, n'est pas très prononcé sur le profil Ouest. Lors de la marée A5, le bilan d'évolution volumétrique sur le profil Est est de 3,14 m^3/ml contre 0,10 m^3/ml pour le profil Ouest. La disparition de l'escarpement sur le profil Ouest lors de la marée A4 (Figure 3.6a), entraîne un volume érodé pour celui-ci de -2,6 m^3/ml pour le profil Ouest contre -1,5 m^3/ml pour le profil Est (Tableau 3-3 et Tableau 3-4). Le bilan volumétrique total de la campagne sur le profil Ouest est de -2,09 m^3/ml dû à l'érosion intégrale de l'escarpement.

Une très légère variabilité longitudinale des évolutions morphologiques et des volumes sédimentaires en mouvement est donc mise en avant lors de cette campagne.

[1] Un changement exceptionnel d'opérateur DGPS lors du levé AT1, utilisant une technique de mesure de la position de l'escarpement différente de celle utilisée pour les autres levés, a induit un positionnement de l'escarpement AT2 en avant de l'AT1. La partie escarpement des profils topographiques et des MNT 3D du levé AT1 ne sont pas à prendre en compte.

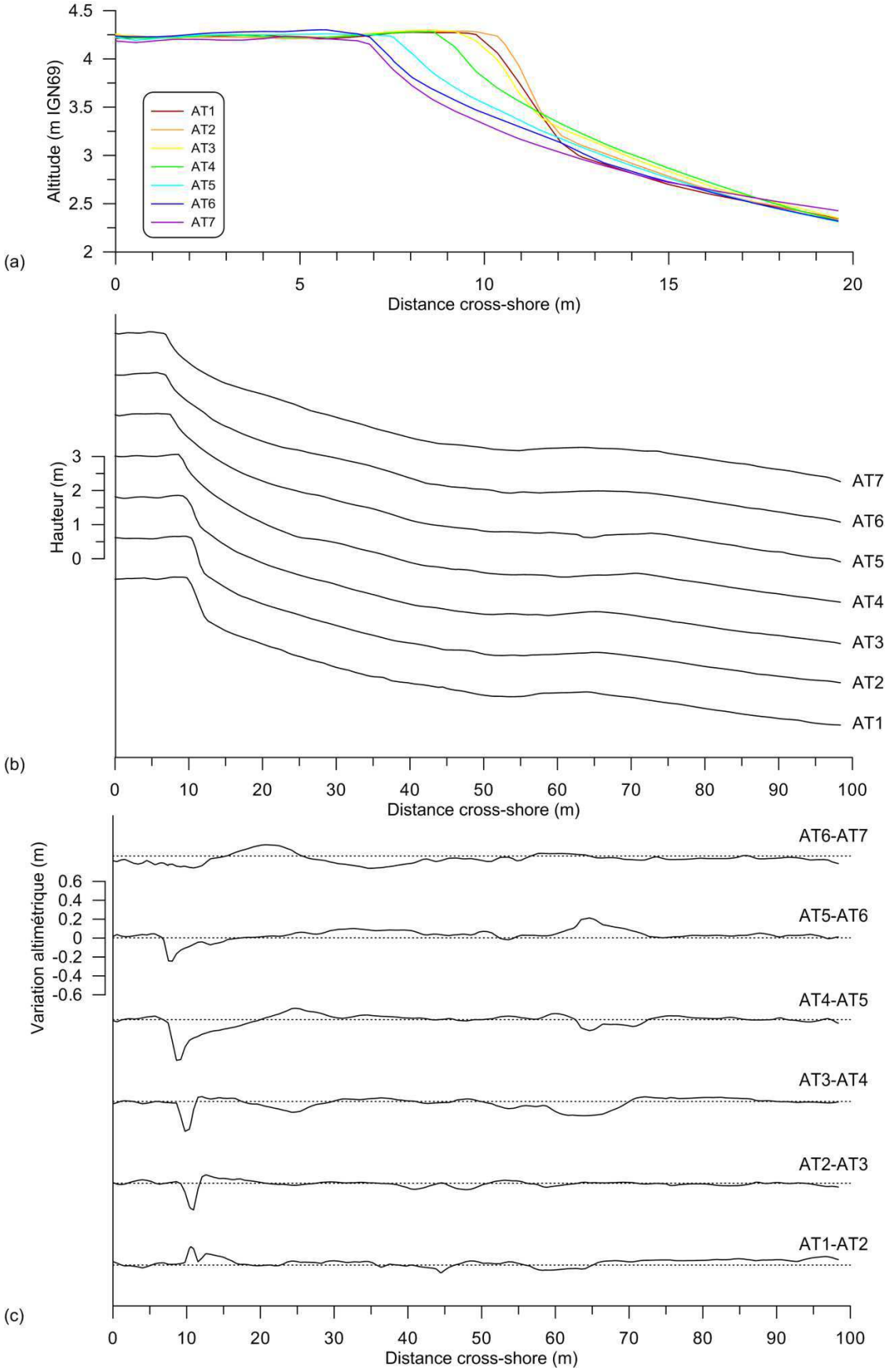

Figure 3.5 – Profils topographiques 2011 Est au niveau de l'escarpement (a) et du profil complet (b), et variations altimétriques le long du profil complet (c).

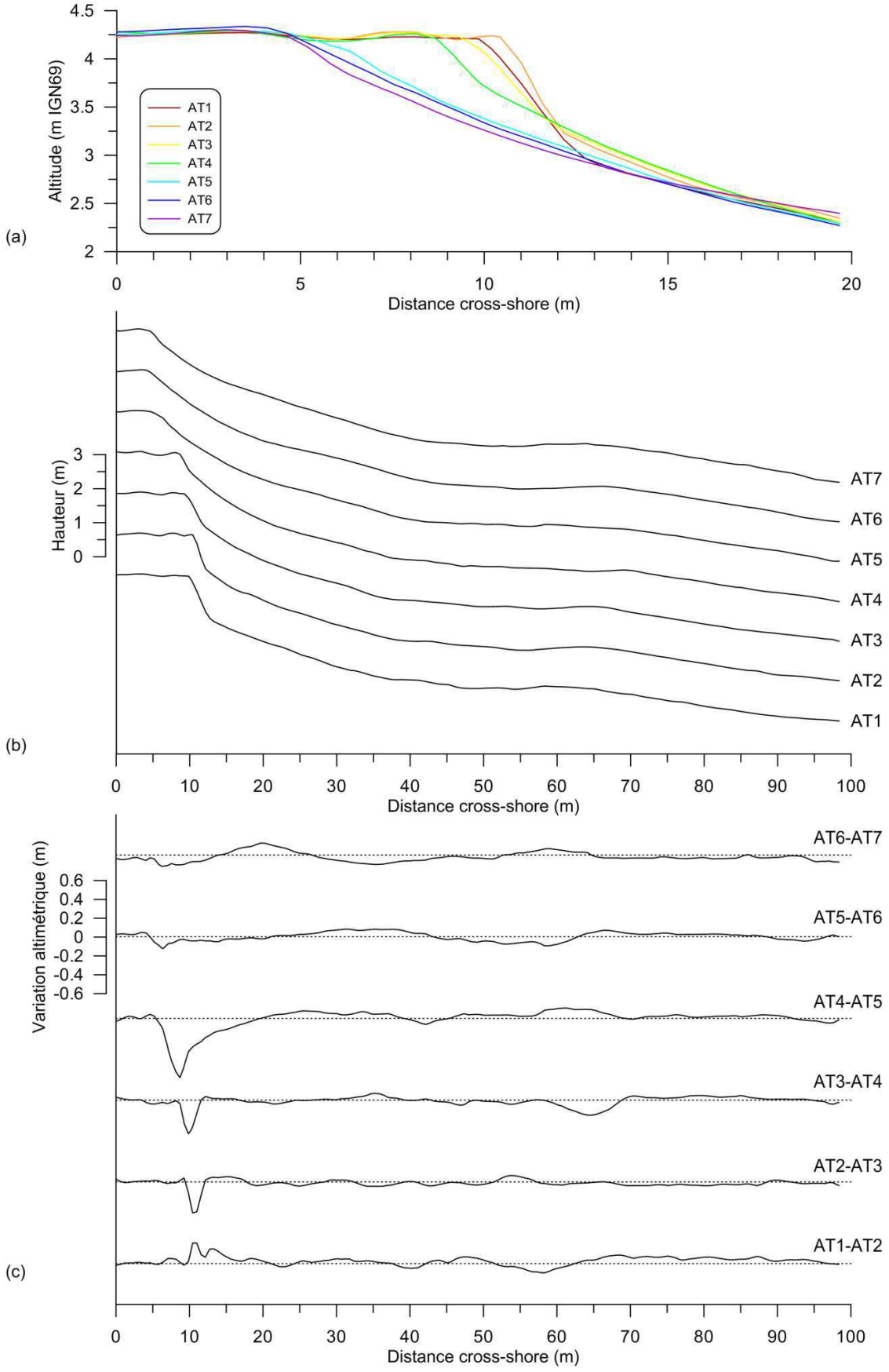

Figure 3.6 – Profils topographiques 2011 ouest au niveau de l'escarpement (a) et du profil complet (b), et variations altimétriques le long du profil complet (c).

	Marée	A1	A2	A3	A4	A5	A6	Ensemble des marées
	Levés comparés	AT1-AT2	AT2-AT3	AT3-AT4	AT4-AT5	AT5-AT6	AT6-AT7	AT1-AT7
Profil complet (0 à 100 m)	Variation positive (m³/ml)	3.17	0.77	1.15	1.83	4.04	0.94	3.79
	Variation négative (m³/ml)	-0.63	-1.41	-3.10	-2.60	-0.90	-3.88	-4.39
	Bilan (m³/ml)	2.54	-0.63	-1.95	-0.77	3.14	-2.94	-0.60
Escarpement (0 à 15 m)	Variation positive (m³/ml)	0.65	0.33	0.16	0.10	0.17	0.00	0.02
	Variation négative (m³/ml)	-0.05	-0.41	-0.58	-1.60	-0.84	-1.10	-3.21
	Bilan (m³/ml)	0.60	-0.08	-0.43	-1.50	-0.67	-1.10	-3.18

Tableau 3-3 – Tableau récapitulatif des variations volumiques entre chaque levé et sur l'ensemble de l'expérimentation, pour la totalité et les 15 premiers mètres du profil cross-shore est de la campagne 2011.

	Marée	A1	A2	A3	A4	A5	A6	Ensemble des marées
	Levés comparés	AT1-AT2	AT2-AT3	AT3-AT4	AT4-AT5	AT5-AT6	AT6-AT7	AT1-AT7
Profil complet (0 à 100 m)	Variation positive (m³/ml)	3.56	0.67	1.18	2.89	2.02	1.24	3.89
	Variation négative (m³/ml)	-0.79	-2.11	-2.28	-3.26	-1.92	-3.27	-5.98
	Bilan (m³/ml)	2.76	-1.45	-1.10	-0.37	0.10	-2.03	-2.09
Escarpement (0 à 15 m)	Variation positive (m³/ml)	0.84	0.22	0.10	0.09	0.13	0.01	0.07
	Variation négative (m³/ml)	-0.02	-0.54	-0.75	-2.69	-0.55	-0.86	-4.10
	Bilan (m³/ml)	0.81	-0.32	-0.65	-2.60	-0.42	-0.85	-4.02

Tableau 3-4 – Tableau récapitulatif des variations volumiques entre chaque levé et sur l'ensemble de l'expérimentation, pour la totalité et les 15 premiers mètres du profil cross-shore Ouest de la campagne 2011.

- ***Campagne 2012***

Les profils cross-shore Est et Ouest extraits des MNT de la campagne de mars 2012 sont situés aux extrémités de l'escarpement et espacés de 18 m (Figure 3.4b). Leur espacement de part et d'autre de l'escarpement permet de mettre en avant une différence d'évolution entre l'Est et l'Ouest.

Durant les trois premières marées, B1 à B3, presque aucun changement entre le profil Est et Ouest n'est observé, et les variations volumétriques sont similaires (Tableau 3-5 et Tableau 3-6). Grâce à la précision du levé topographique au scanner laser, on note la présence de mégarides, plus marquées sur le profil Est, au fond d'une bâche, à la distance de 40-50 m (Figure 3.7c et Figure 3.8c).

Au cours de la marée B1, la barre située à 48 m sur les profils Est et Ouest a migré de 6 m vers le large, puis sa position s'est stabilisée pendant les marées A2 à A4.

Lors de la marée B4, il y a eu une érosion totale de l'escarpement artificiel. Les variations volumétriques sur la totalité du profil sont respectivement pour l'Est et l'Ouest de -1,07 et -3,40 m^3/ml, et de -0,95 et -3,01 m^3/ml sur l'escarpement (Tableau 3-5 et Tableau 3-6). Sur le profil Ouest, on note que la hauteur de sable au pied d'escarpement (position entre 10 et 11 m le long du profil) a subi une érosion et a diminué de 20 cm entre les levés BT4 et BT5, alors que sur le profil Est elle a augmenté de 5 à 10 cm (Figure 3.7a et Figure 3.8a). Sur les deux profils Est et Ouest, la bâche située à la distance de 40-50 m a subi un comblement progressif lors des marées B4 et B5, effaçant ainsi la barre dans le profil Ouest, et atténuant la délimitation barre/bâche dans le profil Est.

Durant les marées B5 et B6, les variations volumétriques le long du profil sont quasiment semblables entre les deux profils. La partie haute de plage, qui ne présente plus d'escarpement lors de la marée B5, a subit une érosion importante avec des volumes érodés de -1,47 et -1,72 m^3/ml sur les quinze premiers mètres des profils. Le reste a également été érodé avec des bilans de -2,25 et -2,53 m^3/ml pour la totalité des transects Est et Ouest (Tableau 3-5 et Tableau 3-6).

Lors de la marée B6, la quasi-totalité du profil présente une légère accrétion (5 cm environ) excepté aux distances de 5-15 m où elle est importante, et 15-25 m où il y a une légère érosion. Le bilan de variation volumétrique le long du profil est de 3,08 et 2,45 m^3/ml pour les profils Est et Ouest (Tableau 3-5 et Tableau 3-6).

Le bilan global des variations sédimentaires pour la campagne 2012 est négatif pour le profil Ouest avec -2,53 m^3/ml et positif pour le profil Est avec 1,42 m^3/ml. L'érosion de la partie haute de plage a été plus importante sur le profil Ouest avec des volumes érodés de -4,03 m^3/ml, contre -1,3 m^3/ml pour l'Est (Tableau 3-5 et Tableau 3-6).

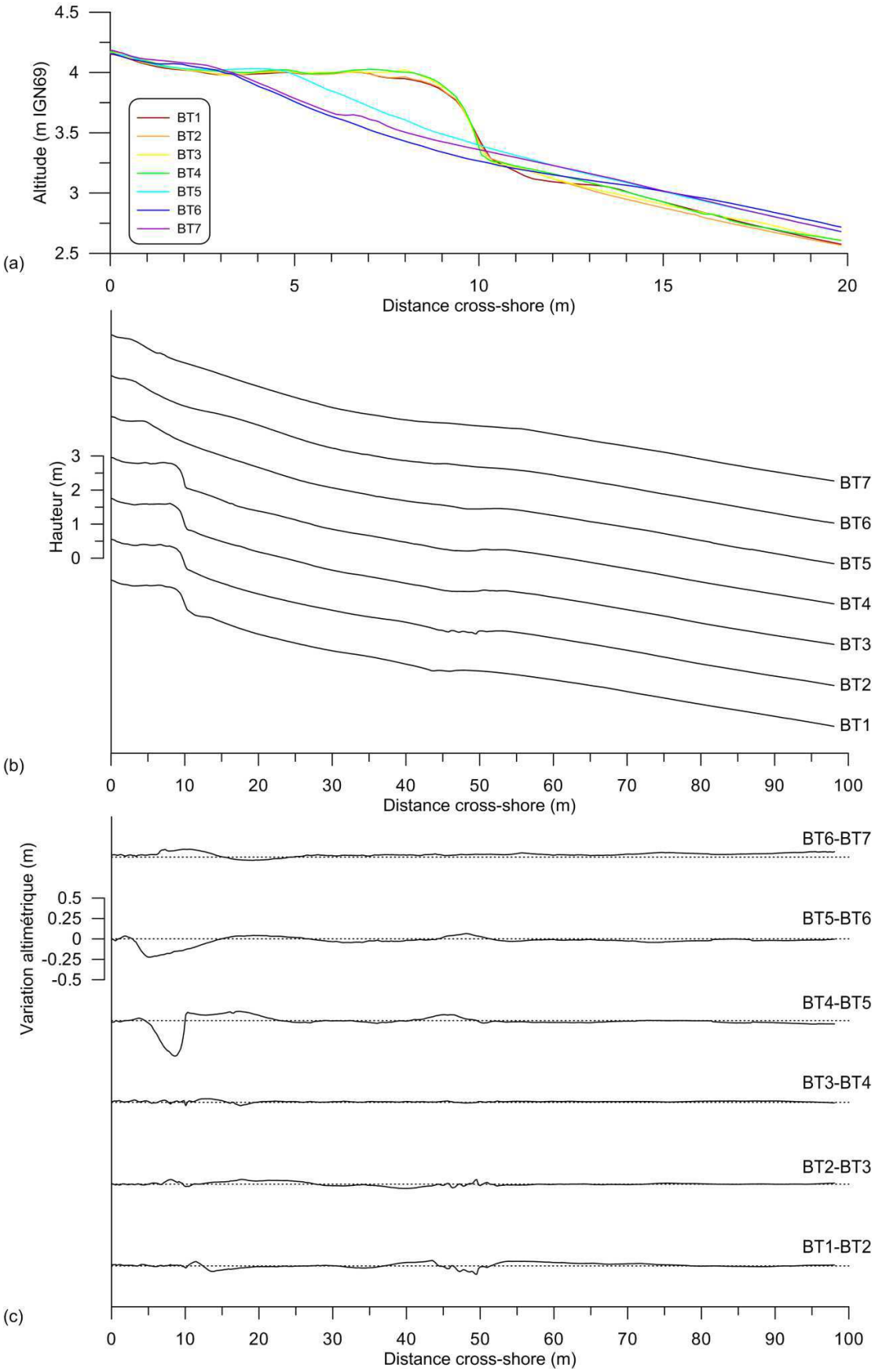

Figure 3.7 – Profils topographiques 2012 Est au niveau de l'escarpement (a) et du profil complet (b), et variations altimétriques le long du profil complet (c).

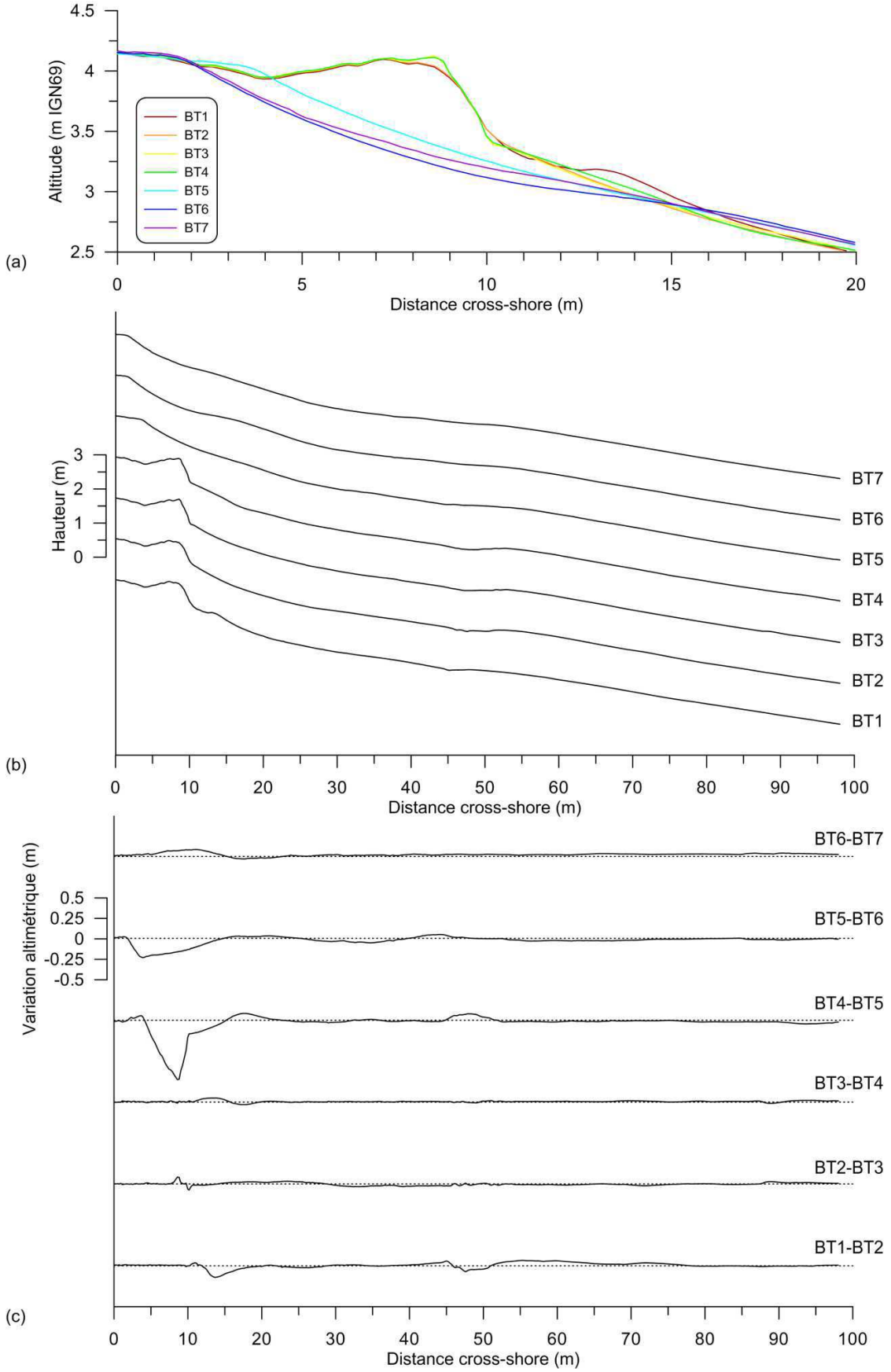

Figure 3.8 – Profils topographiques 2012 Ouest au niveau de l'escarpement (a) et du profil complet (b), et variations altimétriques le long du profil complet (c).

	Marée	B1	B2	B3	B4	B5	B6	Ensemble des marées
	Levés comparés	BT1-BT2	BT2-BT3	BT3-BT4	BT4-BT5	BT5-BT6	BT6-BT7	BT1-BT7
Profil complet (0 à 100 m)	Variation positive (m³/ml)	1.31	0.81	0.97	1.35	0.60	3.31	3.81
	Variation négative (m³/ml)	-0.72	-0.61	-0.10	-2.42	-2.85	-0.23	-2.39
	Bilan (m³/ml)	0.58	0.20	0.87	-1.07	-2.25	3.08	1.42
Escarpement (0 à 15 m)	Variation positive (m³/ml)	0.13	0.17	0.26	0.43	0.04	0.76	0.65
	Variation négative (m³/ml)	-0.15	-0.05	-0.02	-1.38	-1.51	0.00	-1.95
	Bilan (m³/ml)	-0.02	0.13	0.24	-0.95	-1.47	0.76	-1.30

Tableau 3-5 – Tableau récapitulatif des variations volumiques entre chaque levé et sur l'ensemble de l'expérimentation, pour la totalité et les 15 premiers mètres du profil cross-shore Est de la campagne 2012.

	Marée	B1	B2	B3	B4	B5	B6	Ensemble des marées
	Levés comparés	BT1-BT2	BT2-BT3	BT3-BT4	BT4-BT5	BT5-BT6	BT6-BT7	BT1-BT7
Profil complet (0 à 100 m)	Variation positive (m³/ml)	1.34	0.59	0.78	0.76	0.42	2.58	2.16
	Variation négative (m³/ml)	-0.86	-0.75	-0.13	-4.16	-2.95	-0.13	-4.68
	Bilan (m³/ml)	0.48	-0.16	0.65	-3.40	-2.53	2.45	-2.53
Escarpement (0 à 15 m)	Variation positive (m³/ml)	0.11	0.10	0.22	0.08	0.02	0.69	0.06
	Variation négative (m³/ml)	-0.32	-0.08	-0.01	-3.09	-1.74	0.00	-4.09
	Bilan (m³/ml)	-0.21	0.01	0.21	-3.01	-1.72	0.69	-4.03

Tableau 3-6 – Tableau récapitulatif des variations volumiques entre chaque levé et sur l'ensemble de l'expérimentation, pour la totalité et les 15 premiers mètres du profil cross-shore Ouest de la campagne 2012.

3.3.2 Approche comparative 3D

Les comparatifs entre MNT établis à chaque basse mer lors des deux campagnes permettent de compléter les observations faites le long des profils cross-shore et de mettre en avant des changements morphologiques plus généraux et tridimensionnels.

- ***Campagne 2011***

Durant la marée A1, les évolutions de la haute plage à une distance de 10 à 18 m vers le large (Figure 3.10) ne sont pas significatives étant donné le problème d'acquisition identifié au levé AT1 (note de bas de page, partie 3.3.1 – campagne 2011). De plus, les photos AT1 et AT2 (Figure 3.9) montrent bien qu'il y a eu une érosion de la base de l'escarpement. En revanche, à la distance de 60 m, un abaissement du niveau de l'estran s'est produite, correspondant au début du déplacement de la barre vers le large.

Lors de la marée A2, l'escarpement a été érodé de façon relativement homogène sur l'axe longshore (Figure 3.10). Une partie du sédiment érodé a été déposée au pied de celui-ci, et un léger abaissement du niveau de la plage s'est effectué entre 20 et 45 m. Lors de la marée A3, le volume érodé de l'escarpement est plus important, mais toujours homogène, et le dépôt en son pied est cette fois très faible. Cependant, une zone d'accrétion s'observe entre 30 et 35 m vers le large, avec deux zones d'érosion de part et d'autre, dont une assez importante entre 60 et 70 m due à la migration de la barre vers le large. A l'issue de la marée A3, le front d'escarpement est marqué par de petites brèches comme le montre la photo AT4 (Figure 3.9). Celles-ci ont pu être provoquées par des franchissements ponctuels du swash ayant arasé le sommet de l'escarpement ou par de forts impacts localisés de swash ayant créé des effondrements.

