



Université
de Toulouse

THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par :

Institut National Polytechnique de Toulouse (INP Toulouse)

Discipline ou spécialité :

Hydrologie, Hydrochimie, Sols, Environnement

Présentée et soutenue par :

Mme JESSICA ASTIER

le lundi 28 avril 2014

Titre :

MORPHODYNAMIQUE DE LA ZONE DE "SWASH": ETUDE EN CANAL A
HOULE PAR UNE METHODE DE STEREOSCOPIE OPTIQUE

Ecole doctorale :

Sciences de l'Univers de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E)

Unité de recherche :

Institut de Mécanique des Fluides de Toulouse (I.M.F.T.)

Directeur(s) de Thèse :

M. DOMINIQUE ASTRUC

M. LAURENT LACAZE

Rapporteurs :

M. BRUNO CASTELLE, UNIVERSITE BORDEAUX 1

M. FRANCOIS MARIN, UNIVERSITE DU HAVRE

M. MATHIEU MORY, UNIVERSITE DE PAU ET DES PAYS DE L ADOUR

Membre(s) du jury :

M. OLIVIER EIFF, INP TOULOUSE, Président

M. DOMINIQUE ASTRUC, INP TOULOUSE, Membre

M. LAURENT LACAZE, CNRS TOULOUSE, Membre

M. IVAN CACERES, UPC BARCELONE, Invité

M. THIERRY GARLAN, SHOM BREST, Invité

Résumé

Ce travail porte sur l'étude de l'évolution morphologique dans la zone de *swash* à haute résolution spatiale et temporelle afin de pouvoir analyser l'influence de la houle. Cette étude s'appuie sur deux campagnes de mesures menées dans le grand canal à houle CIEM (Barcelone), l'une avec application d'un forçage aléatoire érosif de type JONSWAP et l'autre avec application d'une série de forçages bichromatiques. L'originalité de l'étude proposée ici consiste en l'analyse, par une méthode de stéréoscopie optique, de l'évolution du fond avec une excellente précision tout en quantifiant précisément l'évolution des fronts d'eau sur une surface continue, la majorité des techniques de mesure ne donnant en général accès qu'à des relevés ponctuels dans cette zone.

La position du lit de sable est estimée avec une précision de quelques centaines de μm . Sur des temps longs, le forçage JONSWAP érosif engendre un recul global et quasi-homogène dans la zone de *swash*. Cependant, cette évolution ne semble pas influencer la réponse hydrodynamique qui reste similaire dans la zone de *swash* lorsque l'on répète la série. Ceci a été confirmé dans le cas des forçages bichromatiques, répétés sur des fonds différents. Au sein d'une série d'un forçage aléatoire, différentes échelles de temps sont observées : l'échelle gravitaire (période caractéristique du signal) et les ondes infragravitaires (large gamme d'événements plus longs). Cette coexistence de plusieurs échelles de temps a pu être associée à la forte variabilité du profil de plage, notamment dans la direction *cross-shore*. Le cas bichromatique montre quant à lui une convergence du profil de plage vers un état qui ne dépendrait que du forçage en entrée. L'interaction d'une seule onde infragravitaire avec l'onde gravitaire ne peut donc pas être responsable de la variabilité du fond observée avec le forçage aléatoire. En revanche, cette étude semble confirmer la présence d'événements particuliers à l'origine d'une forte modification du fond sableux. Le lien entre ces événements et l'interaction entre des événements hydrodynamiques spécifiques et la forme du fond n'est pas encore complètement établi. Enfin, pour le forçage aléatoire la variabilité transverse induite par les ondes