Lors de la marée A4 la plus importante érosion de l'escarpement est constatée. Celle-ci est de même ampleur quelque soit la position longshore. Les zones de brèches créées lors de la marée A3 se sont élargies au centre et à l'Est (Figure 3.9 AT5 et Figure 3.10 AT5), érodant un grand volume de sédiments. Une importante accrétion de 10 à 15 cm a eu lieu entre 20 et 35 m vers le large. Plus loin, entre 50 et 70 m, l'abaissement de l'estran dû au recul de la barre a continué. Cependant, des zones en accrétion sont observées, équilibrant des érosions locales importantes produites lors de la marée précédente.

Durant de la marée A5, les érosions les plus importantes en haut de plage sont celles des reliefs résiduels de la berme aux positions longshore de 5-10 m, 20-25 m et 30-35 m. Les brèches créées se sont accentuées mais des escarpements restent en place. La haute plage a également été érodée jusque 20 m vers le large et un important dépôt s'est effectué entre 25 et 40 m. La remontée vers

la côte de la barre entraîne un important dépôt de sédiments à la distance 65-70 m et une diminution à 45-55 m due au creusement de la bâche qui la précède.

Durant la marée A6, l'érosion de la haute plage continue et seuls les escarpements les plus avancés vers la mer sont érodés (5-10 m et 30-35 m longshore). Un apport important de sédiments s'observe entre 15 et 25 m selon l'axe cross-shore, tandis que la migration de l'ensemble barre/bâche vers la côte entraîne une accrétion entre 55 et 65 m et une importante érosion entre 30 et 45 m (Figure 3.10). Trois jours après la fin de la campagne 2011, l'escarpement est toujours présent sur le haut de plage (Figure 3.9 AT7 + 3j).

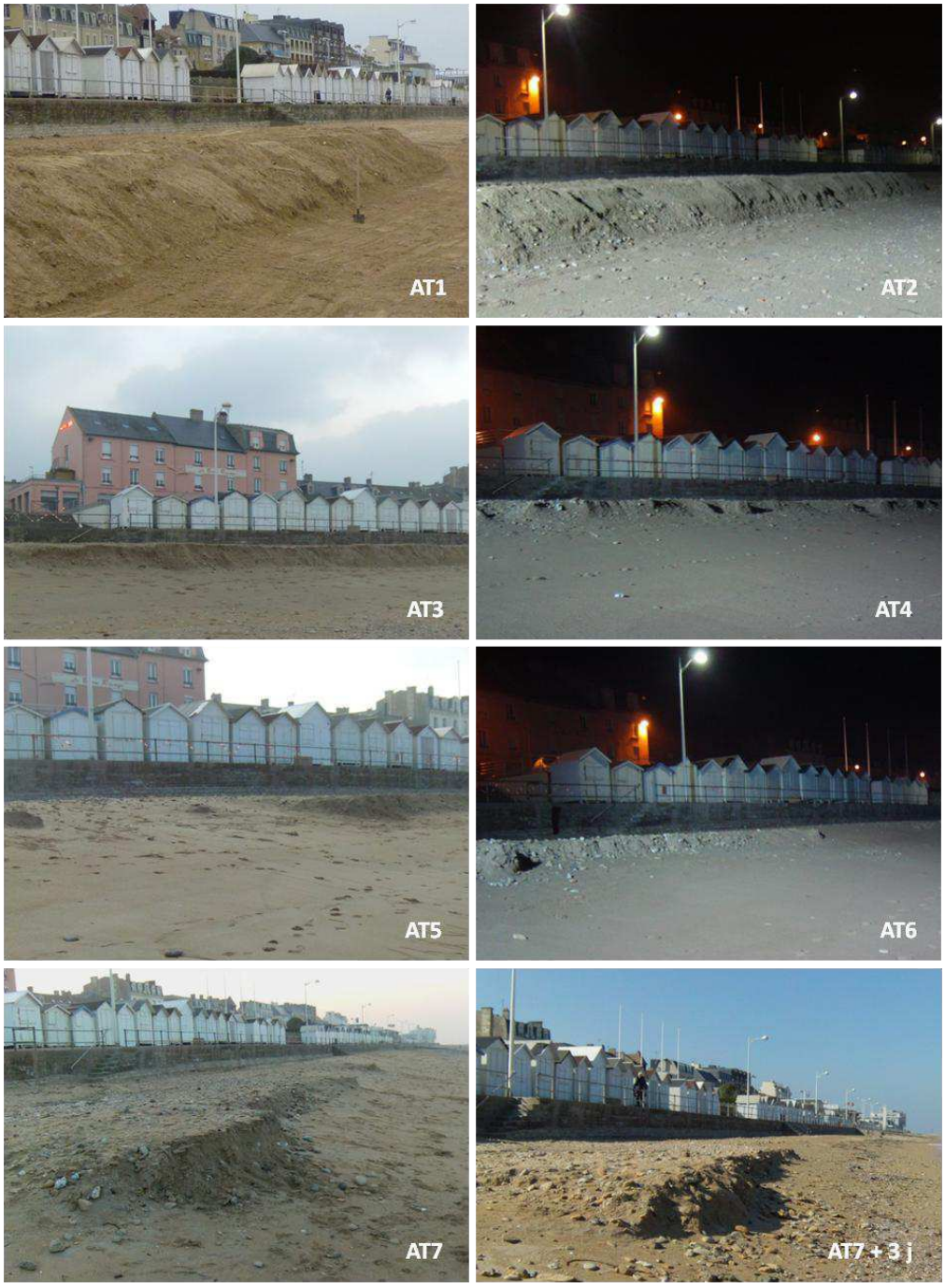

Figure 3.9 – Photographies de l'évolution de l'escarpement à basse mer lors de la campagne 2011.

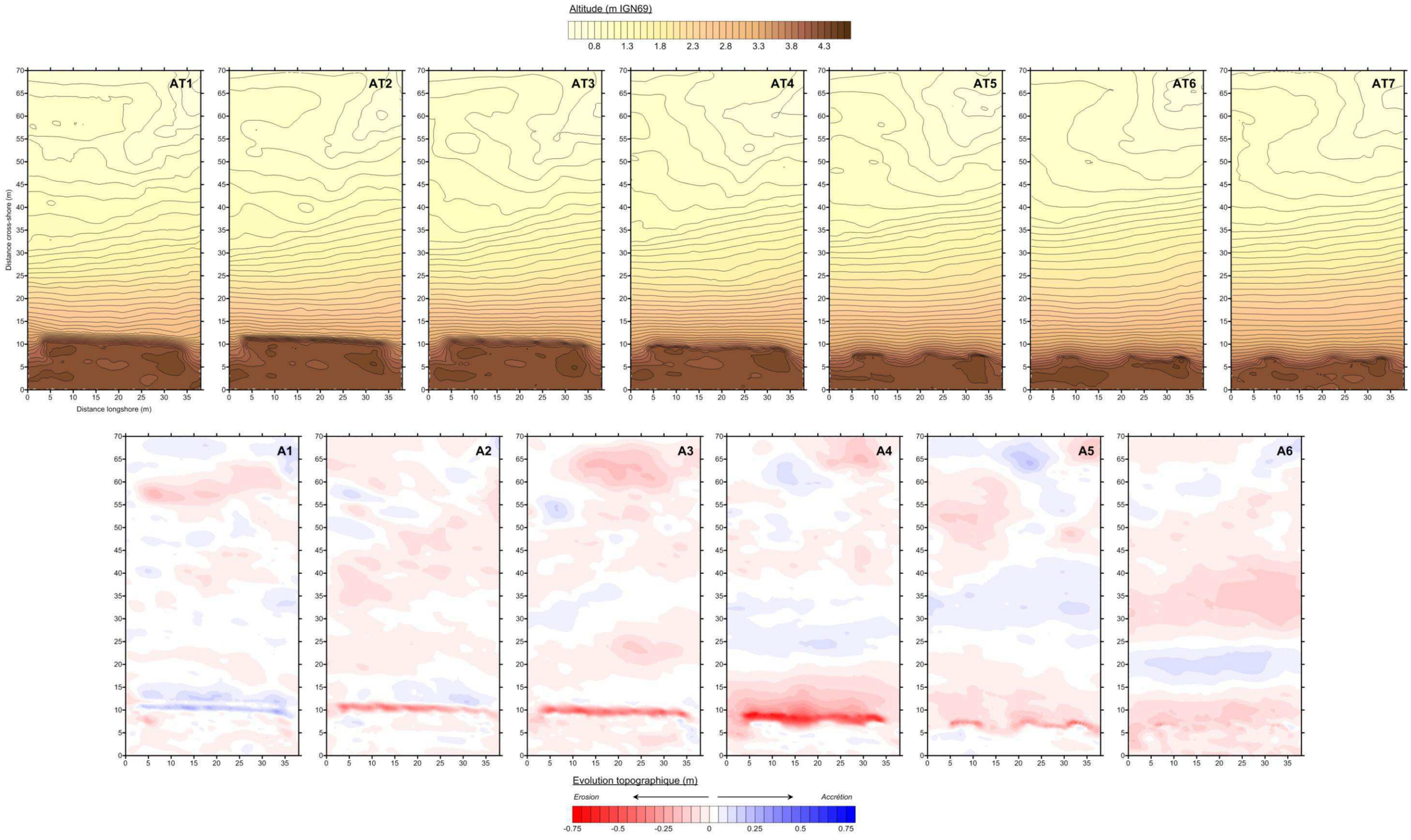

Figure 3.10 – MNT topographiques à basse mer (en haut) et MNT comparatifs entre deux basses mers successives (en bas) lors de la campagne de mars 2011.

- ***Campagne 2012***

Tout comme pour les évolutions selon les profils cross-shore, les comparatifs d'évolution entre MNT, pour les marées B1, B2 et B3 (Figure 3.12), montrent qu'il n'y a pas eu de grandes variations topographiques. On retrouve, au comparatif B1, la zone de mégarides relevée à la distance cross-shore de 45 m grâce à la précision du levé au scanner laser. Les faibles variations topographiques s'inscrivant sur ces relevés évoluent de façon cross-shore et sont quasi semblables longitudinalement. A noter que la fine bande d'érosion marquée, à la position cross-shore de 10 m lors de la marée B2, correspond à re-façonnement manuel à la pelle du front d'escarpement suite a son effondrement à la base. Il ne s'agit pas d'une érosion naturelle.

Comme le montre les photos prises avant et après (Figure 3.11), l'escarpement a été érodé dans sa totalité lors de la marée B4. Cette érosion marquée, de l'escarpement et de la berme, est combinée à une évolution topographique longshore présentant une érosion dans la partie Ouest, d'environ -30 cm (hors escarpement), et une accrétion dans la partie Est, atteignant près de +20 cm (Figure 3.12). L'érosion de l'escarpement est moins importante dans la partie Est, car elle est probablement compensée par un apport sédimentaire vers l'Est bloqué par l'épi transversal. Ce mouvement sédimentaire longshore est bien marqué dans les vingt premiers mètres du profil. Au-delà, l'évolution semble cross-shore avec une alternance de zones en érosion et en accrétion entre les positions 20 et 70 m, comportant notamment le comblement de la bâche situé à 45 m.

Lors de la marée B5, après l'érosion totale de l'escarpement, on observe une érosion régulière de la haute plage entre 0 et 15 m selon l'axe cross-shore et sur toute sa largeur, accompagné de quelques faibles variations sur le reste de la zone dont la fin du comblement de la bâche à la position 40-45 m. Les variations mesurées lors de la marée B6 sont faibles, mais on note en haut de plage deux légères bandes longshore d'accrétion et d'érosion de 5 m de large aux positions cross-shore respectives de 8-10 m et 15-20 m.

Figure 3.11 – Photographies des évolutions de l'escarpement à basse mer lors de la campagne 2012.

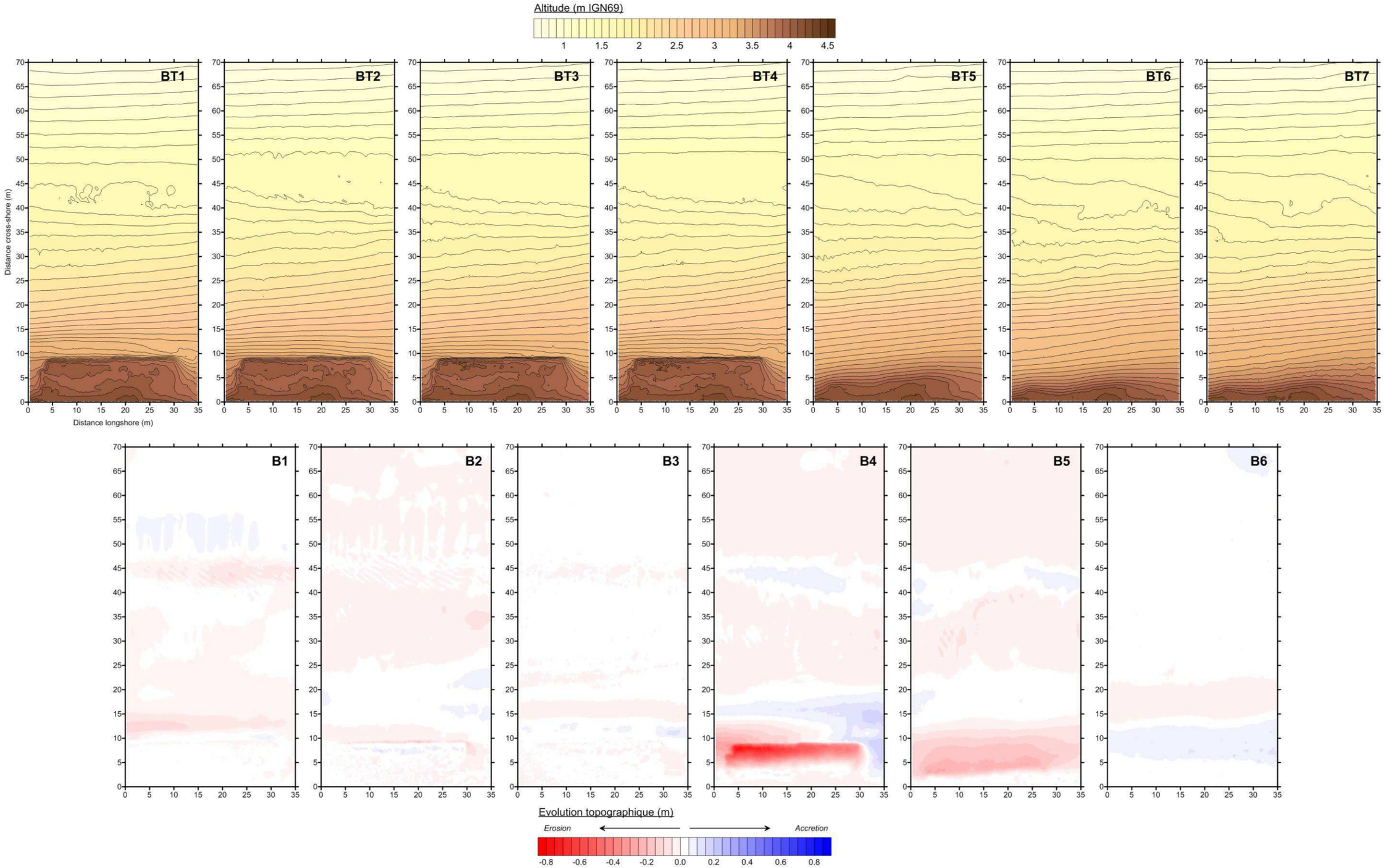

Figure 3.12 – MNT topographiques à basse mer (en haut) et MNT comparatifs entre deux basses mers successives (en bas) lors de la campagne de mars 2012

3.4 Analyse et conclusion

Les évolutions et mouvements sédimentaires sur la plage durant la campagne de 2011 sont globalement orientés selon un axe cross-shore. Cette orientation est principalement due à l'agitation importante quasiment normale à la côte (0 à -10°), qui a généré de forts courants transversaux de l'ordre de 20 à 40 $cm.s^{-1}$, à 40 cm du fond, lors des conditions les plus énergétiques (marées A3 à A5). Cette dynamique transversale s'observe notamment avec le mouvement de la barre sableuse migrant vers le large lors des conditions d'agitation les plus soutenues, puis vers la côte en conditions calmes après tempête, en fin d'expérience.

Malgré une hauteur d'eau similaire lors des marées A2 et A3, et un premier recul de l'escarpement observé lors de la marée A2, l'augmentation de l'agitation durant la marée A3 (passage de H_s, de 1,25 à 1,5 m) a permis une érosion de l'escarpement presque 1,5 fois plus importante que lors de la marée A2.

Malgré des conditions d'agitation similaires, H_s de 1,5 m, lors des marées A3 et A4, l'augmentation du niveau d'eau de 25 cm a entraîné une érosion de l'escarpement 2,7 fois plus importante pour la marée A4, ainsi que localement une érosion totale de l'escarpement (facteur d'érosion de 3,5 entre la marée A3 et A4).

La diminution de 10 cm de la hauteur du niveau d'eau entre les marées A4 et A5 dans des conditions d'agitation similaires a permis une très faible érosion des escarpements restants.

Lors de la campagne 2012, au cours des marées B1 à B3, la diminution des conditions d'agitation (passage d'un H_s de 1 m à 0,15 m) combinée cependant à l'augmentation du niveau d'eau, de 2,8 à 3,18 m IGN69, n'a pas permis au jet de rive d'atteindre le pied de l'escarpement situé à 3,25 m IGN69 et de l'éroder. Les variations de topographie sur l'estran n'ont pas été très importantes excepté lors de la marée B1, la plus énergique des trois, qui a entrainé une migration de la barre sableuse de 6 m vers le large, comme observé en 2011.

Durant la marée B4, l'augmentation de 32 cm du niveau d'eau à pleine mer et le renforcement des conditions d'agitation avec un H_s de 0,7 m ont entraîné l'érosion totale de l'escarpement. Le MNT comparatif issu de mesures avant et après cette marée met en avant une forte évolution longshore en haut de plage, conséquence logique du fort angle d'incidence de -35° par rapport à la normale au trait de côte ayant induit un courant longitudinal moyen vers le SE intense dans la zone des brisants et de swash.

L'agitation est encore soutenue pendant la marée B5, avec des conditions de vagues un peu plus fortes que lors de la marée B4 (H_s variant entre 0,6 et 0,8 m). Celles-ci diminuant au fur et à mesure, avec un niveau d'eau de 3,6 m IGN69 à pleine mer, entrainent une érosion de la partie haute de plage sans évolution longshore marquée, malgré un angle d'incidence des vagues de -20 à -30°. L'épi arrivé à saturation en sédiments lors de la marée précédente ne stocke plus les sédiments transitant longitudinalement. Les conditions d'agitation de la marée B6 relativement calmes (H_s de 0,4 m) et le niveau d'eau équivalent aux marées précédentes n'ont pas entrainé de variations importantes de la topographie de l'estran.

La vitesse des courants transversaux proches de zéro à pleine mer au niveau du S4DW durant la campagne 2012 montre que la largeur de la zone d'échange cross-shore, via le courant de retour, est réduite par rapport à celle de la campagne 2011. Malgré un courant longitudinal important vers le SE au niveau du S4DW durant la campagne 2011, aucune évolution longshore n'a été observée lors de l'analyse 3D, conséquence d'une dynamique de jet de rive quasi cross-shore ne mettant pas en avant la présence de l'épi transversal. Les variations volumiques cross shore importantes entre la position de l'appareil de mesure et le haut de plage lors de la campagne 2011 indiquent une dominance du courant cross-shore orienté vers le large induite par l'agitation importante et son déferlement.

Durant la campagne 2012, le courant longshore domine, notamment lors de la marée B4 où l'évolution de la plage est très marquée. Cette évolution particulière est due à l'angle d'incidence important des vagues en 2012 (-30 à -35°), qui n'a pas été observé en 2011 (0 à -10°). Ce fort angle d'incidence entraine un jet de rive oblique sur la partie haute de plage. Il est mis en relief par la présence de l'épi maçonné de 50 cm de hauteur à l'Est de l'escarpement, bloquant le transport longshore sur une vingtaine de mètres en haut de plage. Les évolutions topographiques longitudinales sont limitées à la partie haute de plage du fait de l'apport sédimentaire important lié à l'érosion de l'escarpement et à la dynamique oblique importante du jet de rive.

Ces observations montrent que les transports sédimentaires et les changements morphologiques sont très dépendants du lieu considéré et des conditions de forçage.

Les évolutions morphodynamiques, durant ces campagnes, sont proches de celles décrites dans le modèle de Sunamura (1985), mais avec un coefficient K_* très inférieur de celui indiqué en phase érosive.

Ces résultats mettent en avant l'importance du niveau d'eau qui va définir la zone d'action du runup sur le haut de plage, variable selon l'hydrodynamisme, et ses impacts sur l'escarpement artificiel de la berme. De fortes conditions d'agitation n'entraînent pas obligatoirement un impact sur le pied d'escarpement. En revanche, des conditions d'agitation faible à moyennes, avec un niveau d'eau important, peuvent entraîner une érosion plus ou moins importante de l'escarpement, voire entrainer sa disparition comme à l'occasion de la marée B4 de la campagne 2012. Comme dans le cas de l'érosion des fronts de dunes (Vellinga, 1986 ; Ruggiero et al., 1996 ; Van Rijn, 2009), le niveau d'eau est un facteur important conditionnant la vitesse d'érosion de l'escarpement de haut de plage. Il intègre le niveau marégraphique, la surcote et le setup lié à la dynamique des vagues. Sur ce site le niveau marégraphique est le facteur essentiel déterminant très fortement le niveau d'eau global.

A cette échelle temporelle d'observation, il n'est pas possible à ce stade de conclure quant à l'influence de l'angle d'incidence des vagues sur la vitesse d'érosion, tel que cela a été mis en avant par Van Rijn (2009), étant donné que les conditions de forte incidence de vagues, qui ont eu lieu lors de la campagne de 2012, se sont produites en même temps qu'un niveau d'eau élevé. Cependant, l'évolution topographique longshore induite par l'incidence des vagues, différente entre les expérimentations de 2011 et de 2012, met en avant deux dynamiques d'évolution d'escarpement.

CHAPITRE 4

RESULTATS EXPERIMENTAUX A L'ECHELLE DES PROCESSUS

Chapitre 4

Résultats expérimentaux à l'échelle des processus

Durant la campagne de mars 2012, une analyse fine de l'évolution de l'escarpement de haut de plage a été réalisée au cours de la marée B4 durant laquelle tout le massif sableux a été érodé. Les mesures hydrodynamiques ont été acquises en continu, notamment par vidéo, des relevés topographiques ont été effectués régulièrement au scanner laser, permettant ainsi une analyse du runup, des impacts sur l'escarpement du jet de rive et de ses vitesses. Une analyse comparative avec les résultats de certains modèles d'érosion d'un front de dune obtenus en canal est proposée.

Les données extraites de la vidéo, ainsi que la topographie liée à son analyse, proviennent du même profil Est (Figure 3.4).

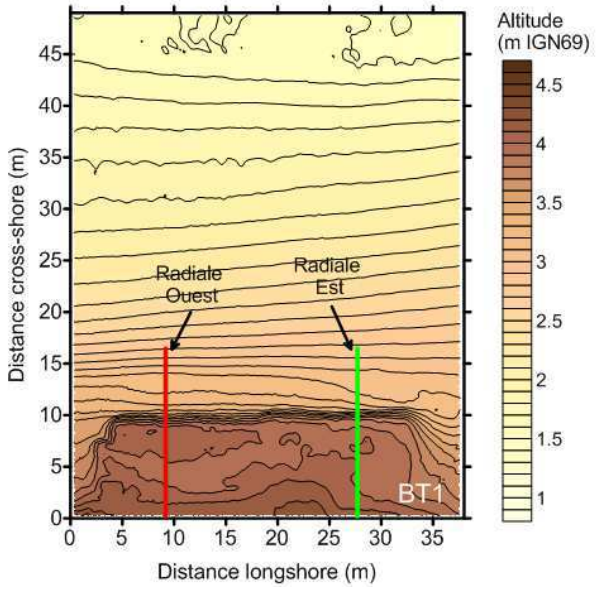

Figure 4.1 – Localisation des profils moyens extraits des MNT effectués autour de la pleine mer lors de la marée B4.

4.1 Conditions hydrodynamiques

Les mesures hydrodynamiques effectuées dans la zone de swash, reposant sur l'imagerie vidéo, ainsi qu'en zone de shoaling, grâce aux mesures du S4DW, permettent d'avoir deux approches complémentaires quant aux paramètres hydrodynamiques mesurées au cours du cycle de marée B4. Les données acquises en zone de shoaling portent sur l'hydrodynamique générale affectant la zone d'étude et donc sur les conditions incidentes à la zone d'expérimentation, tandis que les données extraites en zone de swash portent sur l'hydrodynamique locale en haut de plage avec notamment la mesure du runup, la fréquence des impacts sur l'escarpement, ainsi que la vitesse du jet de rive avant impact.

4.1.1 Zone de shoaling

- ***Marée***

La marée B4 présente une surcote à pleine mer avec une hauteur maximale de +22 cm au dessus du niveau prédit (Figure 3.3a). Après une rapide montée du niveau d'eau jusqu'à 20h (environ 1,55 $cm.min^{-1}$), celui-ci augmente plus faiblement, de 20h à 22h, avec une vitesse d'environ 0,26 $cm.min^{-1}$ pour atteindre une altitude maximale de 3,52 m IGN69. Il décroît ensuite progressivement à la vitesse de 1,25 $cm.min^{-1}$. Cette courbe de marée est caractérisée par une durée totale d'étale de pleine mer relativement longue (2 heures) liée aux caractéristiques globales de l'onde de marée en baie de Seine, modulée ici par une surcote qui est maximale sur la deuxième partie de cette étale.

- ***Agitation***

Lors de cette marée, la rotation du vent au secteur Ouest a permis la formation d'une agitation locale avec des vagues de courtes périodes, T_s augmentant de 3,8 à 4,7 s durant le cycle tidal, et T_p variant de 4 à 6,5 s (Figure 3.3d). Le spectre d'énergie des vagues s'étend sur une large gamme de fréquences comprise entre 0,13 et 0,34 Hz (2,9 et 7,7 s), conséquence de la mer de vent en cours de formation, avec un pic étalé entre 0,17 et 0,23 Hz (4,3 et 5,8 s) (Figure 3.3e).

Les hauteurs significatives H_s, et maximales H_{max}, présentent des valeurs augmentant en même temps que le niveau d'eau et variant entre 0,4 et 0,7 m pour H_s et 0,6 et 1,1 m pour H_{max} (Figure 3.3b). Les vagues présentent un angle d'incidence à la côte important qui est en moyenne de -35° (Figure 3.3c), conforme avec la direction observée des vents.

- ***Courants moyens***

Les vitesses des courants transversaux et longitudinaux moyens présentent des tendances similaires. Lorsque le courant longitudinal est orienté vers le SE, le courant transversal présente des valeurs faibles entre 0 et 0,05 $m.s^{-1}$, à la limite de la résolution des capteurs du S4DW, ou entre 0,1 et 0,2 $m.s^{-1}$ orientées vers le large. Dès que le courant longitudinal est orienté vers le NW, les vitesses transversales sont comprises entre 0,05 et 0,1 $m.s^{-1}$ vers la côte. Ces vitesses enregistrées sur le moyen estran sont globalement très faibles.

L'évolution du courant longitudinal est variable durant la marée et ses variations reflètent les conditions d'agitation rencontrées, modulées par le niveau d'eau. L'agitation d'intensité moyenne orientée autour de -30° (Figure 3.3c) génère un courant longitudinal orienté vers le SE. En surface, celui-ci est renforcé par le vent soutenu de secteur Ouest.

Deux diminutions de vitesse et changements de sens d'écoulement du courant sont enregistrés. En début et fin de marée, le capteur se trouvant en zone de surf dans de faibles hauteurs d'eau, enregistre le courant proche de la surface induit par le vent et par l'obliquité des vagues. Lorsque le niveau d'eau au dessus du capteur est suffisant, le courant de marée domine au niveau de l'appareil de mesure, enregistrant un courant vers le NW, et vers le SE avec des vitesses de 0,10 à 0,15 $m.s^{-1}$ autour de la pleine mer.

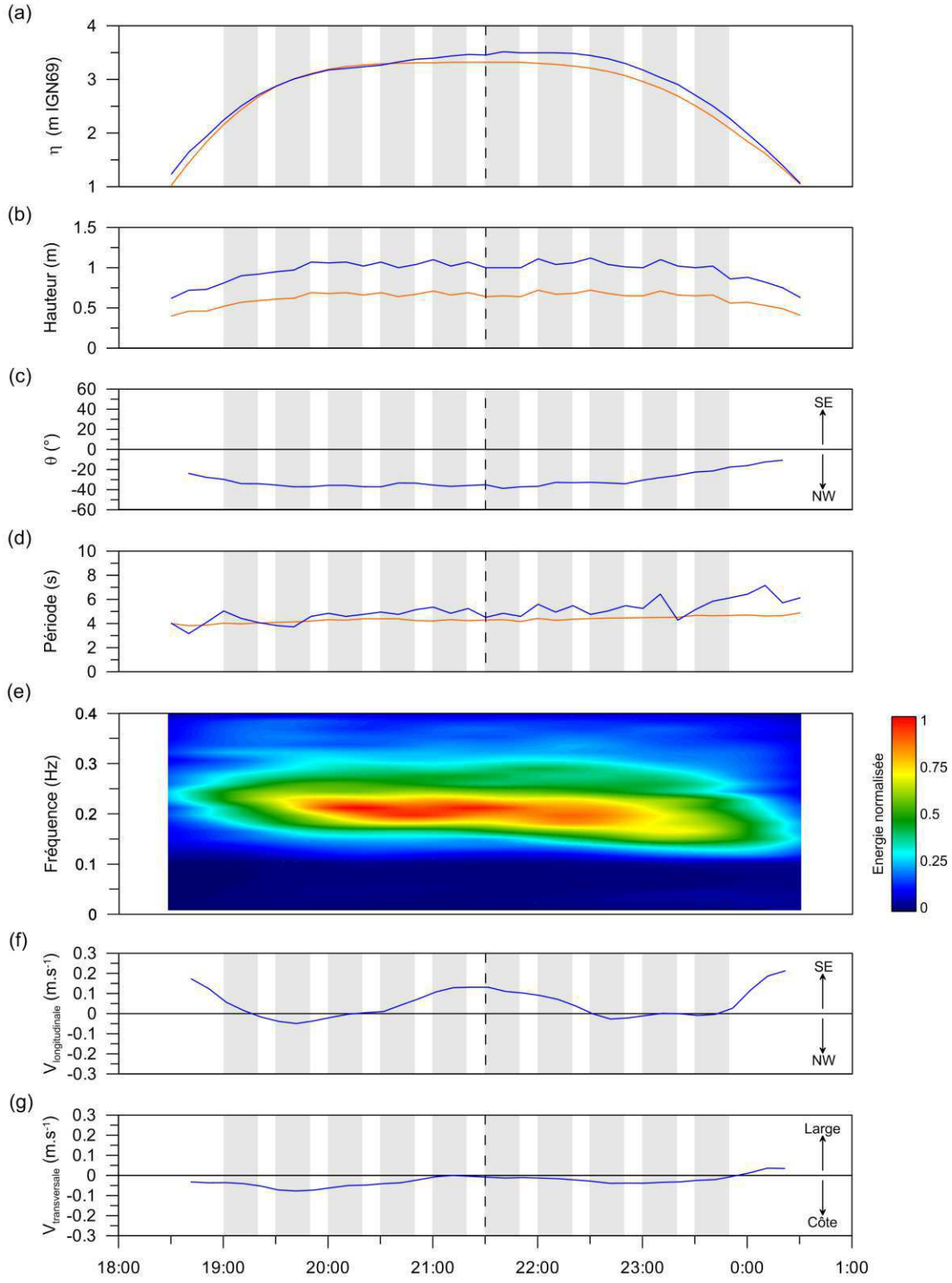

Figure 4.2 – Synthèse des conditions hydrodynamiques lors de la marée B4 au point de mesure du S4DW situé à 100 m de la digue. Niveaux d'eau mesurés (bleu) et prédits (orange) (a) ; hauteurs significatives (orange) et maximales (bleu) des vagues (b) ; angles d'incidence par rapport à la normale au trait de côte (c) ; périodes significatives (orange) et de pic (bleu) des vagues (d) ; spectre d'énergie des vagues (e) ; vitesses longitudinales (f) et transversales (g) des courants moyens par rapport au trait de côte. Les tirets verticaux indiquent la pleine mer. Les rectangles gris indiquent les périodes d'acquisition vidéo.

4.1.2 Zone de swash

Les positions horizontales du swash, digitalisées à partir des séries temporelles vidéo, sont projetées sur l'axe horizontal du levé topographique extrait du même profil et mesuré au début de la séquence d'acquisition vidéo, afin d'en extraire les positions verticales du jet de rive. Les données hydrodynamiques extraites de ces séries temporelles vidéo de haut de plage sont les suivantes (Holland et Holman, 1993) :

- le setup défini comme étant l'évolution de la valeur moyenne des hauteurs de swash pour chaque série temporelle de 20 min ;
- le runup défini comme la différence d'altitudes entre chaque maximum de jet de rive et le niveau moyen de l'eau ;
- les vitesses d'uprush précédant chaque impact sur l'escarpement.

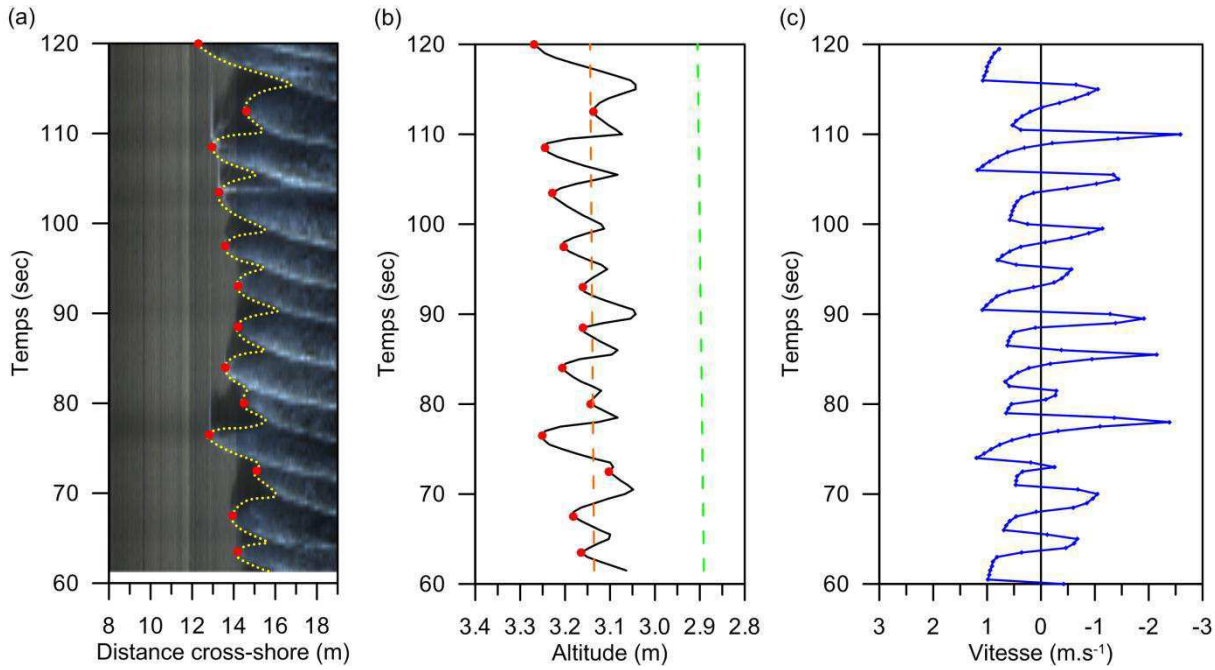

Figure 4.3 – Extrait d'une série temporelle vidéo de 60 s présentant les excursions horizontales de swash (tiret jaune) et les maximums de runup (point rouge) (a) ; évolutions du runup (trait noir) avec les altitudes maximales atteintes par le runup, le setup (tiret orange) et le niveau d'eau moyen (tiret vert) (b) ; et évolutions de la vitesse du swash (c).

- ***Runup***

La méthode d'extraction du runup avec la présence d'un escarpement, en utilisant la vidéo et la topographie, présente des limites dans le cadre de cette expérimentation. L'escarpement reculant régulièrement au cours du temps, les valeurs de runup extraites au

début de la séquence vidéo sont correctes mais, celles extraites après évolution de l'escarpement, sont toujours extrapolées par rapport au profil initial et sont donc inexactes.

Les valeurs de runup présentées ci-dessous sont donc extraites le long du profil topographique lorsque celui-ci est stabilisé et régulier, c'est-à-dire après la disparition de l'escarpement et dès que les lames d'eau n'atteignent plus le replat de la berme. Les résultats obtenus montrent que ces hauteurs de runup mesurées suivent une loi de distribution normale suivant une courbe Gaussienne. Les valeurs de runup R2, R16 et Rs sont extraites de cette courbe au cours de chaque séquence de mesures (Figure 4.4). Elles sont comparées à différentes formules empiriques de calcul du runup, utilisées dans la littérature, afin de quantifier les volumes d'érosion des fronts de dune. L'objectif est d'estimer quelle serait la formule la plus représentative des conditions mesurées sur le terrain, et d'obtenir indirectement des valeurs de runup théoriques durant la période d'érosion de l'escarpement.

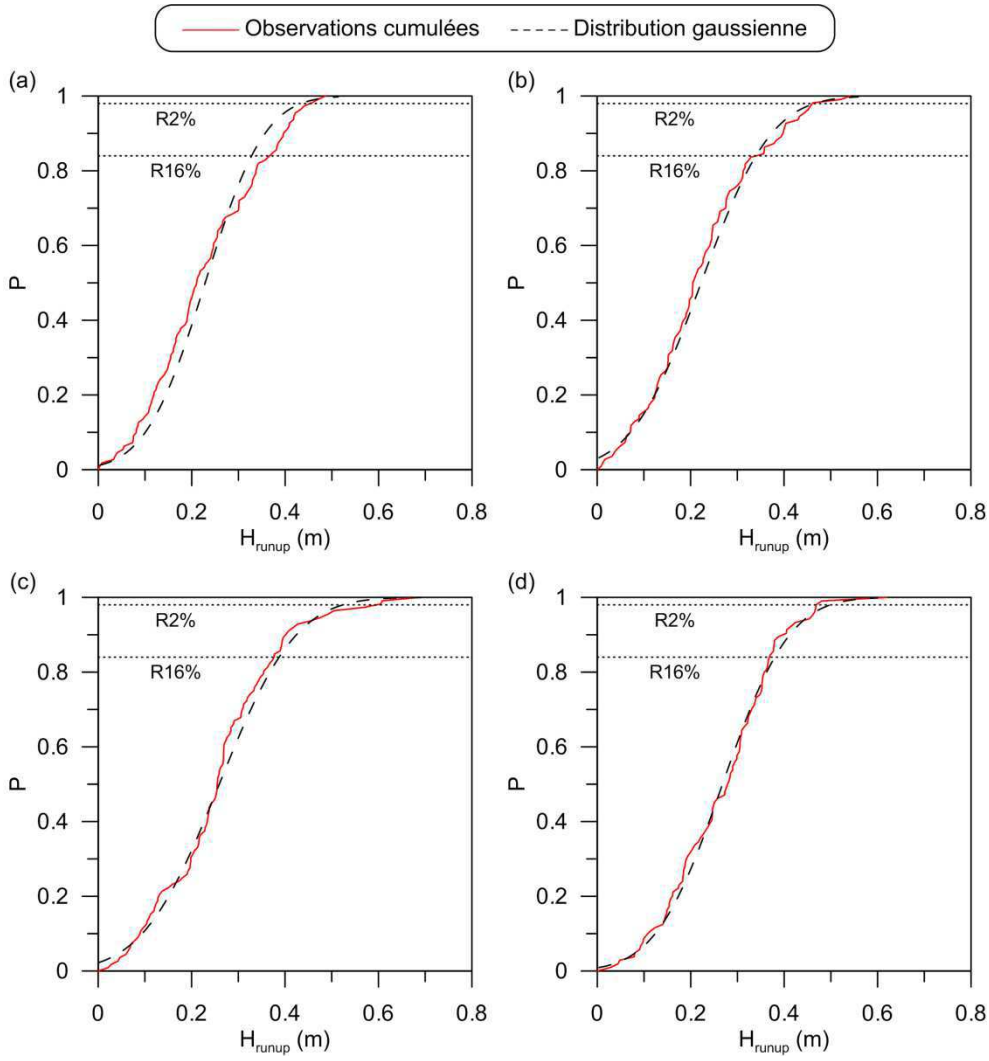

Figure 4.4 – Distributions cumulées des mesures de runup sur 10 min et distributions Gaussiennes respectives à 22h30 (a), 22h40 (b), 23h00 (c) et 23h10 (d).

Les valeurs de runup issues des formules de R2 ($R2_{SHHS06}$) et R16 ($R16_{SHHS06}$) de Stockdon et al. (2006), sous estiment respectivement de -4 et -10 % les valeurs mesurées. Les écarts aux mesures varient respectivement entre +4 et -7 cm, et entre 0 et -8 cm. Les valeurs de R2 calculées à partir de la formule de Holman (1986), nommé $R2_{H86}$, surestiment de 13,6 % les valeurs de runup observées avec des écarts variant de 0 à +15 cm.

Même si celle-ci ne représente pas un runup « physique » mais plutôt l'influence des vagues sur l'érosion d'un escarpement, les calculs du runup R (R_{LEH04}), obtenu par la formule empirique de Larson et al. (2004a), sont réalisés. Cette formule donne des valeurs de runup surestimées de 40 % avec des écarts de +14 à +31 cm. La formule du Rs (Rs_{GT82}), de Guza et Thornton (1982), surestime de 35,5 % le runup avec des écarts de +7 à +26 cm.

Dans les conditions de l'expérimentation réalisée à Luc-sur-Mer, les formules $R2_{SHHS06}$ et $R16_{SHHS06}$ sont donc les formules théoriques permettant de calculer un runup le plus proche des mesures effectuées (Tableau 4-1).

		(a) 22h30 à 22h40	(b) 22h40 à 22h50	(c) 23h00 à 23h10	(d) 23h10 à 23h20
Observation	Rs	0.39	0.42	0.5	0.48
	R16	0.33	0.34	0.39	0.38
	R2	0.43	0.46	0.52	0.5
	R (max)	0.49	0.54	0.69	0.62
Calcul	R16 - Stockdon et al. (2006)	0.33	0.34	0.32	0.3
		(0)	(0)	(-0.07)	(-0.08)
	R2 - Stockdon et al. (2006)	0.47	0.48	0.46	0.43
		(+0.04)	(+0.02)	(-0.06)	(-0.07)
	R2 - Holman (1986)	0.58	0.57	0.52	0.5
		(+0.15)	(+0.11)	(0)	(0)
	R - Larson et al. (2004a)	0.67	0.68	1	0.93
		(+0.18)	(+0.14)	(+0.31)	(+0.31)
	Rs - Guza et Thornton (1982)	0.65	0.59	0.57	0.6
		(+0.26)	(+0.17)	(+0.07)	(+0.12)

(Toutes les valeurs sont exprimées en mètres. Les valeurs entre parenthèses représentent les écarts entre les valeurs observées et calculées)

Tableau 4-1 – Comparaison des runup observés et calculés pour chaque séquence de 10 min.

A partir des résultats précédents, les valeurs de runup calculées, selon les formules théoriques pour la période d'érosion de l'escarpement, varieraient de 0,2 à 0,95 m (Figure 4.5). Chaque élément est relativement stable dans le temps, au cours de la période considérée, malgré l'augmentation du niveau d'eau, à l'exception de la formule R_{LEH04} qui montre des variations pouvant aller jusqu'à 0,25 m. Si l'on retient les formules $R2_{SHHS06}$ et $R16_{SHHS06}$ comme étant

les mieux adaptées au site d'expérimentation, les valeurs de runup théorique durant la phase d'impact du swash sur le front d'escarpement seraient respectivement comprises entre 0,33 et 0,45 m et entre 0,23 et 0,31 m.

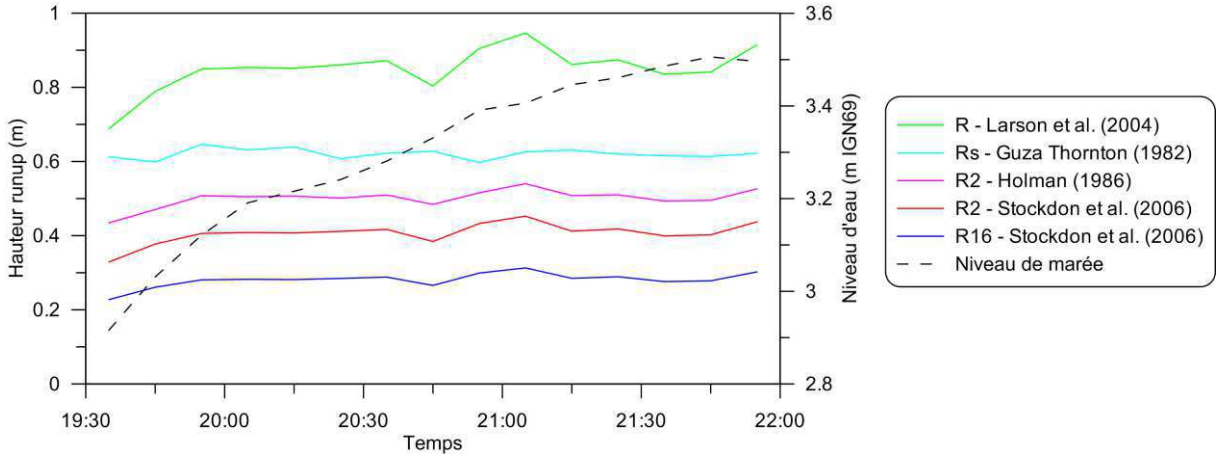

Figure 4.5 – Runup théoriques calculés selon différentes formulations de runup pour la période d'érosion de l'escarpement à partir des données d'agitation mesurées.

- ***Fréquence du swash***

Les données d'agitation incidente au niveau du S4, situé au-delà de la zone des brisants, et les données vidéo en haut de plage concernant le swash, ont permis de réaliser une analyse spectrale par séquence de 10 minutes avec un degré de liberté de 16 (spectre moyenné sur huit bandes spectrales consécutives). Les résultats obtenus mettent en évidence des fréquences principales, ainsi que l'étalement des fréquences secondaires (Figure 4.6). Les spectres d'agitation incidente et de swash apparaissent bien discrétisés et décalés avec :

- des vagues incidentes ayant des fréquences comprises entre 0,1 et 0,35 Hz, et un pic centré autour de 0,15 à 0,2 Hz ;
- un swash avec des fréquences comprises entre 0,02 et 0,15 Hz et un pic autour de 0,06 Hz.

Les basses fréquences, proches des fréquences infragravitaires, inférieures à 0,05 Hz, sont quasiment inexistantes au niveau du S4, alors que celles-ci s'expriment fortement dans le swash. A contrario, les hautes fréquences, supérieures à 0,15 Hz, sont très présentes au niveau du S4 et quasiment absentes dans le swash. Il y a donc une nette transformation des fréquences dominantes entre l'agitation incidente et la zone de swash via le déferlement en zone de surf, semblables aux observations de Guedes et al. (2011).

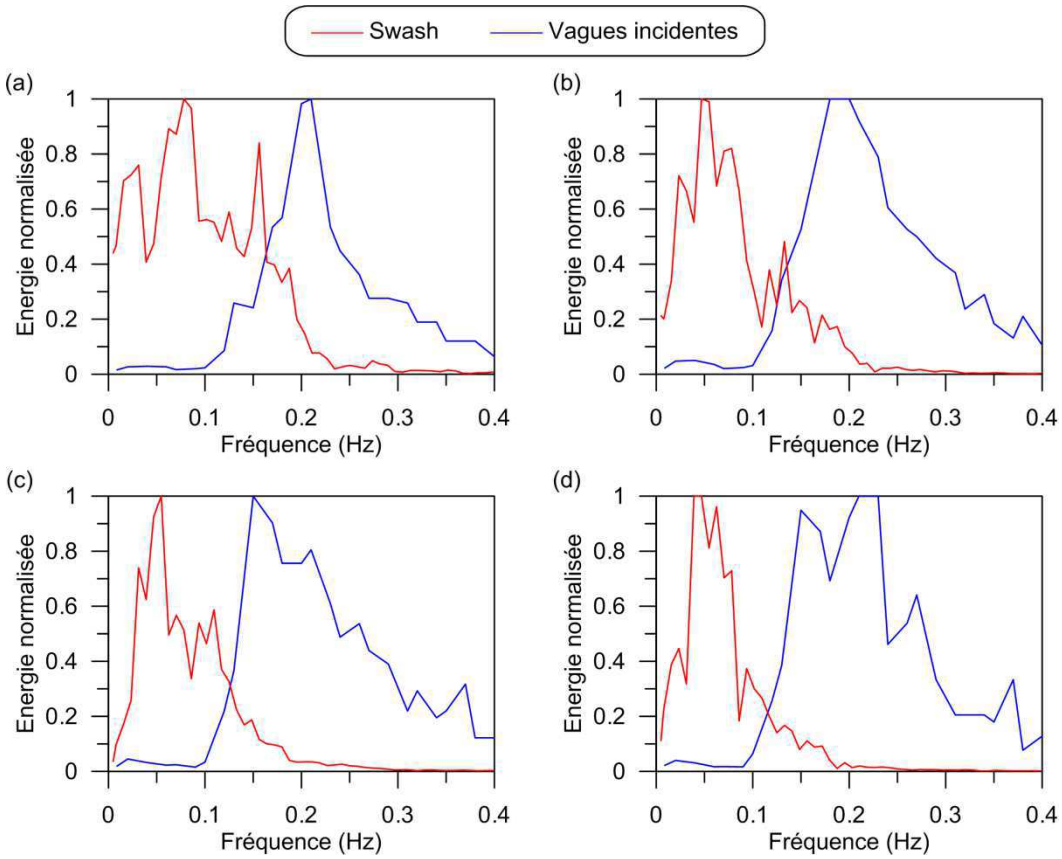

Figure 4.6 – Spectres d'énergie normalisés des vagues incidentes et du swash pour des périodes de 10 minutes à 22:30 (a), 22h40 (b), 23:00 (c) et 23:10 (d).

Ces résultats montrent que la partie haute de plage est dominée sur le plan énergétique par des ondes de plus basses fréquences que celles observées au large des brisants. Les ondes courtes ont été dissipées préalablement au swash et seules dans cette zone les ondes de plus basses fréquence sont libérées.

Il convient de noter que l'analyse spectrale effectuée dans le swash utilise des données extraites de données vidéo selon un transect orienté cross-shore. Elle ne permet donc pas de discrétiser les swashs frontaux, des langues de swash obliques (Figure 4.7 et Figure 4.8), ainsi que les *grazing swash* (Figure 4.9) présentant chacun des influences érosives ou des impacts plus ou moins importants sur le front d'escarpement. Tous les jets de rive sont donc considérés comme semblables et assimilés à un swash frontal. Une analyse plus fine des images vidéo selon deux axes longshore et cross-shore autour d'un transect permettrait vraisemblablement de prendre en compte le type de swash pour chaque jet de rive.

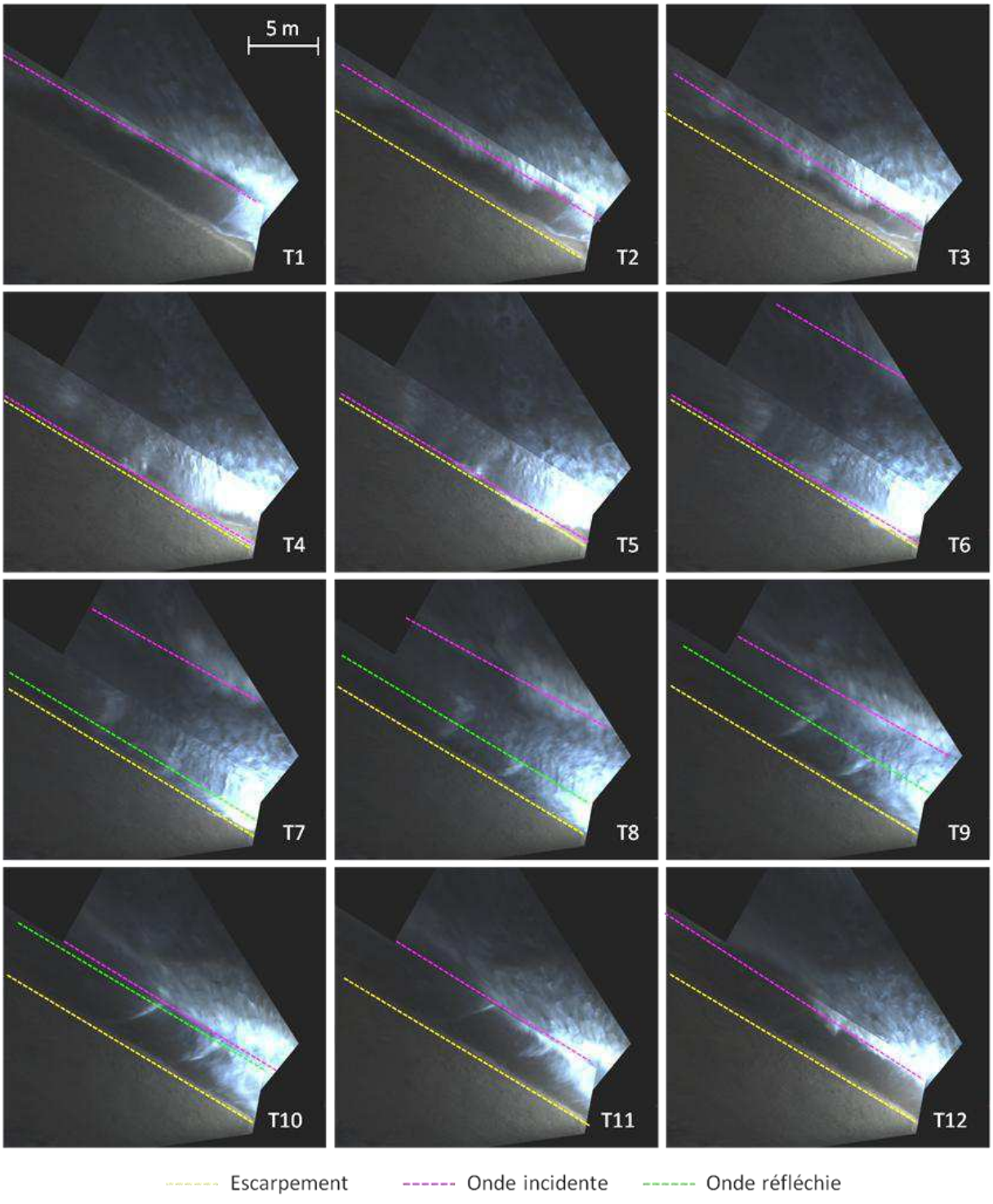

Figure 4.7 – Séquence vidéo orthorectifiée du swash avec jet de rive frontal sur l'escarpement. Le pas de temps entre deux images est de 0,53 s.

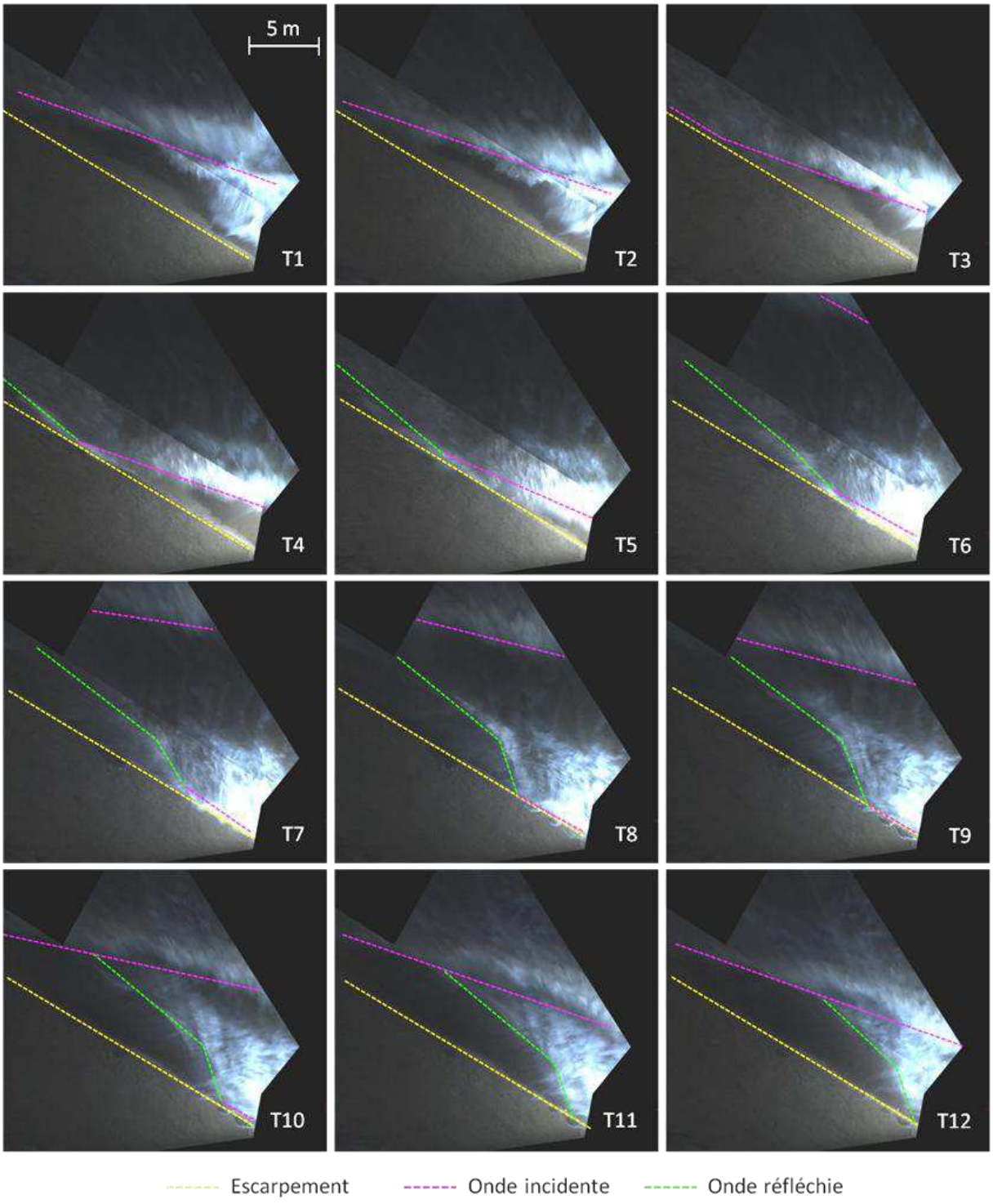

Figure 4.8 – Séquence vidéo orthorectifiée du swash avec jet de rive oblique sur l'escarpement. Le pas de temps entre deux images est de 0,53 s.

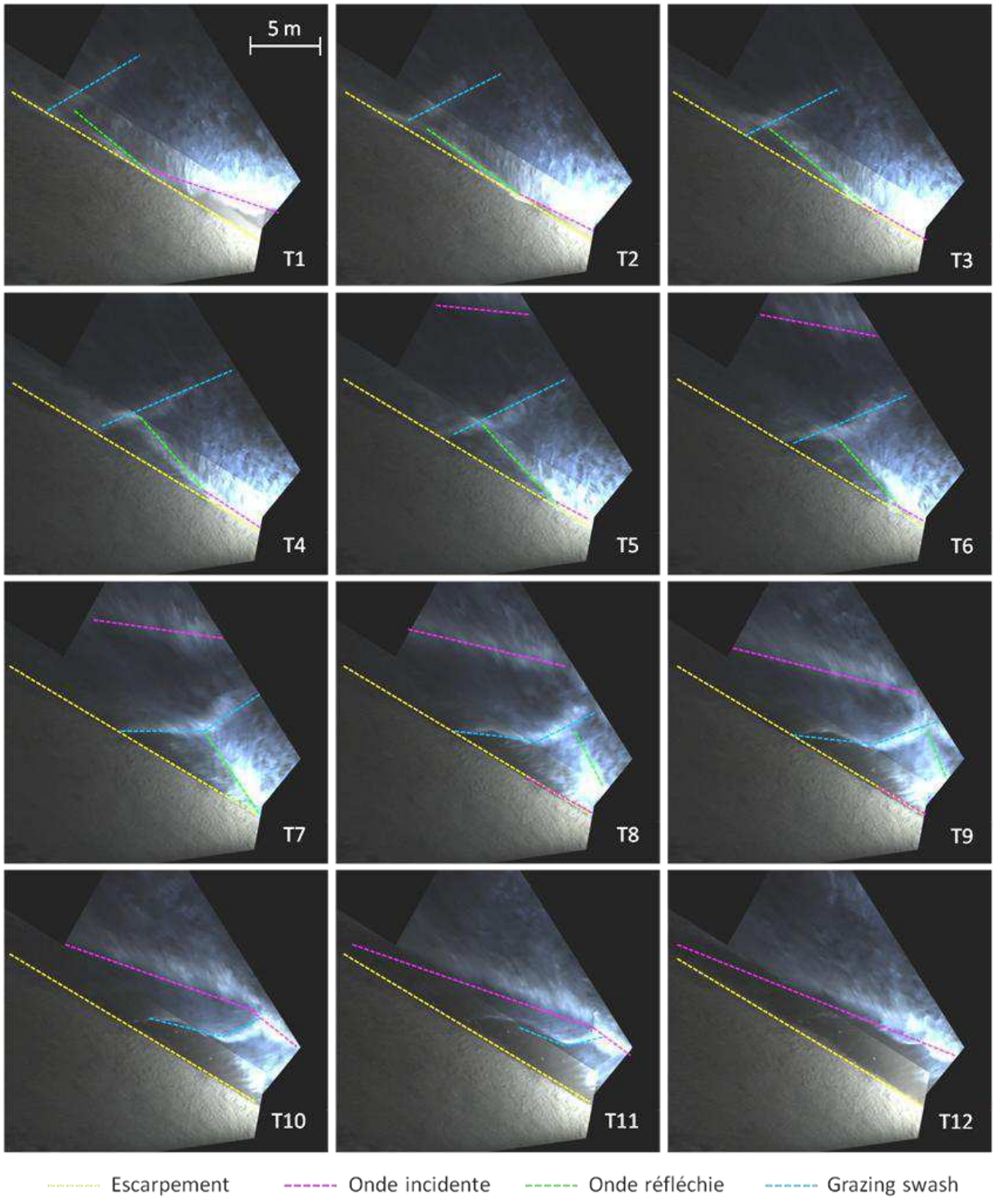

Figure 4.9 – Séquence vidéo orthorectifiée du swash avec jet de rive oblique sur l'escarpement combiné à un grazing swash. Le pas de temps entre deux images est de 0,53 s.

➢ ***Impacts et vitesses***

Comme défini par la théorie des impacts (chapitre 1), chaque collision du jet de rive sur l'escarpement, qui entraine un certain volume de sédiment érodé, se produit avec une intensité différente. Cette force d'impact est fonction de la hauteur du jet de rive et de sa vitesse.
Les mesures vidéo effectuées dans le swash ont permis d'identifier le nombre d'impacts sur l'escarpement, ainsi que les vitesses précédant chaque impact. En revanche, cette méthode ne permet pas d'extraire des informations sur les hauteurs des langues de swash.
Ces vitesses proviennent directement des données d'excursion horizontales du swash digitalisées, les vitesses extraites selon la pente de la plage au lieu considéré donnant des écarts de vitesse inférieurs à 1 %. Pour un meilleur dénombrement, le nombre d'impacts a été recensé manuellement par visualisation de chaque séquence vidéo.

Les vitesses de l'extrémité des langues de swash, précédant un impact sur l'escarpement, sont comprises en moyenne entre 0,9 et 1,2 $m.s^{-1}$ (Figure 4.10a). Leurs vitesses maximales peuvent toutefois atteindre 2 à 2,5 $m.s^{-1}$.
Les impacts sur l'escarpement, dénombrés sur des périodes de 5 minutes le long d'un transect (Figure 4.10b), augmentent progressivement entre 19h30 et 19h50, puis se stabilisent entre 20 et 30 impacts sur 5 minutes à partir de 20h00 jusque 21h10. Entre 21h10 et 21h15, Ils deviennent inférieurs à 20 du fait de la disparition totale de l'escarpement au cours de cette séquence d'acquisition. Malgré une augmentation du niveau d'eau moyen au cours du temps, le nombre d'impacts reste stable avec une fréquence oscillant entre 0,06 et 0,09 Hz (11 à 16 s). Pour conserver un nombre d'impact quasi-constant, il y a donc eu une augmentation de l'altitude du pied d'escarpement, ainsi qu'une migration, mesurée, vers l'intérieur des terres.

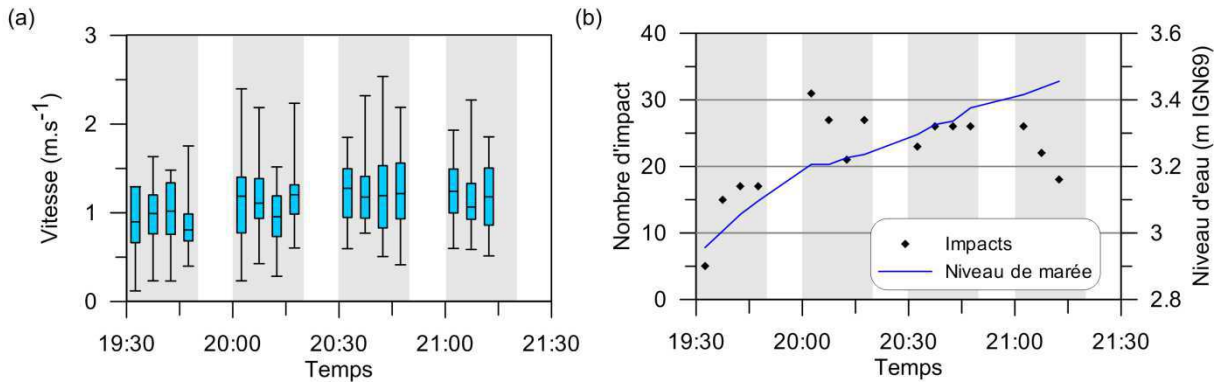

Figure 4.10 – Répartition statistique sur 5 minutes des vitesses de jet de rive avant impact sur l'escarpement (de bas en haut : min, Q1, médiane, Q3, max) (a), et nombre d'impact sur l'escarpement par période de 5 minutes (b). Les rectangles gris correspondent aux séquences d'acquisition vidéo.

4.2 Evolution morphologique

Cette sous-partie présente l'ensemble des résultats portant sur les changements morphologiques, ainsi que les variations et mouvements de volumes sédimentaires observés sur l'escarpement au cours de la pleine mer de la marée B4.

La profondeur de pénétration du laser du scanner dans l'eau étant incertaine et extrêmement variable, selon la turbidité ou la présence d'écume, la zone d'acquisition des données topographiques est limitée vers le large par l'eau, et sur le haut de plage par la digue. Les résultats concernent des profils topographiques cross-shore extraits de deux radiales Est et Ouest de 16 mètres de longueur et espacées de 18 m (Figure 3.4). Ces radiales résultent d'une moyenne entre 3 profils topographiques cross-shores espacés de 1 m, et centrés autour des profils Est et Ouest. Ce traitement permet un lissage des données topographiques, afin d'éliminer la présence des eaux du swash sur la plage et celle de potentiels effondrements au niveau de l'escarpement, parfois très localisés.

Le recouvrement régulier de la plage et du pied d'escarpement par le swash masquant localement la surface du sol (Figure 4.11), il est difficile d'obtenir un scan complet instantané de l'escarpement et surtout de la plage devant le pied d'escarpement malgré la fréquence très élevée d'acquisition du scanner laser.

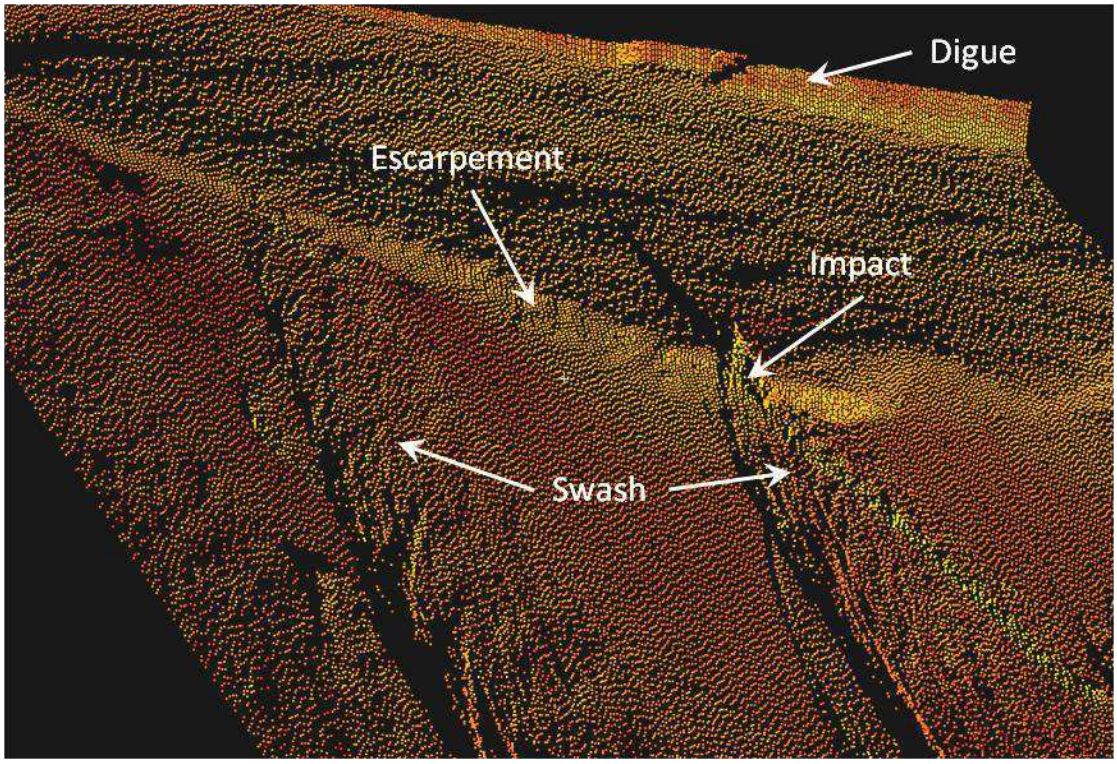

Figure 4.11 – Nuage de points topographiques brut acquis au scanner laser lors de la marée B4.

Afin de limiter au maximum l'influence de la présence du swash et d'obtenir uniquement le volume érodé de l'escarpement, les volumes sédimentaires ont été extraits des différents MNT comparatifs sur une longueur de 5 m, à partir de la position cross-shore du MNT où les profils ne changent plus, jusqu'au pied d'escarpement digitalisé au levé t-1 (Figure 4.12).

Les levés topographiques effectués lors de cette marée sont identifiés par rapport à leur heure d'acquisition. Ils débutent à 19h30, heure à partir de laquelle des évolutions commencent à être observées sur l'escarpement, jusqu'à 21h50, heure à laquelle l'escarpement a totalement disparu sur les profils Est et Ouest.

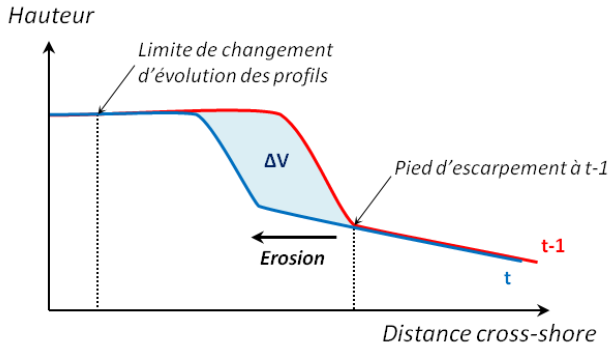

Figure 4.12 – Schéma de localisation des limites de calcul des volumes érodés de l'escarpement.

Malgré un ajustement de la topographie suite à l'apport du volume de sable par l'engin de terrassement pour la construction et le façonnage du massif sableux, une légère asymétrie initiale subsiste entre les parties Est et Ouest de l'escarpement. Les altitudes maximales d'escarpement des profils initiaux Est et Ouest sont respectivement de 4,02 m IGN69 et 4,12 m IGN69, et les altitudes du pied d'escarpement de 3,28 m IGN69 et 3,4 m IGN69 (Figure 4.14). Le levé topographique 3D de début d'expérimentation met en avant cette faible asymétrie de l'escarpement entre l'Ouest et l'Est (Figure 4.16), qu'il est difficile d'éviter compte tenu des délais courts de mise en place du massif sableux artificiel.

A l'issue de la marée B4, l'altitude de la plage à la position cross-shore initiale du pied d'escarpement s'est abaissée de 17 cm sur le profil Ouest et a augmenté de 15 cm sur le profil Est (Figure 4.14). L'érosion de l'escarpement a par ailleurs été plus rapide sur le profil Est que pour le profil Ouest avec des durées d'érosion respectives de 1h50 et de 2h20. Une amplification d'un comportement évolutif longshore est donc mise en avant indépendamment de la morphologie initiale, s'expliquant par la dynamique sédimentaire longshore dominante compte tenu de l'obliquité des vagues incidentes et du swash.

4.2.1 Pied d'escarpement

Les pieds d'escarpement reculent selon des trajectoires quasiment rectilignes à l'Est et à l'Ouest, avec des pentes respectives de 18,9 et 11,8° (Figure 4.13). La pente suivie par le pied d'escarpement à l'Ouest est très proche des 9° de la haute plage, mesurée entre le pied d'escarpement et le niveau moyen de l'eau avant les premiers impacts érosifs. Celle suivie à l'Est est bien plus importante que le haut de plage qui est de 5,8°. Cet écart entre les pentes de la plage et du recul du pied d'escarpement à l'Est est contrôlé par l'altitude de la plage augmentant devant le pied au cours du temps. En revanche à l'Ouest, dans un premier temps, le pied d'escarpement augmente rapidement, en même temps que le niveau de la plage, puis celui-ci évolue moins vite dès lors que le niveau de la plage diminue devant le pied d'escarpement (Figure 4.13a-b et Figure 4.14a-b). Les évolutions différentes du front d'escarpement à l'Ouest et à l'Est soulignent l'influence de l'évolution altimétrique de la plage au droit de chaque profil qui est très contrastée, ceci dans un contexte de dynamique sédimentaire longshore induite par des vagues obliques, mais aussi par un site d'expérimentation à proximité d'un épi.

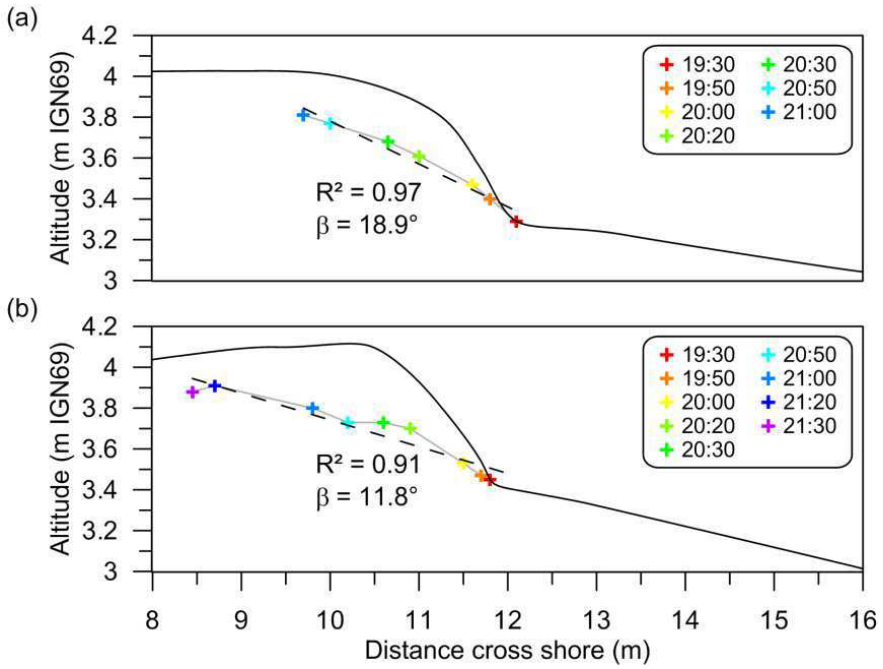

Figure 4.13 – Evolution de la position du pied d'escarpement sur les profils initiaux Est (a) et Ouest (b) au cours de la marée B4.

4.2.2 Evolution de l'escarpement

Sur le profil Est, l'érosion de l'escarpement débute dès lors que l'écart entre le niveau d'eau moyen et le pied d'escarpement devient inférieur à 40 cm (Figure 4.15c). Les vitesses de recul augmentent régulièrement jusqu'à atteindre 3,5 $cm.min^{-1}$, puis diminuent légèrement lorsque l'écart entre le niveau d'eau moyen et le pied d'escarpement augmente pour se stabiliser autour de 40 cm (Figure 4.15b et c).

Le long du profil Ouest, l'érosion de l'escarpement débute également lorsque l'écart entre le niveau d'eau moyen et le pied d'escarpement est inférieur à 40 cm. Les vitesses de recul du pied d'escarpement augmentent jusque 3 $cm.min^{-1}$, malgré une remontée de l'écart entre le niveau d'eau moyen et le pied au-dessus de 45 cm. Cette augmentation de l'écart fait chuter la vitesse de recul à 2 $cm.min^{-1}$. En revanche, à partir de 21h00, malgré une légère augmentation de l'écart entre le niveau d'eau moyen et le pied d'escarpement entre 40 et 45 cm, la vitesse de recul augmente fortement pour atteindre plus de 5,5 $cm.min^{-1}$ à 21h20 et diminue de moitié à 21h30 avant la disparition de l'escarpement sur le profil Ouest (Figure 4.15b et c).

Ces fortes variations de vitesses de recul peuvent être dues à un effondrement du front d'escarpement survenu sur le profil juste avant le levé topographique de 21h20. Il est probable que la variation brutale de la vitesse de recul et de l'écart entre le niveau d'eau moyen et le pied d'escarpement à 20h50 soit également due à un autre effondrement avant le levé topographique, le swash n'a pas eu le temps d'évacuer rapidement le dépôt des sédiments effondrés, entrainant une position du pied d'escarpement décalée.

La hauteur initiale d'environ 70 cm de l'escarpement diminue de façon linéaire à l'Est alors qu'à l'Ouest un palier durant lequel la hauteur reste stable est observé entre 20h30 et 20h50, modulant l'évolution régulière observée (Figure 4.15a). Pour les deux profils, l'escarpement disparaît après avoir atteint la hauteur de 15 à 20 cm entre 21h00 et 21h20 à l'Est et entre 21h30 et 21h50 à l'Ouest.

Il convient de prendre en compte le fait que les levés topographiques sont effectués à heure fixe et qu'il peut se produire un effondrement de l'escarpement juste avant un levé topographique, entraînant un dépôt de sédiments en pied, ce qui modifie la position du pied d'escarpement, et par conséquent sa hauteur et sa vitesse de recul. Ainsi peuvent s'expliquer certaines variations ponctuelles dans l'évolution exposée précédemment.

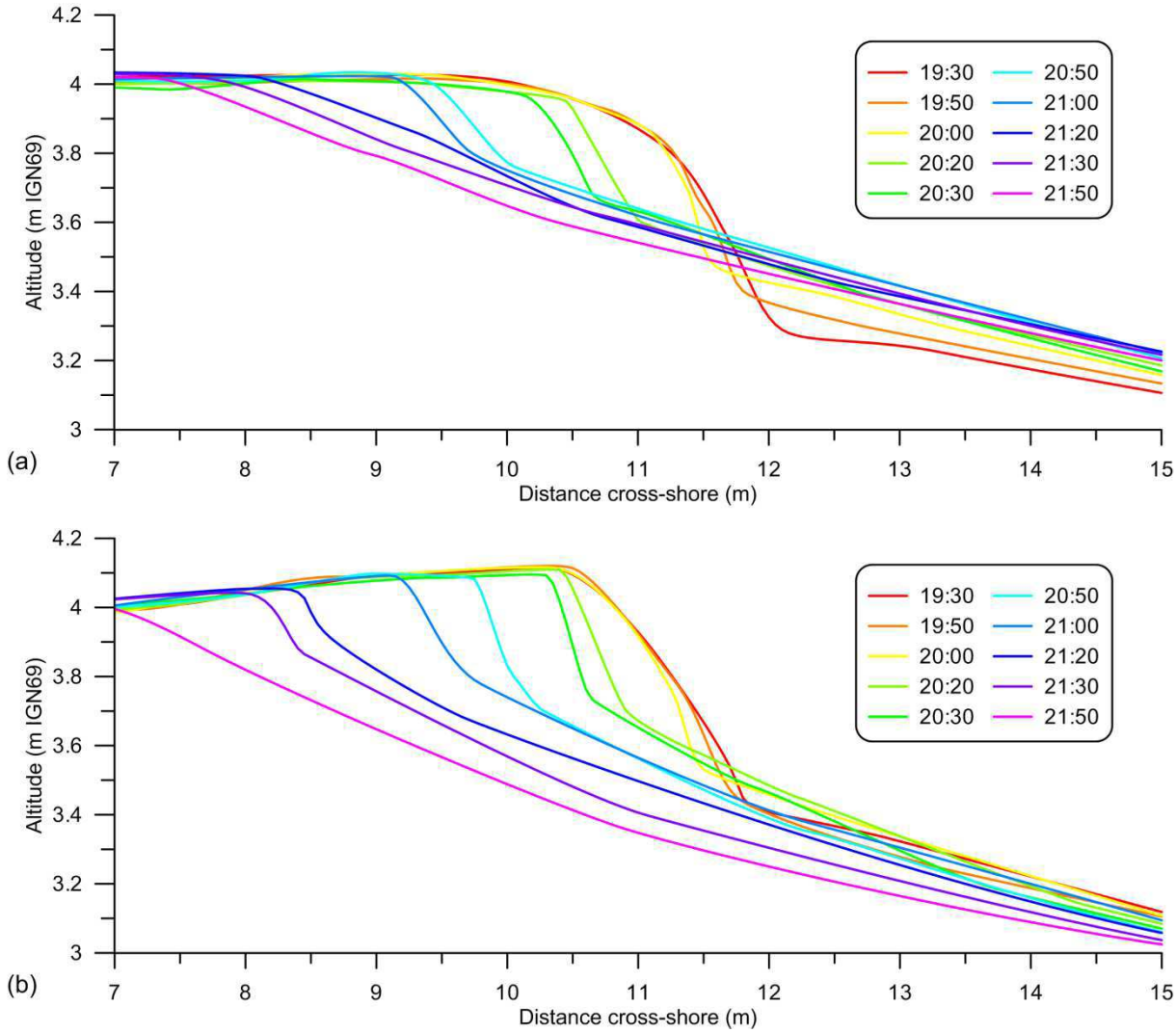

Figure 4.14 – Profils topographiques moyens de l'escarpement acquis à pleine mer lors de la marée B4 selon les profils Est (a) et Ouest (b).

4.2.3 Volumes érodés

Les volumes érodés cumulés jusqu'à la destruction totale de l'escarpement sont deux fois plus importants à l'Ouest qu'à l'Est, avec respectivement -1,48 et -0,62 $m^3.ml^{-1}$ (Figure 4.15d). Au début de l'érosion, de 19h30 à 20h30, les volumes érodés de l'escarpement sont plus importants à l'Est qu'à l'Ouest, puis à 20h50 la tendance s'inverse, les volumes érodés cumulés devenant plus importants à l'Ouest, jusqu'à la destruction de l'escarpement (Figure 4.15d). Les volumes érodés moyens sur des périodes de 10 minutes augmentent rapidement et de manière similaire jusque 20h20, atteignant des valeurs respectives de -0,10 et -0,08 $m^3.ml^{-1}.10min^{-1}$ sur les deux profils Est et Ouest. A partir de 20h30, et jusqu'à l'érosion totale, les volumes érodés sur le profil Est diminuent lentement de -0,09 à -0 ,06 $m^3.ml^{-1}.10min^{-1}$ (Figure 4.15e), tandis que sur le profil Ouest, les volumes érodés

continuent d'augmenter jusque 21h00, atteignant un maximum de -0,16 $m^3.ml^{-1}.10min^{-1}$. Ils diminuent rapidement au cours des 30 minutes suivantes à -0,08 $m^3.ml^{-1}.10min^{-1}$, avant d'augmenter une dernière fois à -0,14 $m^3.ml^{-1}.10min^{-1}$ lors de la disparition complète de l'escarpement.

La différence d'évolution des volumes érodés entre l'Est et l'Ouest ne peut être expliquée par un changement dans les conditions hydrodynamiques au large, celles-ci restant globalement constantes. En revanche, une évolution locale particulière due à la proximité de l'épi à l'Est de la zone d'étude peut être la cause de ce comportement différencié.

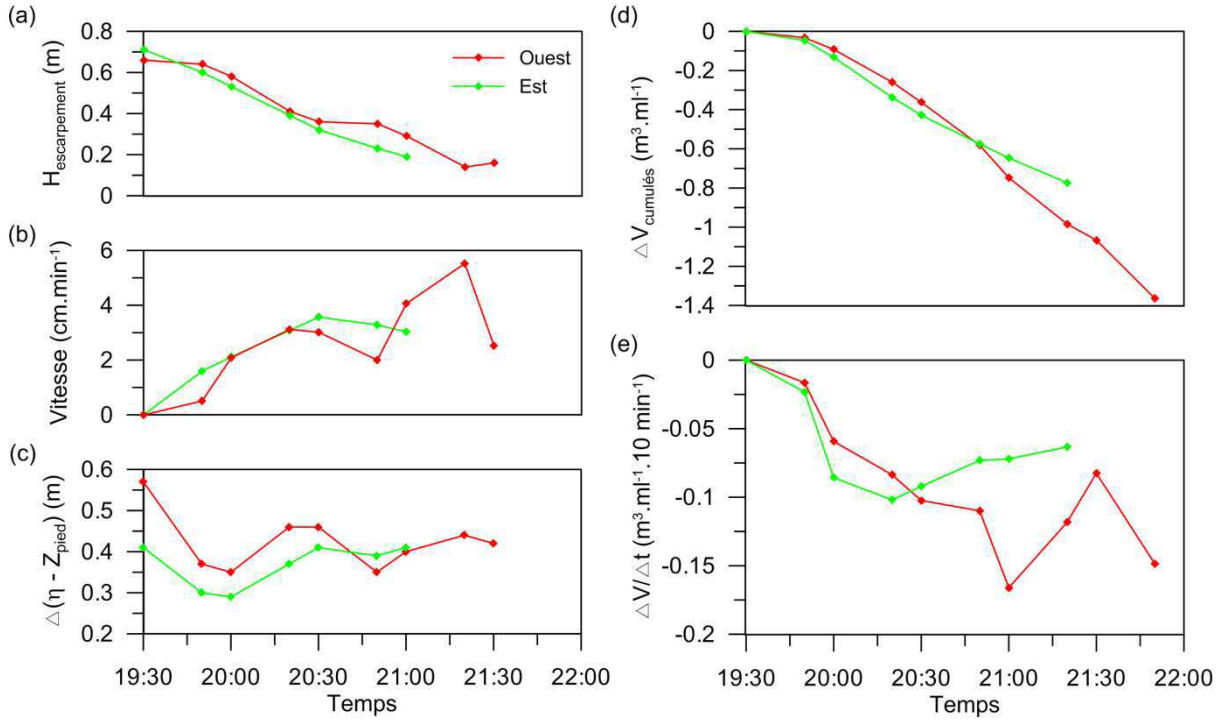

Figure 4.15 – Evolution temporelle de la hauteur de l'escarpement (a), de la vitesse moyenne de recul de l'escarpement (b), de l'écart entre le niveau d'eau moyen et le pied d'escarpement (c), des volumes érodés cumulés de l'escarpement (d) et des volumes érodés sur des périodes de 10 min (e) sur les profils Est et Ouest.

L'hydrodynamique du jet de rive ainsi que le nombre d'impacts obtenus grâce à la vidéo n'ont pu être observés que selon le transect Est. En effet, le dispositif expérimental n'a pas permis d'enregistrer les évolutions vidéo à l'Ouest. Cependant, plusieurs hypothèses liées expliquant cette différence d'évolution sont possibles :

- l'obliquité du jet de rive observé sur les images vidéo (Figure 4.8 et Figure 4.9) crée un courant longshore en haut de plage entrainant une partie des sédiments érodés de l'escarpement. Ceux-ci se retrouvent alors bloqués par l'épi, tant que sa cote d'arase n'est pas atteinte, il en résulte une augmentation progressive de l'altitude de la plage à partir de l'Est devant l'escarpement, ainsi qu'une diminution de sa hauteur ;

- l'augmentation régulière du niveau de la plage par l'Est, induite par le remplissage de la zone amont de l'épi, stabilise, voire atténue, l'hydrodynamique du jet de rive à l'Est. En revanche, suite à l'abaissement continu du niveau de plage, pas ou moins influencé par la présence de l'épi, le jet de rive se retrouve plus énergétique à l'Ouest entrainant des volumes érodés plus conséquents.

Malgré un apport continu en sédiments en provenance de l'Ouest, la stabilisation de l'altitude de la plage à l'Est vers 20h30 (Figure 4.14a), ainsi que la diminution des volumes érodés sur la partie Est de l'escarpement (Figure 4.15d-e), peuvent constituer un indicateur de la saturation de l'épi en sédiments. Lorsque ceux-ci ont atteint la cote d'arase de l'épi, ils ne peuvent plus être stockés et par conséquent transitent par franchissement au-dessus de lui.

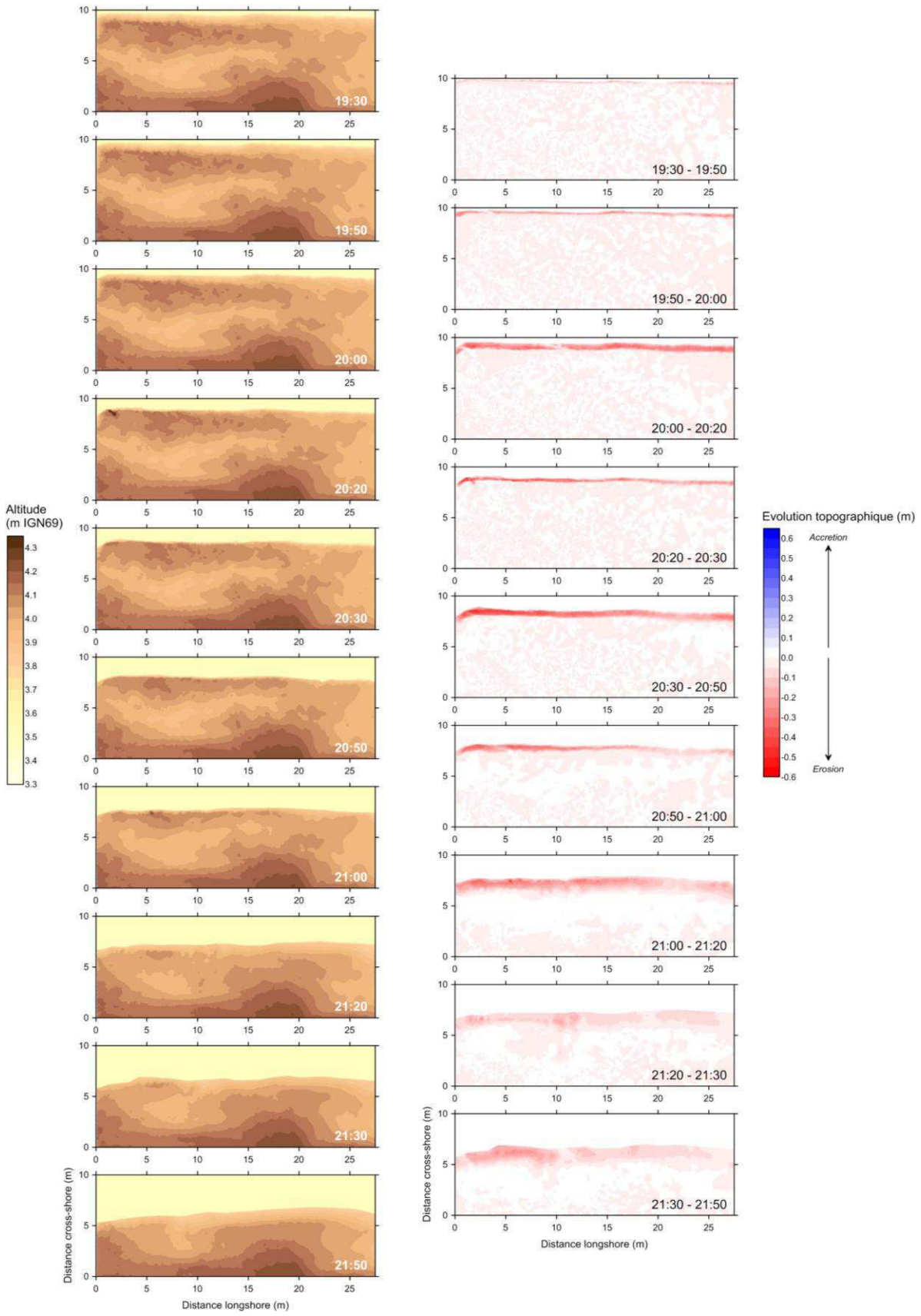

Figure 4.16 – MNT topographiques de la berme et son escarpement à pleine mer (à gauche) et MNT comparatifs entre deux levés topographiques successifs (à droite) lors de la marée B4. Les parties offshores à l'escarpement ont été masquées du fait des artéfacts liés aux langues de swash acquises par le scanner laser.

4.3 Modèle d'évolution des volumes

Les nombreuses études effectuées par le passé ont montré que l'évolution des volumes érodés d'un escarpement de dune peut répondre à la « théorie des impacts » où le volume érodé est fonction de la force des impacts sur l'escarpement. Etant donné la difficulté d'obtenir des mesures de hauteurs d'eau dans le swash au moment des impacts, il n'est pas possible de calculer une force d'impact correcte pour chaque collision recensée durant l'expérimentation. L'utilisation de la formule basée sur la théorie des impacts étendue par Larson et al. (2004a) (équation 1.16) permet de s'affranchir du calcul de la force d'impact. En effet, celle-ci est remplacée par la hauteur de dépassement du pied d'escarpement issu du runup dont les volumes érodés sont également fonction. Cette formulation a été testée et validée avec de nombreux jeux de données majoritairement issues d'expérimentations en canal. Elle permet d'utiliser des paramètres facilement quantifiables : la hauteur de runup, le niveau du pied d'escarpement et le nombre d'impacts défini par le nombre de vagues sur un temps donné. En revanche, elle ne prend pas en compte la variation du niveau d'eau. La deuxième formulation de Larson et al. (2004a) (équation 1.17) plus complexe et développée à partir de la première formule intègre un modèle d'évolution du niveau d'eau (marée, surcote et setup) et de la hauteur du runup.

Les résultats précédents ont confirmé que la formule R_{LEH04} n'était pas réaliste et surestimait les runup mesurés contrairement à d'autres formules de calcul du runup théorique pour lesquelles les résultats obtenus sont cohérents avec les valeurs mesurées in-situ. Toutefois, les différentes formulations de runup, exposées dans le premier chapitre, ont été testées au sein des deux formules du modèle de Larson et al. (2004a), afin de vérifier si certaines formules de runup, plus cohérentes avec la réalité, permettent d'obtenir des résultats satisfaisants des volumes érodés d'un escarpement de berme.

L'influence du nombre d'impacts, défini par le nombre de vagues dans cette formule, est également comparé au nombre d'impacts recensés in-situ sur l'escarpement dans la première formule. Enfin, pour les deux formules, le coefficient empirique Cs est ajusté manuellement afin que la courbe de régression linéaire passant par les résultats coïncide avec la courbe d'équivalence entre les volumes calculés et observés.

En fonction des résultats obtenus, une modification des deux formules de Larson et al. (2004a) calées sur les données de terrain acquises est présentée.

4.3.1 Choix des paramètres

Les formules de runup testées dans le modèle de Larson et al. (2004a) sont celles dont les valeurs de runup dépassent la hauteur du pied d'escarpement, sans quoi une érosion n'est pas possible. Il peut donc s'agir du $R2_{SHHS06}$, du $R2_{H86}$, du Rs_{GT82} et du R_{LEH04}. Contrairement à la conclusion de Palmsten et Holman (2012), la formule du $R16_{SHHS06}$ donnant des valeurs inférieures au pied d'escarpement ne peut pas être utilisée.

Ces équations de calcul de runup sont testées dans la première formule, avec dans un cas le nombre d'impacts réel issu des acquisitions vidéo, et dans l'autre cas, le nombre d'impacts estimé par le nombre de vagues, t/Tp, comme défini dans la relation de base de Larson et al. (2004a), et dans la deuxième formule de ces auteurs.

Les calculs pour les deux formules ont été réalisés en considérant chaque période entre deux séquences d'acquisition topographique comme un cas différent, mais utilisant le même Cs et les paramètres propres à chaque séquence (niveau d'eau, runup, pied d'escarpement, hauteur de houle, période…). Dans la deuxième formule de Larson et al. (2004a), le coefficient *n* utilisé, afin de caractériser la variation du niveau d'eau, est égal à 1 étant donné que chaque créneau d'évolution considéré comme unique voit son niveau d'eau en augmentation constante durant la phase érosive.

- ***Nombre d'impacts et nombre de vagues***

Comme le préconisent Larson et al. (2004a) dans leur formule, le nombre de vagues est calculé simplement en divisant le temps d'observation par la période de pic des vagues. Celui-ci est calculé pour des périodes de 10 minutes en utilisant les données d'agitations acquises.

Le nombre d'impacts observé sur l'escarpement est extrait des acquisitions vidéo, sur le même transect que celui de la topographie, pour des périodes de 5 minutes. Les créneaux de pause dans l'acquisition vidéo ne permettant pas de mesurer le nombre d'impacts, ceux-ci ont été interpolés par rapport à la distribution temporelle des impacts mesurés en suivant une régression polynomiale de degré 4 dont le R^2 est de 0,85 (Figure 4.17).

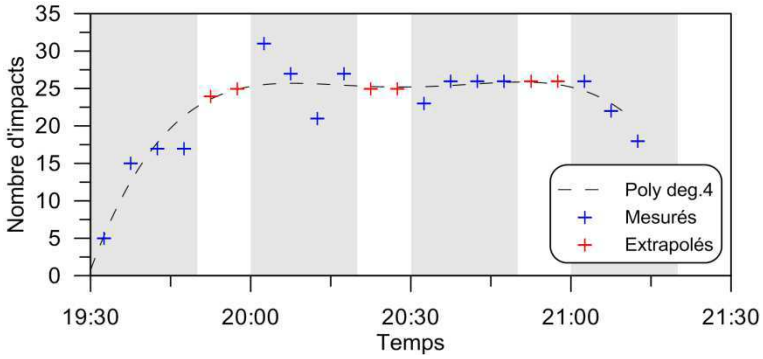

Figure 4.17 – Impacts observés sur l'escarpement et extrapolés.

La comparaison du nombre d'impacts observés *in-situ* et du nombre de vagues calculé est présentée pour des périodes de 10 minutes sur la Figure 4.18. Le nombre de vagues incidentes ayant une période Tp surestime de deux à sept fois le nombre d'impacts sur l'escarpement pour une même période de temps. Celui-ci n'est donc pas représentatif des impacts agissant sur l'escarpement, notamment lorsque le niveau d'eau augmente encore comme en début d'expérimentation. Le dernier créneau entre 21h10 et 21h20 est à écarter car l'escarpement a été totalement érodé au cours de la séquence de 10 minutes. Ces résultats confirment la conclusion de Palmsten et Holman (2012) quant au fait d'utiliser un autre paramètre que t/Tp pour quantifier la fréquence dominante dans le swash et donc le nombre d'impacts sur un escarpement de plage ou un front de dune, qui soit plus cohérent avec la réalité.

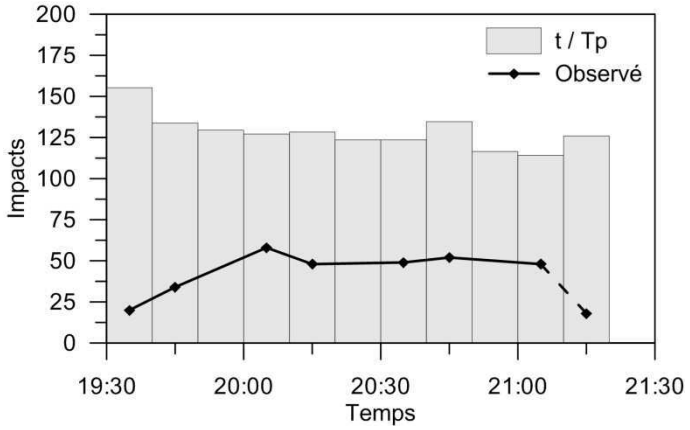

Figure 4.18 – Comparaison entre le nombre d'impacts observés sur l'escarpement et le nombre de vagues.

- ***Première formule de Larson et al. (2004)***

  - **Nombre de vagues**

Les meilleurs résultats de calculs des volumes érodés avec la formule de Larson et al. (2004a), utilisant le nombre de vagues incidentes comme nombre d'impacts, sont obtenus avec la formule de R_{LEH04}, malgré qu'elle soit la moins représentative, donnant un coefficient de détermination R^2 de 0,78. Les formules de $R2_{SHHS06}$ et Rs_{GT82} donnent des R^2 autour de

0,48 et la formule de $R2_{H86}$ donne un R^2 de 0,59 (Figure 4.19a). La formule R_{LEH04} combiné au nombre de vagues donne des résultats corrects, excepté pour le calcul des petits volumes, deux fois plus important que ceux observés (Figure 4.19b). La formule $R2_{SHHS06}$ donne un résultat proche pour les petits volumes calculés, mais des volumes jusqu'à 0,09 $m^3.ml^{-1}.10min^{-1}$ plus élevés, soit presque le double, pour les volumes observés les plus importants. Les formules Rs_{GT82} et $R2_{H86}$ donnent des valeurs calculées variables, par rapport à celles observées, avec des écarts ne dépassant pas les 0,055 $m^3.ml^{-1}.10min^{-1}$ quelque soient les valeurs. Une exception cependant pour la formule Rs_{GT82} qui calcule un volume érodé deux fois plus important dans les plus petits volumes (Figure 4.19b).

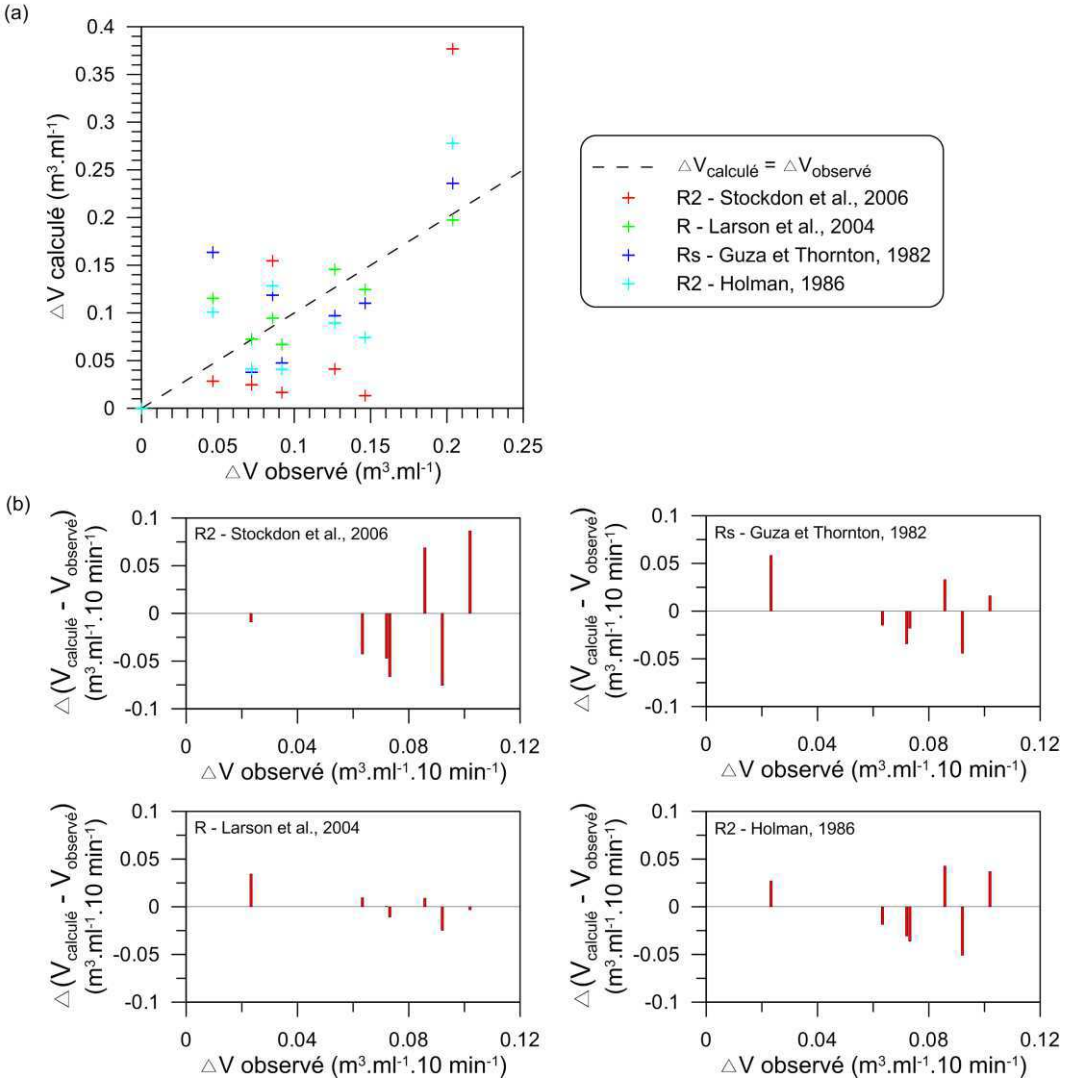

Figure 4.19 – Volumes érodés calculés avec le nombre de vagues par la première formule de Larson et al. (2004a) en fonction des volumes érodés observés (a), et répartition des écarts entre les volumes érodés calculés et observés pour chaque formulation de runup (b).

- **Nombre d'impacts réels**

Le nombre d'impacts réel appliqué à la formule de Larson et al. (2004a) semble plus approprié dans l'estimation des volumes érodés, notamment avec l'utilisation du R_{LEH04} dont les résultats, meilleurs que précédemment, donnent un R^2 de 0,95 (Figure 4.20a) et des écarts entre les valeurs observées et calculées n'excédant pas 0,015 $m^3.ml^{-1}.10min^{-1}$ pour l'ensemble de l'expérimentation (Figure 4.20b). Les volumes calculés à partir de la formule de $R2_{SHHS06}$ présentent le R^2 le plus faible avec un coefficient de 0,48 et des écarts entre les valeurs mesurées et calculées allant jusqu'à 0,095 $m^3.ml^{-1}.10min^{-1}$. Les formules de $R2_{H86}$ et Rs_{GT82} donnent des R^2 respectifs plus élevés avec 0,65 et 0,73, et des écarts entre le calcul et la mesure n'excédant pas des valeurs respectives de 0,05 et 0,037 $m^3.ml^{-1}.10min^{-1}$.

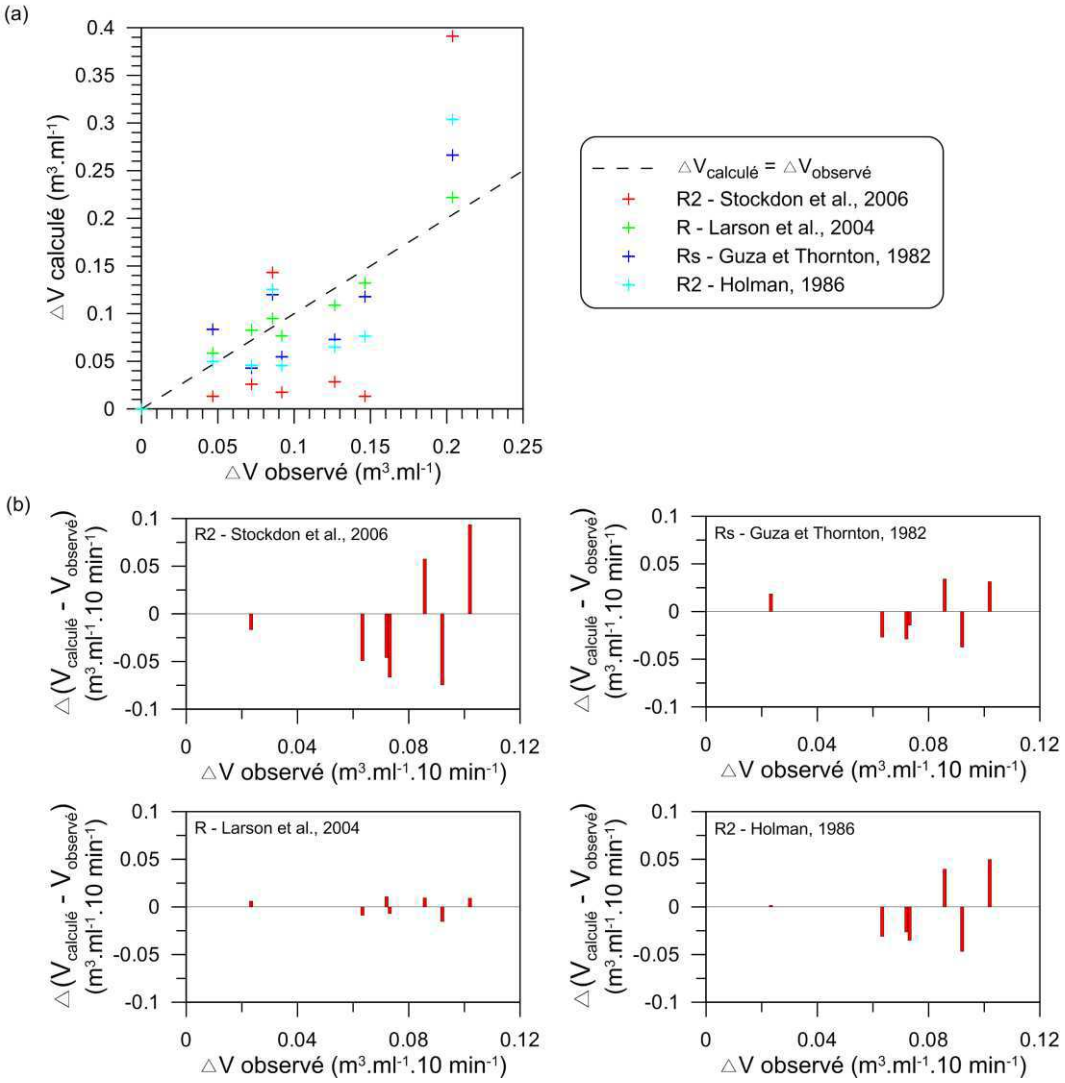

Figure 4.20 – Volumes érodés calculés avec le nombre d'impacts observés par la première formule de Larson et al. (2004a) en fonction des volumes érodés observés (a), et répartition des écarts entre les volumes érodés calculés et observés pour chaque formulation de runup (b).

➢ ***Deuxième formule de Larson et al. (2004)***

Les calculs effectués avec la deuxième formule de Larson et al. (2004a), prenant en compte la variation temporelle du niveau d'eau et du runup, présentent des résultats variables selon la formule de calcul de runup utilisée. De la même façon que pour la première formule, le R_{LEH04} donne d'excellents résultats avec un R^2 de 0,97 et des écarts maximums aux volumes mesurés de 0,02 $m^3.ml^{-1}.10min^{-1}$ (Figure 4.21b) et un Cs de $3{,}5.10^{-2}$. La formule Rs_{GT82} donne des résultats corrects avec un R^2 de 0,70 et des écarts maximums de 0,05 $m^3.ml^{-1}.10min^{-1}$. En revanche, les runups calculés à partir des formules $R2_{SHHS06}$ et $R2_{H86}$ ne semblent pas adaptés à cette deuxième formule de calcul des volumes érodés avec des R^2 respectifs de 0,13 et 0,34 (Figure 4.21a). Leurs écarts maximaux aux valeurs observées sont respectivement de 0,126 et 0,076 $m^3.ml^{-1}.10min^{-1}$ et se situent aux plus petites valeurs de volume érodé (Figure 4.21b).

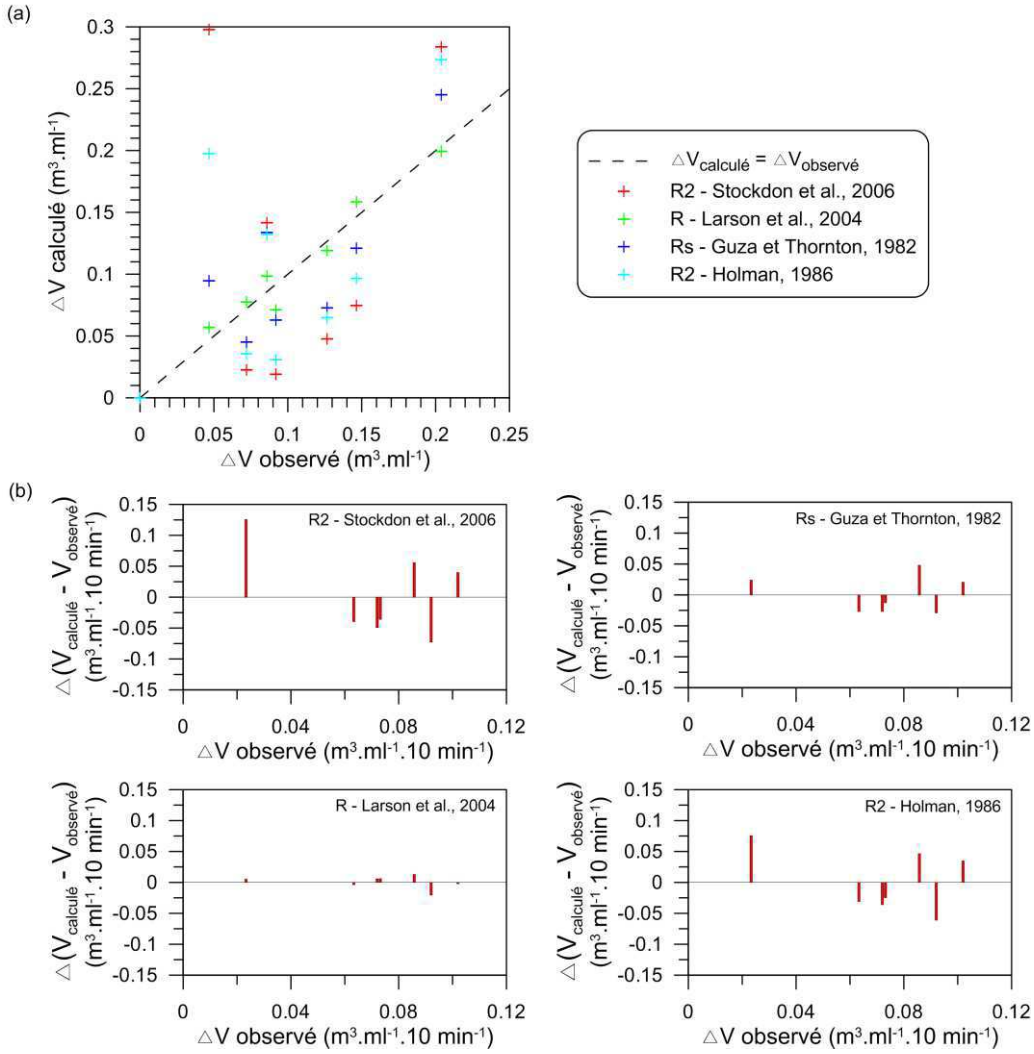

Figure 4.21 – Volumes érodés calculés par la deuxième formule de Larson et al. (2004a) en fonction des volumes érodés observés (a), et répartition des écarts entre les volumes érodés calculés et observés pour chaque formulation de runup (b).

Le coefficient Cs, modulé afin d'ajuster au mieux les volumes érodés calculés pour chaque formule de runup, est compris entre $1{,}53.10^{-3}$ et $4{,}63.10^{-2}$ dans le cas de l'utilisation du nombre d'impacts réels, et entre $5{,}63.10^{-4}$ et $1{,}85.10^{-2}$ dans le cas de l'utilisation du nombre de vagues. Les valeurs de Cs sont, pour la plupart, plus élevées que celles recensées dans les différents tests effectués par Larson et al. (2004a) excepté le Cs utilisé avec R_{LEH04}. Pour une même formule de runup, entre l'utilisation du nombre de vagues ou du nombre d'impacts réels, le rapport entre les Cs varie entre 2,5 et 2,7. Il est plus élevé dans le cas de l'utilisation du nombre d'impacts réels, compensant ainsi le nombre de vagues estimé plus élevé. Ce rapport est très proche de celui que l'on retrouve entre le nombre d'impacts observés et le nombre de vagues (Figure 4.18).

L'utilisation du nombre d'impacts réels plutôt que le nombre de vagues est donc préférable dans la première formule de calcul des volumes érodés de Larson et al. (2004a). Les résultats obtenus sont plus proches des observations de terrain, notamment pour les petits volumes érodés.

Le R_{LEH04}, employé dans la première formule de Larson et al. (2004a) combiné au nombre d'impacts réels observés sur l'escarpement ainsi que dans la deuxième formule de Larson et al. (2004a), est celui qui donne les meilleurs résultats de calculs de volumes érodés avec des R^2 respectifs de 0,95 et 0,97 pour les première et deuxième formules.

Cependant, le R_{LEH04} surestime et ne retranscrit pas les runups observés sur le terrain. En revanche la formule $R2_{SHHS06}$, donnant les résultats les plus proches de ceux observés sur le terrain pour le runup, présente des résultats de volumes érodés calculés parmi les plus mauvais pour les deux formules de Larson et al. (2004a).

4.3.2 Nouvelle formulation

Les résultats de l'expérimentation d'érosion de l'escarpement de la berme de haut de plage ont montré que la formule R_{LEH04} surestimait les runups observés, alors que la formule $R2_{SHHS06}$ était la plus représentative pour le calcul du runup. Cependant, cette dernière est inadaptée à une utilisation dans les deux formules de Larson et al. (2004a). Durant la période érosive, on peut remarquer que le rapport entre les R_{LEH04} et $R2_{SHHS06}$ est constamment situé autour de 2. Les résultats de Splinter et Palmsten (2012) présentent un résultat où le R_{LEH04} est pondéré d'un coefficient K_d avec un rapport : $R2_{SHHS06} \approx 0{,}46\ R_{LEH04}$.

Une modification de la première formule de Larson et al. (2004a) a été effectuée et testée en remplaçant le R_{LEH04} par le $R2_{SHHS06}$ pondéré avec un coefficient $K_d = 2$. La nouvelle première équation s'exprime de la façon suivante :

$$\Delta V = 4\, C_s (K_d \times R2_{SHHS06} - z_b)^2 N_i \qquad (4.1)$$

avec N_i le nombre d'impacts sur l'escarpement, défini par le nombre d'impacts mesuré ou le nombre de vagues t/Tp.

La modification sur la deuxième formule de Larson et al. (2004a) porte également sur le remplacement du runup R_{LEH04} par le $R2_{SHHS06}$ pondéré avec le coefficient $K_d = 2$ de la façon suivante : $R_i = K_d \times R2_{i_{SHHS06}}$, avec $R2_{i_{SHHS06}}$ le runup 2 % initial calculé à partir de la formule de Stockdon et al. (2006). Ces formules modifiées sont testées de la même manière que précédemment en s'appuyant sur le set de données acquis lors de l'expérimentation de terrain.

La première nouvelle formule testée avec le nombre de vagues comme nombre de collisions sur l'escarpement donne des résultats peu satisfaisants avec un R^2 de 0,55. Toutefois, les valeurs calculées sont meilleures que pour l'utilisation du $R2_{SHHS06}$ dans la formulation initiale (Figure 4.22).

Lorsque cette nouvelle formule est testée avec le nombre d'impacts réels, les résultats sont excellents avec un R^2 de 0,94 et des écarts maximaux aux valeurs observées de 0,017 $m^3.ml^{-1}.10min^{-1}$. Ces résultats sont comparables à ceux obtenus avec R_{LEH04} dans la formule initiale avec le nombre d'impacts dont le R^2 est de 0,95 et l'écart maximum de 0,015 $m^3.ml^{-1}.10min^{-1}$ (Figure 4.23).

La deuxième nouvelle formule donne également d'excellents résultats avec un R^2 de 0,96 et des écarts de 0,022 $m^3.ml^{-1}.10min^{-1}$ au maximum. Ils sont proches de ceux obtenus par la deuxième formule initiale utilisant le R_{LEH04} dont le R^2 est de 0,97.

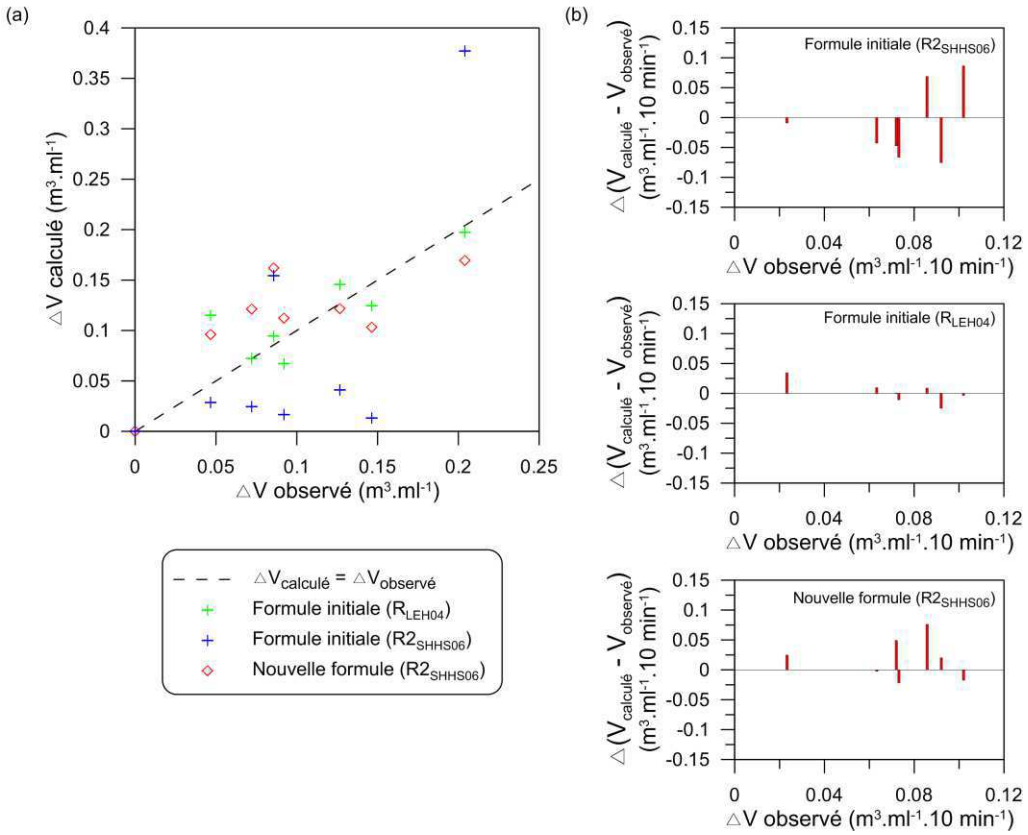

Figure 4.22 – Résultats de la première nouvelle formule utilisant le nombre de vagues.

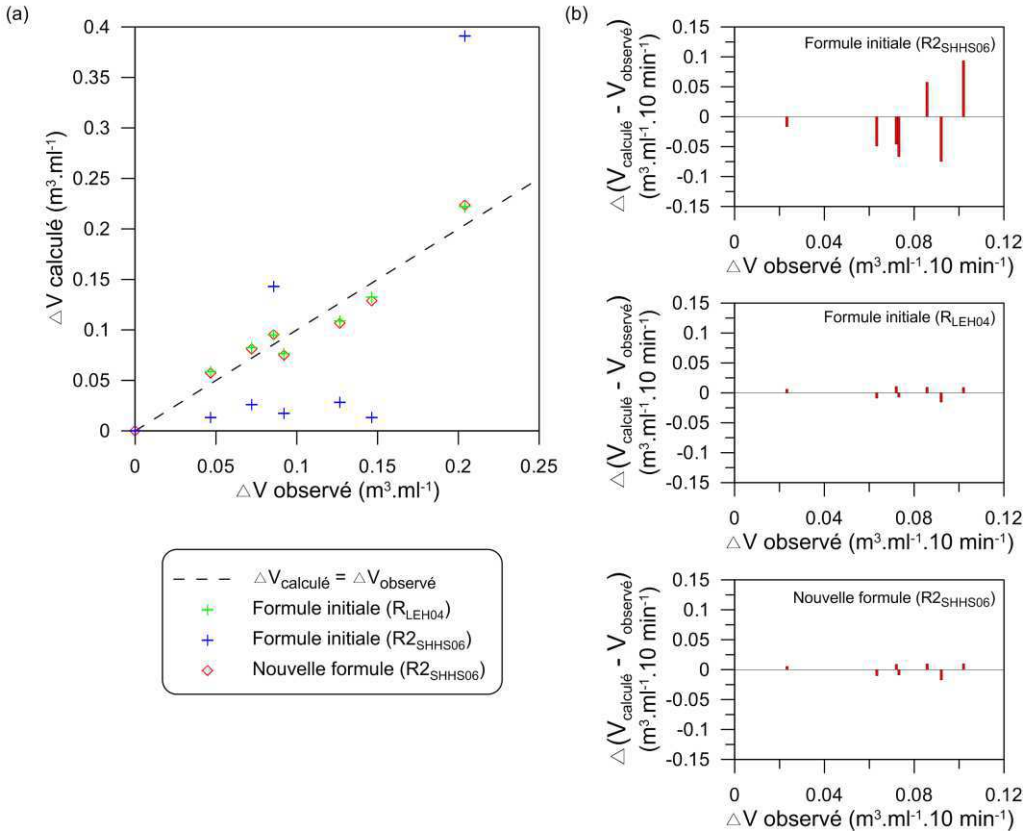

Figure 4.23 – Résultats de la première nouvelle formule utilisant le nombre d'impacts réels.

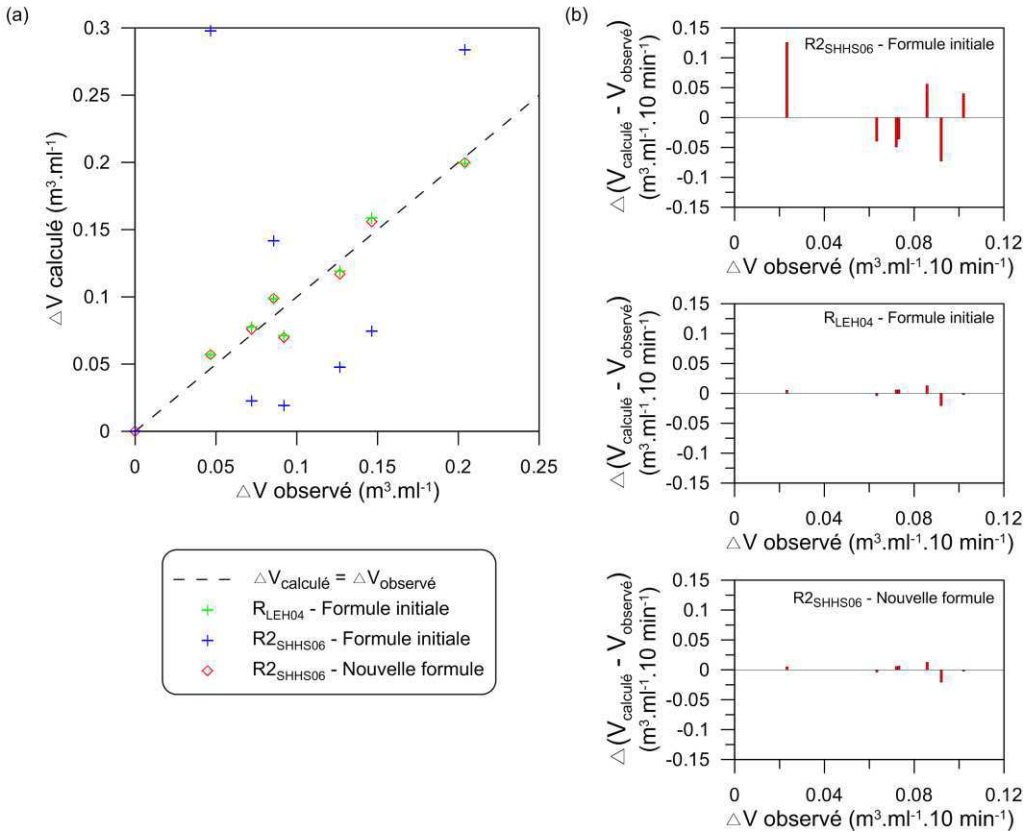

Figure 4.24 – Résultats de la seconde nouvelle formule.

La première nouvelle formulation utilisant le nombre d'impacts réels combiné au R_{SHHS06} pondéré par le coefficient K_d permet d'atteindre des résultats très proches de ceux obtenus avec la formule initiale de Larson et al. (2004) utilisant le R_{LEH04}, contrairement à la première nouvelle formulation utilisant le nombre de vagues incidentes.

Il semble donc nécessaire de pouvoir déterminer pour chaque période d'acquisition un nombre d'impacts proche de ceux observés s'ils ne peuvent être dénombrés directement, afin de les estimer au mieux pour les intégrer dans la formulation de calcul des volumes érodés. Pour déterminer une formulation du nombre d'impacts du swash sur l'escarpement, basée sur les conditions d'agitation au large, il est nécessaire d'aborder en détail les processus de dissipation de l'agitation en zone de surf et d'étudier plus finement les interactions swash-swash, et plus particulièrement la séquence *backwash* suivi de l'*uprush*. Cependant, les données acquises lors des expérimentations ne permettent pas d'analyser ce phénomène en détail.

Les résultats précédents issus des expérimentations ont montré que les impacts sur l'escarpement se produisent à une fréquence comprise entre 0,06 et 0,09 Hz (11 à 16 s), alors que les fréquences de pic de vagues aux mêmes moments sont comprises entre 0,2 et 0,25 Hz (4 à 5 s).

L'analyse spectrale du swash en fin d'expérimentation sans relief de berme et à une hauteur d'eau similaire à la période d'érosion de l'escarpement, a montré que les fréquences pic dans le swash étaient situées entre 0,05 et 0,08 Hz (13 à 20 sec), alors que les fréquences de pic des vagues incidentes sont comprises entre 0,15 et 0,2 Hz (5 à 6,5 s) au même moment. Les fréquences de swash sont donc deux à trois fois plus élevées que celles des vagues incidentes. La gamme de fréquence mesurée dans le swash est donc relativement proche de celle des impacts sur l'escarpement lors de la séquence érosive. Il y a donc un lien entre la fréquence du jet de rive et celle des impacts et il s'avère nécessaire d'utiliser la période du swash plutôt que la période des vagues incidentes afin de caractériser le nombre d'impacts sur l'escarpement à défaut de dénombrer directement les impacts.

La transformation des fréquences dominantes entre la zone de *shoaling* et le swash constitue une piste d'investigations complémentaires pour quantifier les fréquences dominantes dans le swash, qui vont être essentielles pour impacter et éroder les fronts de dunes et d'escarpements de plage.

4.4 Conclusion

L'analyse a haute fréquence, à une échelle des processus hydrosédimentaires, des données de terrain acquises dans un environnement à proximité d'un épi transversal en haut de plage, ont permis de mettre en évidence l'influence de l'incidence de la houle sur la morphodynamique d'un escarpement de haut de plage. Malgré une intensité constante des paramètres hydrodynamiques incidents dans le temps, l'escarpement a évolué de manière asymétrique à la fois dans son profil et ses volumes érodés. L'évolution du pied d'escarpement, dans la direction de propagation des vagues, montre que la pente de recul du pied d'escarpement, selon la position longshore considérée, n'est pas uniquement fonction de la pente initiale de la plage comme l'ont affirmé Larson et al. (2004a), ainsi que Palmsten et Holman (2012). En conditions d'agitation présentant une incidence importante, et par conséquent avec une obliquité du jet de rive incident marquée, selon la position longshore, la pente du recul du pied d'escarpement peut être très différente. L'évolution de la hauteur de l'escarpement et de ses volumes érodés au fur et à mesure s'en retrouve également affectée. La disparition prématurée de l'escarpement à l'Est par rapport à l'Ouest, souligne l'influence de l'épi, qui favorise l'existence d'une pente de plage relativement forte, agissant sur son évolution comme ont pu le souligner Sherman et Nordstrom (1985) ou Nishi et al. (1994). En effet, les modifications de la topographie longshore et l'évolution de l'altitude locale de la plage induite au pied de l'escarpement vont, selon les situations, réduire la hauteur de l'escarpement d'autant plus que l'on se situe à proximité de l'épi et le faire disparaitre progressivement de la partie la plus proche de l'épi, vers celle la plus éloignée, voire abaisser l'altitude de la plage en son pied au plus loin de l'épi et le conserver. De la même façon, en début de phase érosive, les volumes érodés de l'escarpement sont semblables de part et d'autre de l'escarpement, puis lorsque le remplissage de l'épi arrive à saturation, les volumes érodés de l'escarpement à proximité de celui-ci diminuent fortement avant la disparition de l'escarpement, alors qu'à l'opposé du massif sableux, ce dernier est maintenu et les volumes érodés sont constants.

Les données de terrain ont également permis de vérifier l'application de la formule de calcul de Larson et al. (2004a), créée initialement pour les érosions de dunes sous forme d'escarpement, pour la quantification de l'érosion des escarpements dans les bermes de haut de plage. Les analyses et les tests de calcul des volumes érodés réalisés sur la partie Est de

l'escarpement ont donné des résultats tout à fait corrects en utilisant le nombre d'impacts réel sur l'escarpement et la formule de runup préconisée par Larson et al. (2004a), les résultats obtenus en utilisant le nombre de vagues surestimant les plus petits volumes calculés. Etant donné que le runup préconisé par Larson et al. (2004a) ne représente pas un runup physique, différentes formules de runup ont donc été testées dans la formule initiale de calculs de volumes (équations 1.16 et 1.17), mais sans résultats corrects. L'analyse comparative des runups calculés à partir de différentes formules utilisées dans les études d'érosion de dunes avec les données de terrain a montré que la formule de calcul du R2 de Stockdon et al. (2006) donnait les meilleurs résultats de prédiction du runup pour la plage de Luc-sur-Mer, alors que la formule de R de Larson et al. (2004a) les surestime, avec un rapport $R_{LEH04} = 2 \times R2_{SHHS06}$ semblable aux résultats obtenus par Splinter et Palmsten (2012).

Une nouvelle formulation reprenant la formule de Larson et al. (2004a), mais utilisant le R2 de Stockdon et al. (2006) pondéré d'un coefficient Kd = 2, donne d'excellents résultats en utilisant un nombre de collisions égal au nombre d'impacts réels affectant l'escarpement à partir du suivi vidéo.

Les données acquises ne permettent pas de définir une formulation estimant correctement le nombre d'impacts sur l'escarpement. Cependant, les résultats ont montré que la fréquence de pic dans le swash était très proche de celle des impacts, et située dans les basses fréquences, ce qui confirme le fait que des ondes basses fréquence, voire infragravitaires sont révélées dans le swash malgré qu'elles ne soient pas observées au large.

CONCLUSIONS GENERALES ET PERSPECTIVES

Conclusions générales et perspectives

➢ *Synthèse générale*

La fragilité des littoraux sableux à travers le monde est un problème majeur. Les dunes et les plages les constituant sont, pour beaucoup soumises à de fortes conditions hydrodynamiques entraînant leur érosion. Au travers de différentes études, visant à comprendre ces phénomènes, il a été constaté une forme particulière d'érosion, rarement analysée et quantifiée, affectant la berme de haut de plage, morphologie présente sur une grande partie des littoraux sableux. Dans certaines conditions tempétueuses, il peut présenter une morphologie d'érosion avec la formation d'un escarpement de hauteur métrique, témoignant de la mobilisation d'une quantité importante de sédiments. Ainsi, le travail présenté dans ce mémoire traite de l'effet du swash sur l'évolution d'un escarpement formé dans la berme de haut de plage.

Deux approches temporelles de l'évolution de l'escarpement sont abordées lors d'expérimentations de terrain. La première, à l'échelle événementielle, sur une succession de marées, la seconde à l'échelle des processus hydrodynamiques, de manière instantanée, au cours d'une marée.

Les expérimentations ont été menées en mars 2011 et 2012 sur la plage de Luc-sur-Mer en réalisant un suivi de l'évolution d'un escarpement dans la berme de haut de plage, créée artificiellement, avec une approche quantitative à l'échelle 1:1. L'analyse des évolutions tridimensionnelles des morphologies, en parallèle de la mesure des forçages naturels (agitation incidente et swash), complète les approches développées dans la littérature menées essentiellement sur les fronts de dunes avec des expériences en canal à houle.

La plage du site d'étude est constituée d'un profil à deux pentes, présentant une basse plage dissipative, à pente douce, et un haut de plage réflectif, plus pentu. Elle appartient à la catégorie des plages à replat de bas estran (*low tide terrace*) de la classification de Masselink et Short (1993).

Les deux campagnes de mesures ont permis de mettre en avant de nouveaux résultats au sujet de l'évolution d'un escarpement de berme sous l'influence du swash.

Tout d'abord, durant les conditions d'agitation les plus énergétiques, avec des vagues parallèles à la côte, les variations volumétriques le long d'un profil cross-shore, intégrant la berme, l'escarpement et la plage, sont importantes. Une grande quantité de sédiments érodés de l'escarpement est transportée vers le large. On observe également la migration d'une barre sableuse, située sur la moyenne plage, sous l'influence des courants de retour induits par les vagues. Lors de conditions modérées, les sédiments érodés de l'escarpement sont exportés de la haute plage vers la moyenne plage où ils alimentent la barre sableuse qui migre, dans ce cas, vers la côte. Ces comportements sont proches de ceux du modèle décrit par Sunamura (1985) pour une plage microtidale. Cependant, le coefficient adimensionnel K_*, permettant de caractériser la direction des transports, et par conséquent la phase d'évolution dans laquelle la plage se situe, est dans tous les cas inférieur à celui indiqué pour une phase équivalente.

Ensuite, lors des fortes conditions d'agitation mesurées avec une incidence des vagues au large ne dépassant pas les 10°, aucune évolution longshore marquée en partie haute de plage n'est constatée. En revanche, lors des séquences d'agitation modérées avec un angle d'incidence des vagues à la côte dépassant parfois les 30°, un transport longshore marqué est observé. Celui-ci se trouve révélé par la présence de l'épi situé à l'Est de la zone expérimentale, accumulant les sédiments en les bloquant localement. Ces évolutions topographiques longitudinales sont majoritairement observées sur la haute plage du fait de l'apport sédimentaire important lié à l'érosion de l'escarpement. Toutefois, dans certains cas, malgré des angles d'incidence importants, aucune évolution topographique longshore, avec une augmentation de la pente longitudinale de la plage, n'apparait. Dans cette situation, le niveau sédimentaire a atteint la cote d'arase de l'épi et celui-ci ne bloque plus les sédiments qui circulent au-dessus de l'épi. Les changements morphologiques et les transports sédimentaires en haut de plage sont donc très liés au lieu considéré, à ses caractéristiques morphologiques initiales, induites, dans le cas présent, par la présence d'un ouvrage et aux conditions de forçage.

Puis, de la même manière que pour l'érosion des dunes côtières (Vellinga, 1986 ; Ruggiero et al., 1996 ; Van Rijn, 2009), le niveau d'eau statique, intégrant le niveau de marée, la surcote et le setup, est un facteur important agissant sur la vitesse d'érosion de l'escarpement de haut de plage. Il définit la position de la zone d'action du jet de rive par rapport au pied

d'escarpement et contrôle fortement le nombre de collisions entre le swash et le front d'escarpement. L'évolution de l'altitude du pied d'escarpement est un point important dans la vitesse de recul de l'escarpement. En fonction de son altitude, il est plus ou moins facilement atteint et érodé par le jet de rive. Lors des expérimentations en conditions naturelles à Luc-sur-Mer, son recul suit une pente proportionnelle, voire identique, à la pente initiale de la plage, avec un coefficient de proportionnalité qui change longitudinalement. La pente de recul est d'autant plus proche de celle de la haute de plage que sa position est longitudinalement éloignée de l'épi situé à l'aval de la dérive. A proximité de l'épi, la pente de recul est supérieure à celle de la plage.

Enfin, la dérive sédimentaire longitudinale, mise en relief par la présence de l'épi, influence également la hauteur de l'escarpement et ses volumes érodés au fur et à mesure de sa destruction. La disparition prématurée de l'escarpement à l'Est par rapport à l'Ouest de la zone expérimentale est liée à l'impact de l'épi sur son évolution comme ont pu le décrire Sherman et Nordstrom (1985) et Nishi et al. (1994). Selon les situations, les modifications de la topographie longitudinale de la haute plage au pied de l'escarpement peut avoir deux types de conséquences. Elles peuvent réduire la hauteur de l'escarpement, de façon d'autant plus importante que l'on se situe à proximité de l'épi, et le faire disparaitre progressivement de la partie la plus proche de l'épi, vers la plus éloignée. Plus à l'amont de la dérive littorale, l'abaissement de l'altitude de la plage en pied d'escarpement, permet sa conservation.
La présence de l'épi, affectant à une échelle locale la pente longitudinale de la haute plage sous l'effet d'un transfert longshore des sédiments, influence donc fortement l'évolution de l'escarpement.

Un grand nombre de modèles numériques, basés sur la « théorie des impacts », permet d'estimer les volumes sédimentaires érodés des fronts de dunes soumis aux impacts du swash lors des tempêtes. Le modèle de Larson et al. (2004a) valorise cette théorie en utilisant des valeurs de runup et de position de pied d'escarpement, données relativement accessibles, dans deux formules empiriques. Afin de déterminer si ce modèle peut être utilisé dans le cas particulier de l'érosion d'un escarpement de haut de plage, il a été testé avec les données de terrain acquises lors des expérimentations.
De très bons résultats ont été obtenus en utilisant la formule de runup préconisée par Larson et al. (2004a), combinée au nombre d'impacts réel affectant l'escarpement, comptabilisés par technique vidéo, plutôt que le nombre d'impacts estimé à partir de la période des vagues

incidentes. Cependant, la formulation utilisée pour déterminer le runup n'est pas une représentation physique de celui présent dans la nature. Elle le surestime d'un facteur 1,4 par rapport au runup maximale mesuré à Luc-sur-Mer. L'analyse comparative des runups calculés à partir de différentes formules utilisées dans des études d'érosion des fronts de dunes, avec les données de terrain obtenues à Luc-sur-Mer, a montré que la formule de calcul du R2 de Stockdon et al. (2006) donnait les meilleurs résultats en matière de prévision du runup. Le rapport entre cette formule et celle de Larson et al. (2004a) est de 2 ($R_{LEH04} = 2 \times R2_{SHHS06}$), résultat proche de celui obtenu par Splinter et Palmsten (2012). Une modification des formules de calcul des volumes érodés de Larson et al. (2004a), utilisant le R2 de Stockdon et al. (2006) pondéré d'un coefficient Kd = 2, est donc proposée. La nouvelle formule s'appliquant à l'érosion des escarpements est donc définie de la façon suivante :

$$\boldsymbol{\Delta V = 4\, C_s (K_d \times R2_{SHHS06} - z_b)^2 N_i}$$

avec *Cs* un coefficient empirique permettant d'ajuster la calibration de la formule, z_b l'altitude du pied d'escarpement relative au niveau moyen de l'eau et N_i le nombre d'impacts sur l'escarpement. Le rapport t/Tp de Larson et al. (2004a) ne peut être utilisé comme formule de calcul pour N_i car il surestime, lors des expériences réalisées, le nombre d'impact d'un facteur allant de 2 à 7. Les mesures effectuées n'ont pas permis d'établir une formule déterminant un nombre d'impacts cohérent avec les observations de terrain. Cependant, on observe que la fréquence des impacts sur l'escarpement et celle du swash, se situent dans une gamme proche, comprises entre 0,05 et 0,9 Hz (11 à 20 s), indiquant que ceux-ci sont étroitement liés. Les résultats de Sénéchal et al. (2006) ont montré que, malgré leur faible présence au large, les ondes de basses fréquences, notamment infragravitaires, étaient très présentes dans les faibles tranches d'eau contrairement aux ondes gravitaires incidentes, dissipées suite au déferlement et à leur propagation dans la zone de surf. Il semblerait donc pertinent d'utiliser dans le rapport t/Tp permettant d'estimer le nombre d'impacts, la période de pic du swash, plus proche de celle du nombre d'impacts sur l'escarpement, que la période de pic des vagues incidentes, deux à trois fois moins élevée dans le cadre de nos expérimentations.

- ***Perspectives***

Les données, obtenues lors des deux campagnes de mesures menées sur la plage de Luc-sur-Mer durant cette thèse, ne constituent qu'une première phase expérimentale grandeur nature mettant en avant la possibilité d'étudier, à l'échelle 1:1 et dans un espace tridimensionnel, l'évolution des escarpements de haut de plage en conditions de tempêtes.
Cette approche pourrait être étendue à l'étude de l'érosion des fronts de dune mais plusieurs aspects de cette problématique reste encore à approfondir et à améliorer.
La réalisation de ce type d'expérimentation n'est pas aisée du fait des nombreuses contraintes liées à sa mise en place, notamment la nécessité d'avoir une période de conjonction entre les niveaux de marée et des conditions météorologiques générant une agitation suffisante. Le temps d'installation et la logistique (humaine et matérielle), nécessaires à ce protocole expérimental, constituent également une difficulté majeure. Cependant, sur des littoraux présentant des conditions d'agitation nécessaires, leur reproductibilité pourrait être, à la lumière de l'expérience acquise, plus facilement envisagée. Cela permettrait la constitution d'une base de données de terrain utile au développement et à la calibration de modèles numériques 2D ou 3D, pour ces derniers actuellement en phase d'amélioration.

Les résultats ont montré que la modification de la formule de Larson et al. (2004a), dans le contexte de la plage de Luc-sur-Mer, donnait de meilleurs résultats avec l'utilisation du nombre d'impacts réels sur l'escarpement. Palmsten et Holman (2012) ont proposé une formule déterminant ce nombre d'impacts, basée sur une probabilité de distribution du runup, mais celle-ci a tendance à sous estimer les prédictions. Une analyse plus précise, à l'aide de données complémentaires, permettrait de déterminer une formule d'estimation du nombre d'impacts sur l'escarpement fonction de la période du swash. La prise en compte, notamment, des phénomènes de dissipation hydrodynamique au travers de la zone de surf est essentielle afin d'aboutir à une période proche de celle observée dans le swash.

L'étude de l'incidence du swash (frontal, oblique ou *grazing swash*) sur l'escarpement pour chaque impact, semble être un point important pouvant influencer la force de la lame d'eau impactant l'escarpement, et par conséquent, pouvant moduler son pouvoir érosif.
Des investigations complémentaires dans d'autres conditions hydrodynamiques apporteraient un complément intéressant afin de dégager une relation entre les conditions incidentes, le

nombre d'impacts et les volumes érodés de l'escarpement. Par ailleurs, l'utilisation de caméras de chaque côté de la berme artificielle favoriserait l'observation des types de jets de rive et de leurs impacts sur l'escarpement. Cela permettrait également une comparaison longitudinale de ces derniers, notamment en condition de forte incidence des vagues où la diversité du type de swash est augmentée.

Enfin, l'utilisation d'un scanner laser terrestre durant la campagne 2012 a permis, en comparaison à la campagne 2011, de mettre en évidence les avantages de cet outil de mesure, extrêmement précis et rapide, dans le cadre de ces expérimentations. La réalisation de levés topographiques réguliers de l'escarpement à haute fréquence en phases d'érosion, combinée à la vidéo, permettrait de définir une meilleure relation entre les volumes érodés et le nombre d'impact du swash sur l'escarpement. Par ailleurs, selon la longueur d'onde du scanner laser utilisé et les caractéristiques de turbidité de la zone en eau, une détection précise et rapide de la surface de l'eau est envisageable. Une analyse fine du jet de rive, avec notamment l'étude de l'évolution des hauteurs d'eau dans la langue de swash compléterait utilement les informations acquises.

Les améliorations à apporter à ce type d'investigation permettrait de réaliser une expérience *in-situ* sur l'érosion des fronts de dune de nature sédimentologiques différentes, complétant les approches menées à ce jour essentiellement dans des canaux à houle.

BIBLIOGRAPHIE

Bibliographie

Aagaard, T. and Masselink, G., 1999. The surf zone. Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics, Short, A.D., ed. Wiley & Sons, New York, pp. 72-113.

Anthony, E.J., Levoy, F., and Monfort, O., 2004. Morphodynamics of intertidal bars on a megatidal beach, Merlimont, Northern France. *Marine Geology*, 208, pp. 73-100.

Bowen, A.J., 1969. The generation of longshore currents on a plane beach. *Journal of Marine Research*, 27(1), pp. 206-215.

Baumgaertner, I.V., 1977. Some new processes of beach dynamics, Robert Moses State Park, Fire Island, New York. PhD Thesis, Columbia University, p. 249, in: Sherman, D.J., and Nordstrom, K.F., 1985. Beach Scarps. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 29-2, pp. 139-152.

Carter, R.W.G., 1988. Coastal Environments: An Introduction to the Physical, Ecological and Cultural Systems of Coastlines. Academic Press, p. 617.

Carter, R.W.G. and Stone, G.W., 1989. Mechanisms associated with the erosion of sand dunes cliffs, Magilligan, Northern Ireland. *Earth Surface Processes and Landforms*, 14, pp. 1-10.

Cross, R.H., 1967. Tsunami surge forces, J. Waterw. Harb. Div. ASCWE 94 (WW4), pp. 201-231, in: Erikson, L.H., Larson, M. and Hanson, H., 2007. Laboratory investigation of beach scarp and dune recession due to notching and subsequent failure. *Marine Geology*, 245, pp.1-19.

Davies, J.L., 1964. A morphogenic approach to world shoreline. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 8, pp. 127-142.

Dette, H.H., 1997. Evaluation of long term dune recession data. *Coastal Dynamics 97*, pp. 634-643.

Duncan, J.R., 1964. The effects of water table and tidal cycle on swash-backwash sediment distribution and beach profile development. *Marine Geology*, 2, pp. 186-197.

Erikson, L.H., Larson, M. and Hanson, H., 2007. Laboratory investigation of beach scarp and dune recession due to notching and subsequent failure. *Marine Geology*, 245, pp.1-19.

Fisher, J.S., Overton, M.F. and Chisolm, T., 1986. Field measurements of dune erosion. *Coastal Engineering*, 82, pp. 1107-1115.

GIEG, 2007. Bilan 2007 des changements climatiques : rapport de synthèse.

Gratton, Y., 2002. Le krigeage : la methode optimale d'interpolation spatiale. *Institut d'Analyse Géographique*, pp. 1-4.

Guedes, R.M.C., Bryan, K.R., Coco, G. and Holman, R.A., 2011. The effect of tides on swash statistics on an intermediate beach. *Journal of Geophysical Research*, 116, pp.1-13.

Guza, R.T. and Thornton, E.B., 1982. Swash oscillations on a natural beach. *Journal of Geophysical Research*, 87, pp. 483-491.

Hamilton, T.M., 1970. Channel scarp formation in western North Dakota. *U. S. Geol. Surv. Res.*, C, pp. 229-232.

Holland, K.T. and Holman, R.A., 1993. The statistical distribution of swash maxima on natural beaches, *Journal of Geophysical Research*, 98, C6, pp. 10271-10278.

Holman, R.A. and Sallenger, A.H. Jr, 1985. Setup and Swash on a natural beach. *Journal of Geophysical Research*, 90, C1, pp. 945-953.

Holman, R.A., 1986. Extreme value statistics for wave run-up on a natural beach. *Coastal Engineering*, 9, pp. 527-544.

Holman, R.A., Sallenger, A.H.Jr., Lippmann, T.C. and Haines, J.W., 1993. The application of video image processing to the study of nearshore processes. *Oceanography*, 6-3, pp. 78-85.

Holman, R.A. and Stanley, J., 2007. The history and technical capabilities of Argus. *Coastal Engineering*, 54, pp. 477-491.

Jago, C.F. and Hardisty, J., 1984. Sedimentology and morphodynamics of a macrotidal beach, Pendine Sands, SW Wales. *Marine geology*, 60, pp. 123-154.

Katoh, K. and Yanagishima, S.I., 1992. Berm formation and berm erosion. *Coastal Engineering*, 164, pp. 2136-2149.

Kobayashi, N., Buck, M., Payo, A. and Johnson, B.D., 2009. Berm and dune erosion during a storm. *Journal of waterway, port, coastal, and ocean engineering*, 135, pp. 1-10.

Kubota, S., Naito, A., Matsumura, T. and Takezawa, M., 1997. Field observations of topography change on an artificial beach face due to on-offshore transport. *Coastal Engineering and Port Conference, Christchurch*, pp. 325-330.

Larson, M. and Kraus, N.C., 1995. Prediction of cross-shore sediment transport at different spatial and temporal scales. *Marine Geology*, 126, pp. 111-127.

Larson, M., Erikson, L. and Hanson, H., 2004a. An analytical model to predict dune erosion due to wave impact. *Coastal Engineering*, 51, pp. 675-696.

Larson, M., Kubota, S. and Erikson, L., 2004b. Swash-zone sediment transport and foreshore evolution: field experiments and mathematical modeling. *Marine Geology*, 212, pp. 61-79.

Larsonneur, C., Bouysse, P. and Auffret, J.P., 1982. The superficial sediments of the English Channel and its western approaches. *Sedimentology*, 29, pp. 851–864.

Levoy, F., 1994. Evolution et fonctionnement hydrosédimentaire des plages macrotidales : l'exemple de la côte Ouest du Cotentin. Thèse de doctorat, Université de Caen, p. 423.

Levoy, F., Anthony, E.J., Monfort, O. and Larsonneur, C., 2000. The Morphodynamics of megatidal beaches in Normandy, France. *Marine Geology*, 171, pp. 39-59.

Longuet-Higgins, M.S., 1970a. Longshore currents generated by obliquely incident sea waves, 1. *Journal of Geophysical Research*, 75, pp. 6778-6789.

Longuet-Higgins, M.S., 1970b. Longshore currents generated by obliquely incident sea waves, 2. *Journal of Geophysical Research*, 75, pp. 6790-6801.

List, J.H., 1991. Wave groupiness variations in the nearshore. *Coastal Engineering*, 15, pp. 475-496.

Longuet-Higgins, M.S. and Parkin, D.W., 1962. Sea waves and beach cusps. *The Geographical Journal*, 128, pp. 194-201.

Masselink, G., 1993. Simulating the effects of tides on beach morphodynamics. *Journal of Coastal Research*, 15, pp. 180-197.

Masselink, G. and Short, A.D., 1993. The effect of tide range on beach Morphodynamics and morphology: A conceptual beach model. *Journal of Coastal Research*, 9, pp. 785-800.

Miller, R.L., 1968. Experimental determination of run-up of undular and fully developed bores. *Journal of Geophysical Research*, 73 (14), 4497–4510.

Monfort, O., Levoy, F., and Larsonneur, C., 2000. Beach cusp characteristics and the hydrodynamic conditions of formation in macrotidal environments, Bull. Soc. géol. France, t. 171, n°6, pp. 649-656.

Newe, J. And Dette, H.H., 1995. Simulation of dune and nourished berm erosion during storm surges. *Coastal Dynamics*, pp. 850-861.

Nishi, R., Sato, M. and Wang, H., 1994. Field observation and numerical simulation of beach and dune scarps. *Coastal engineering*, 176, pp. 2434-2448.

Nishi, R. and Kraus, N.C., 1996. Mechanism and calculation of sand dune erosion by storms. *Coastal Engineering*, 3, pp. 3034-3047.

Overton, M.F., Fisher, J.S., and Young, M., 1988. Laboratory investigation of dune erosion. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering*, 114(3), pp. 367–373.

Overton, M. and Fisher, J., 1988. Simulation modeling of dune erosion. *Coastal Engineering*, 137, pp. 1857-1867.

Overton, M.F., Fisher, J.S. and Stone, A.L., 1990. Large scale of laboratory tests of dune erosion. *Coastal Engineering*, Delft, 187, pp. 2471-2480.

Overton, M.F., Pratikto, W.A., Lu, J.C. and Fisher, J.S., 1994. Laboratory investigation of dune erosion as a function of sand grain size and dune density. *Coastal Engineering*, 23, pp. 151-165.

Palmsten, M.L. and Holman, R.A., 2012. Laboratory investigation of dune erosion using stereo video. *Coastal engineering*, 60, pp. 123-135.

Pilkey, O.H. and Hume, T., 2001. The shoreline erosion problem: lessons from the past. *NIWA Water and Atmosphere*, 9(2), pp. 22-23.

Rihouey, D., Blangy, A., Dugor, J. and Dailloux, D., 2008. Technique video appliquée à la topographie de la plage intertidale. *Xème Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil*, pp. 625-634.

Roberts, T.M., Wang, P. and Kraus, N.C., 2007. Limits of beach and dune erosion in response to wave runup elucidated from SUPERTANK. *Proceedings Coastal Sediments '07 Conference*, ASCE Press, Reston, VA, pp. 1961-1974.

Roberts, T.M., Wang, P. and Kraus, N.C., 2010. Limits of wave runup and corresponding beach-profile change from large-scale laboratory data. *Journal of Coastal Research*, 26-1, pp. 184-198.

Robin, P., 1989. Vagues, l'énergie magnifique, ed. AGEP, p.178.

Ruessink, B.G., 1998. Bound and free infragravity waves in the nearshore zone under breaking and nonbreaking conditions. *Journal of Geophysical Research*, 103–C6, pp. 12795-12805.

Ruggiero, P., Komar, P.D., McDougal, W.G. and Beach, R.A., 1996. Extreme water levels, wave runup and coastal erosion. *Coastal Engineering*, 3, pp. 2793-2805.

Selwyn, S., 1978. Simulation model to test new berm-erosion concept. *Coastal Zone 78. Amer. Soc. Civil Eng.*, pp. 1619-1638, in Sherman, D.J., and Nordstrom, K.F., 1985. Beach Scarps. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 29-2, pp. 139-152.

Sénéchal, N., Balanche, A., Bonneton, P. et Rey, V., 2006. Structure spatio-fréquentielle de l'énergie infragravitaire en zone de « surf ». *IXèmes Journées Nationales Génie Civil – Génie Côtie*, Ses. 1, pp. 105-112.

Sherman, D.J., and Nordstrom, K.F., 1985. Beach Scarps. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 29-2, pp. 139-152.

Short, A.D. (editor), 1999. Handbook of beach and Shoreface Morphodynamics, John Wiley and Sons Ltd, Chichester, p. 379.

Splinter, K.D. and Palmsten, M.L., 2012. Modeling dune response to an East coast Low. *Marine Geology*, 329-331, pp. 46-57.

Stive, M.J.F., Roelvink, D.J.A. and De Vriend, H.J., 1990. Large-scale coastal evolution concept. *Proccedings of the 22th Coastal Engineering Conference*, New York, ASCE, 148, pp. 1962-1974.

Stockdon, H.F., Holman, R.A., Howd, P.A. and Sallenger Jr., A.H., 2006. Empirical parametrization of setup, swash and runup. *Coastal Engineering*, 53, pp.573-588.

Stockdon, H.F., Sallenger, J.A.H., Holman, R.A. and Howd, P.A., 2007. A simple model for the spatially-variable coastal response to hurricanes. *Marine Geology*, 238 (1-4), pp. 1-20.

Sunamura, T., 1984. Onshore-offshore sediment transport rate in the swash zone of laboratory beaches. *Coastal Engineering*, Vol. 27, pp. 205-212 (in Japanese), in: Horikawa, K., 1988. Nearshore Dynamics and Coastal Processes, Theory, Measurement, and Predictive Models, University of Tokyo Press, p. 522.

Sunamura, T., 1985. Morphological change of beaches. *Lecture Notes 21st Summer Seminar on Hydraulics*, B, JSCE, pp. (B7) 1-17 (in Japanese), in: Horikawa, K., 1988. Nearshore Dynamics and Coastal Processes, Theory, Measurement, and Predictive Models, University of Tokyo Press, p. 522.

Sunamura, T., 1986. A parameter for cross-shore sediment transport direction and its application to beach erosion/accretion problem. Annual Report, Inst. Geosci., Univ. Tsukuba, No. 12, pp. 52-54, in: Horikawa, K., 1988. Nearshore Dynamics and Coastal Processes, Theory, Measurement, and Predictive Models, University of Tokyo Press, p. 522.

Sunamura, T., 1992. Geomorphology of Rocky Coasts, ed. Wiley & Sons, New York, p. 302, in: Nishi, R. and Kraus, N.C., 1996. Mechanism and calculation of sand dune erosion by storms. *Coastal Engineering*, 3, pp. 3034-3047.

Van Gaalen, J.F., Kruse, S.E., Coco, G., Collins, L., Doering, T., 2011. Observations of beach cusp evolution at Melbourne Beach, Florida, USA. *Geomorphology*, 129, pp. 131-140.

Van Gent, M.R.A., Van Thiel de Vries, J.S.M., Coeveld, E.M., de Vroeg, J.H. and Van De Graaff, J., 2008. Large-scale dune erosion tests to study the influence of wave periods. *Coastal Engineering*, 55, pp. 1041-1051.

Van Rijn, L.C., 2009. Prediction of dune erosion due to storms. *Coastal Engineering*, 56, pp. 441-457.

Van Thiel de Vries, J.S.M., Clarke, L.B., Aarninkhof, S.G.F., Coeveld, E.M., Holman, R.A., Palmsten, M.L., Reniers, A.J.H.M., Stive, M.J.F. and Uijttewaal, W.S.J., 2007. Interaction of dune face and swash zone. *Coastal Sediments*, New Orleans, pp. 1975-1987.

Van Thiel de Vries, J.S.M., Van Gent, M.R.A., Walstra, D.J.R. and Reniers, A.J.H.M., 2008. Analysis of dune erosion processes in large-scale flume experiments. *Coastal Engineering*, 55, pp. 1028-1040.

Van Thiel de Vries, J.S.M., Van Dongeren, A.R., McCall, R. and Reniers, A.J.H.M., 2010. The effect of longshore dimension on dune erosion. *International Conference of Coastal Engineering 2010*, pp. 1-13.

Vellinga, P., 1986. Beach and dune erosion during storm surges. PhD Thesis, Delft University of Technology, Delft, The Netherlands, p. 169.

Vousdoukas, M.I., 2012. Erosion/accretion patterns and multiple beach cusp systems on a meso-tidal, steeply-sloping beach. *Geomorphology*, 141-142, pp. 34-46.

Wright, L.D., 1980. Beach cut in relation to surf zone morphodynamics. *International Conference on Coastal Engineering*, 61, pp. 978-996.

Wright, L.D., Nielsen, P., Short, A.D. and Green, M.O., 1982. Morphodynamic of a macrotidal beach. *Marine geology*, 50, pp. 97-128.

Wright, L.D. and Short, A.D., 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine Geology*, 56, pp. 92-118.

Young, M.A., 1986. Modeling of Storm-Induced Dune Erosion Due to Wave Uprush, MS Thesis, Department of Civil Engineering, North Carolina State University, in: Fisher, J.S., Overton, M.F. and Chisolm, T., 1986. Field measurements of dune erosion. *Coastal Engineering*, 82, pp. 1107-1115.

TABLE DES FIGURES

Table des figures

Figure A – Schéma simplifié du fonctionnement d'un système morphodynamique côtier. 10
Figure B – Echelle spatio-temporelle des systèmes morphodynamiques côtiers d'après Stive et al. (1990) et Larson et Kraus (1995). 10
Figure 1.1 – Délimitations du domaine côtier d'après Short (1999) et Wright et al. (1982), modifié. 18
Figure 1.2 – Schéma de transformation des vagues à l'approche de la côte. 19
Figure 1.3 – Illustrations des différents types de déferlement d'après Robin (1989, modifié). 21
Figure 1.4 – Les différents types d'ondes infra-gravitaires en zone côtière d'après Aagaard et Masselink (1999). 23
Figure 1.5 – Exemple d'ondes liées (bound long waves) d'après Aagard et Masselink (1999). 23
Figure 1.6 – Illustration d'une onde libre (leaky waves) (a) et d'une onde de coin (edge waves) (b) d'après Aagaard et Masselink (1999). 24
Figure 1.7 – Carte de répartition mondiale des types de marnages littoraux (micro-, méso- et macrotidal) d'après Davies, 1964. 25
Figure 1.8 – Occurrence relatives des processus de swash (swash zone), déferlement (surf zone) et shoaling (shoaling waves) en fonction de la hauteur d'eau relative d'après Masselink (1993, modifié). 26
Figure 1.9 – Modèle conceptuel d'évolution de plage d'après Sunamura (1985, in Horikawa, 1988). 28
Figure 1.10 – Classification morphodynamique des plages sableuses influencées par la houle et la marée d'après Masselink et Short (1993) 30
Figure 1.11 – Schéma récapitulatif des états modaux de différents types de plages et de leur variabilité temporelle en fonction de la variation de H_b/W_sT. Les flèches horizontales

indiquent la gamme de variation de H_b/W_sT, et les flèches verticales indiquent la gamme de variation des états de plage. 31
Figure 1.12 – Classification morphodynamique 3D des plages en conditions d'agitation favorisant l'accrétion (à gauche) et l'érosion (à droite) d'après Short (1999). 32
Figure 1.13 – Escarpement dans la berme sur la plage de Luc-sur-Mer. 33
Figure 1.14 – Classification des principaux facteurs favorisant la création d'un escarpement d'après Sherman et Nordstrom (1985, modifié). 34
Figure 1.15 – Etapes de formation d'un escarpement de haut de plage d'après Sherman et Nordstrom (1985, modifié). 35
Figure 1.16 – Escarpements formés sous l'influence de courants au niveau d'une embouchure d'estuaire. 36
Figure 1.17 – Escarpements sur un haut de plage partiellement gelée avec érosion de la couche meuble et délitement en plaquettes de la couche supérieure gelée. 37
Figure 1.18 – Mécanismes d'érosion dunaire sous l'influence de processus hydrodynamiques cross-shores (d'après Carter, 1988, Sunamura, 1992 et Nishi et Kraus, 1996, modifié). 39
Figure 1.19 – Morphologies d'érosion dunaire sur un escarpement de haut de plage observé sur la plage de Luc-sur-Mer. 39
Figure 1.20 – Schéma du montage expérimental de Fisher et al. (1986) à Duck, Caroline du Nord. 42
Figure 1.21 – Massif sableux artificiel sur la plage d'Hasaki au Japon (d'après Larson et al., 2004b). 42
Figure 2.1 – Carte de localisation du site d'étude. 48
Figure 2.2 – Vue aérienne de localisation du massif sableux et des épis sur la plage de Luc-sur-Mer. 48
Figure 2.3 – Mesures moyennes de hauteur d'eau (a), vitesse de courant longitudinale (b) et transversale (c) sur le bas estran de la zone d'étude pour différents coefficients de marée entre le 22/03/07 et le 02/10/12. 49
Figure 2.4 – Mesures d'agitation sur le bas estran de la zone d'étude entre le 22/03/07 et le 02/10/12. 49
Figure 2.5 – Profil de plage cross-shore avec un escarpement et la position des mesures granulométriques et des appareils de mesures hydrodynamiques. 50
Figure 2.6 – Vue 3D du système barre/bâche de la zone d'étude sur la plage de Luc-sur-Mer. 50

Figure 2.7 – Construction de la berme artificielle au tractopelle (a) ; régalage du sable sur le dessus du massif sableux (b) ; berme artificielle avec son amorce d'escarpement terminée (c) et topographie initiale des bermes artificielles des campagnes de 2011 et 2012 (d). 52
Figure 2.8 – Photographie (a) et schéma descriptif (b) du courantomètre/houlographe électromagnétique S4DW déployé sur la zone d'étude. 53
Figure 2.9 – Principe de fonctionnement du DGPS (a) et équipement mobile pour l'acquisition (b). 55
Figure 2.10 – Scanner laser terrestre Leica C10 sur la structure de mesure (a) et deux de ses cibles (b et c) déployés sur la zone d'étude pour le calage des mesures. 56
Figure 2.11 – Nuage de points brut issu d'un levé topographique effectué au scanner laser terrestre. L'échelle de couleur est fonction de l'intensité de retour du signal laser. 58
Figure 2.12 – Exemple de maillage de points acquis au DGPS sur plusieurs radiales (a), et MNT modélisé par krigeage à partir de ces données X, Y et Z (b). 59
Figure 2.13 – Système de mesure vidéo déployé sur la zone d'étude. 60
Figure 2.14 – Interface graphique du logiciel de calibration vidéo : fenêtre des paramètres intrinsèques. 62
Figure 2.15 – Interface graphique du logiciel de calibration vidéo : fenêtre des paramètres extrinsèques. 62
Figure 2.16 – Etapes du protocole de traitement d'image et d'extraction de données de swash. 63
Figure 2.17 – Schéma récapitulatif des paramètres de calcul de résolution des caméras. 64
Figure 2.18 – Carte de résolution vidéo transversale (a) et longitudinale (b). 65
Figure 2.19 – Granulomètre à tamis (a) et courbe granulométrique issue d'un tamisage (b) ... 65
Figure 2.20 – Photographie du pénétromètre PANDA (a), schéma descriptif du PANDA (b) et exemple de pénétrogramme obtenu (c). 66
Figure 2.21 – Localisation des points de mesure de la compaction sur la berme artificielle ... 67
Figure 2.22 – Pénétrogrammes sur la berme naturelle (a) et artificielle (b) lors de la campagne 2012. 67
Figure 3.1 – Mesures horaires du vent (vitesse et direction) et de la pression atmosphérique lors des campagnes de 2011 (a et b) et 2012 (c et d). 73
Figure 3.2 – Synthèse des conditions hydrodynamiques lors de la campagne de mars 2011 au point de mesure du S4DW situé à 100 m de la digue. Niveaux d'eau mesurés (bleu) et prédits (orange) (a) ; hauteur significative (orange) et maximale (bleu) des vagues (b) ;

angle d'incidence par rapport à la normale au trait de côte (c) ; période significative (orange) et de pic (bleu) des vagues (d) ; spectre d'énergie des vagues (e) ; vitesses longitudinales (f) et transversales (g) des courants moyens par rapport au trait de côte. Les tirets verticaux indiquent la pleine mer. 77

Figure 3.3 – Synthèse des conditions hydrodynamiques lors de la campagne de mars 2012 au point de mesure du S4DW situé à 100 m de la digue. Niveaux d'eau mesurés (bleu) et prédits (orange) (a) ; hauteur significative (orange) et maximale (bleu) des vagues (b) ; angle d'incidence par rapport à la normale au trait de côte (c) ; période significative (orange) et de pic (bleu) des vagues (d) ; spectre d'énergie des vagues (e) ; vitesses longitudinales (f) et transversales (g) des courants moyens par rapport au trait de côte. Les tirets verticaux indiquent la pleine mer. 80

Figure 3.4 – Localisation des profils de plage extraits des MNT des campagnes de 2011 (a) et 2012 (b) par rapport à l'escarpement artificiel. 81

Figure 3.5 – Profils topographiques 2011 Est au niveau de l'escarpement (a) et du profil complet (b), et variations altimétriques le long du profil complet (c). 83

Figure 3.6 – Profils topographiques 2011 ouest au niveau de l'escarpement (a) et du profil complet (b), et variations altimétriques le long du profil complet (c). 84

Figure 3.7 – Profils topographiques 2012 Est au niveau de l'escarpement (a) et du profil complet (b), et variations altimétriques le long du profil complet (c). 87

Figure 3.8 – Profils topographiques 2012 Ouest au niveau de l'escarpement (a) et du profil complet (b), et variations altimétriques le long du profil complet (c). 88

Figure 3.9 – Photographies de l'évolution de l'escarpement à basse mer lors de la campagne 2011. 91

Figure 3.10 – MNT topographiques à basse mer (en haut) et MNT comparatifs entre deux basses mers successives (en bas) lors de la campagne de mars 2011. 93

Figure 3.11 – Photographies des évolutions de l'escarpement à basse mer lors de la campagne 2012. 95

Figure 3.12 – MNT topographiques à basse mer (en haut) et MNT comparatifs entre deux basses mers successives (en bas) lors de la campagne de mars 2012 97

Figure 4.1 – Localisation des profils moyens extraits des MNT effectués autour de la pleine mer lors de la marée B4. 105

Figure 4.2 – Synthèse des conditions hydrodynamiques lors de la marée B4 au point de mesure du S4DW situé à 100 m de la digue. Niveaux d'eau mesurés (bleu) et prédits (orange) (a) ; hauteurs significatives (orange) et maximales (bleu) des vagues (b) ;

angles d'incidence par rapport à la normale au trait de côte (c) ; périodes significatives (orange) et de pic (bleu) des vagues (d) ; spectre d'énergie des vagues (e) ; vitesses longitudinales (f) et transversales (g) des courants moyens par rapport au trait de côte. Les tirets verticaux indiquent la pleine mer. Les rectangles gris indiquent les périodes d'acquisition vidéo. 108

Figure 4.3 – Extrait d'une série temporelle vidéo de 60 s présentant les excursions horizontales de swash (tiret jaune) et les maximums de runup (point rouge) (a) ; évolutions du runup (trait noir) avec les altitudes maximales atteintes par le runup, le setup (tiret orange) et le niveau d'eau moyen (tiret vert) (b) ; et évolutions de la vitesse du swash (c). 109

Figure 4.4 – Distributions cumulées des mesures de runup sur 10 min et distributions Gaussiennes respectives à 22h30 (a), 22h40 (b), 23h00 (c) et 23h10 (d). 110

Figure 4.5 – Runup théoriques calculés selon différentes formulations de runup pour la période d'érosion de l'escarpement à partir des données d'agitation mesurées. 112

Figure 4.6 – Spectres d'énergie normalisés des vagues incidentes et du swash pour des périodes de 10 minutes à 22:30 (a), 22h40 (b), 23:00 (c) et 23:10 (d). 113

Figure 4.7 – Séquence vidéo orthorectifiée du swash avec jet de rive frontal sur l'escarpement. Le pas de temps entre deux images est de 0,53 s. 114

Figure 4.8 – Séquence vidéo orthorectifiée du swash avec jet de rive oblique sur l'escarpement. Le pas de temps entre deux images est de 0,53 s. 115

Figure 4.9 – Séquence vidéo orthorectifiée du swash avec jet de rive oblique sur l'escarpement combiné à un grazing swash. Le pas de temps entre deux images est de 0,53 s. 116

Figure 4.10 – Répartition statistique sur 5 minutes des vitesses de jet de rive avant impact sur l'escarpement (de bas en haut : min, Q1, médiane, Q3, max) (a), et nombre d'impact sur l'escarpement par période de 5 minutes (b). Les rectangles gris correspondent aux séquences d'acquisition vidéo. 117

Figure 4.11 – Nuage de points topographiques brut acquis au scanner laser lors de la marée B4. 118

Figure 4.12 – Schéma de localisation des limites de calcul des volumes érodés de l'escarpement. 119

Figure 4.13 – Evolution de la position du pied d'escarpement sur les profils initiaux Est (a) et Ouest (b) au cours de la marée B4. 120

Figure 4.14 – Profils topographiques moyens de l'escarpement acquis à pleine mer lors de la marée B4 selon les profils Est (a) et Ouest (b). 122
Figure 4.15 – Evolution temporelle de la hauteur de l'escarpement (a), de la vitesse moyenne de recul de l'escarpement (b), de l'écart entre le niveau d'eau moyen et le pied d'escarpement (c), des volumes érodés cumulés de l'escarpement (d) et des volumes érodés sur des périodes de 10 min (e) sur les profils Est et Ouest. 123
Figure 4.16 – MNT topographiques de la berme et son escarpement à pleine mer (à gauche) et MNT comparatifs entre deux levés topographiques successifs (à droite) lors de la marée B4. Les parties offshores à l'escarpement ont été masquées du fait des artéfacts liés aux langues de swash acquises par le scanner laser. 125
Figure 4.17 – Impacts observés sur l'escarpement et extrapolés. 128
Figure 4.18 – Comparaison entre le nombre d'impacts observés sur l'escarpement et le nombre de vagues. 128
Figure 4.19 – Volumes érodés calculés avec le nombre de vagues par la première formule de Larson et al. (2004a) en fonction des volumes érodés observés (a), et répartition des écarts entre les volumes érodés calculés et observés pour chaque formulation de runup (b). 129
Figure 4.20 – Volumes érodés calculés avec le nombre d'impacts observés par la première formule de Larson et al. (2004a) en fonction des volumes érodés observés (a), et répartition des écarts entre les volumes érodés calculés et observés pour chaque formulation de runup (b). 130
Figure 4.21 – Volumes érodés calculés par la deuxième formule de Larson et al. (2004a) en fonction des volumes érodés observés (a), et répartition des écarts entre les volumes érodés calculés et observés pour chaque formulation de runup (b). 131
Figure 4.22 – Résultats de la première nouvelle formule utilisant le nombre de vagues. 134
Figure 4.23 – Résultats de la première nouvelle formule utilisant le nombre d'impacts réels. 134
Figure 4.24 – Résultats de la seconde nouvelle formule. 135

LISTE DES TABLEAUX

Liste des tableaux

Tableau 3-1 – Codes identifiants des marées des campagnes de 2011 et 2012. 74
Tableau 3-2 – Codes identifiants des levés topographiques des campagnes de 2011 et 2012. 81
Tableau 3-3 – Tableau récapitulatif des variations volumiques entre chaque levé et sur l'ensemble de l'expérimentation, pour la totalité et les 15 premiers mètres du profil cross-shore est de la campagne 2011. 85
Tableau 3-4 – Tableau récapitulatif des variations volumiques entre chaque levé et sur l'ensemble de l'expérimentation, pour la totalité et les 15 premiers mètres du profil cross-shore Ouest de la campagne 2011. 85
Tableau 3-5 – Tableau récapitulatif des variations volumiques entre chaque levé et sur l'ensemble de l'expérimentation, pour la totalité et les 15 premiers mètres du profil cross-shore Est de la campagne 2012. 89
Tableau 3-6 – Tableau récapitulatif des variations volumiques entre chaque levé et sur l'ensemble de l'expérimentation, pour la totalité et les 15 premiers mètres du profil cross-shore Ouest de la campagne 2012. 89
Tableau 4-1 – Comparaison des runup observés et calculés pour chaque séquence de 10 min. 111

Effet du swash sur l'érosion d'un escarpement de haut de plage

Résumé – Le but de ce travail est tout d'abord de quantifier, à des échelles évènementielle et instantanée, les effets du swash sur l'évolution d'un escarpement de haut de plage formé dans une berme lors de conditions tempétueuses. Il aboutit à la détermination d'une formulation permettant de calculer et prévoir le volume érodé de la berme par l'érosion régulière de l'escarpement en fonction des forçages hydrodynamiques.

Afin d'étudier au mieux ce phénomène, une berme artificielle, avec un front d'escarpement, a été reproduite sur la plage de Luc-sur-Mer. La zone d'étude a été instrumentée durant plusieurs marées dans des conditions d'agitation moyennes à fortes. Des données météorologiques, topographiques, hydrodynamiques et d'imagerie vidéo ont été acquises régulièrement au cours des deux expérimentations réalisées, afin de suivre les évolutions morphologiques de l'escarpement en parallèle des conditions hydrodynamiques. Ces mesures ont permis de mettre en avant l'importance des niveaux d'eau statique et dynamique, ainsi que l'incidence des vagues, sur l'évolution transversale et longitudinale de l'escarpement.

La similitude entre les érosions des fronts de dune et les escarpements de haut de plage a permis de développer une nouvelle formule de calcul pour estimer les volumes érodés d'un escarpement dans la berme. Le calage de la formulation a été réalisé grâce à un calcul précis des runup, et à une acquisition très fine, au scanner laser terrestre, de l'évolution topographique, à pleine mer, du front d'escarpement expérimental, couplé à une analyse temporelle vidéo des impacts sur celui-ci lors d'une marée fortement érosive.

Mots-clés – *Escarpement de plage / Jet de rive / Erosion / Morphodynamique / Topographie / Imagerie vidéo*

Swash effect on the erosion of a foreshore beach scarp

Abstract – The first goal of this work is to quantify, at event-driven and instantaneous scales, the swash effects on the evolution of a beach scarp formed in the high beach during stormy conditions. This study leads then to the determination of a formula to calculate and predict the eroded volume of the berm by the scarp retreat that depends on the hydrodynamic conditions.

To correctly study this phenomenon, an artificial berm with a scarped face has been built on the beach of Luc-sur-Mer. The field area was instrumented during several tides in moderate to strong hydrodynamic conditions. In parallel, meteorological, topographical, hydrodynamical and video imaging were regularly acquired during the two experiments to survey the morphological changes of the scarp. These measurements have permitted to highlight the importance of dynamic and static water levels, as well as the wave angles on the cross-shore and longshore evolutions of the beach scarp.

The similarity between the dune scarp and the beach scarp allowed us to develop a new formula to estimate the eroded volume from the beach scarp on the berm. The calibration of the different parameters of this formula has been done with the computation of the runup and a very accurate acquisition of the scarp topographic evolutions at high tide with a terrestrial laser scanner, coupled with a temporal video analysis of the impact of the swash on the scarp during a highly erosive tide.

Keywords – *Beach scarp / Swash / Erosion / Morphodynamic / Topography / Video imaging*

Discipline : *Terre solide et enveloppes superficielles*

Laboratoire d'accueil : *Laboratoire M2C, Université de Caen Basse-Normandie*
UMR CNRS/INSU 6143
24 rue des Tilleuls, 14000 Caen, France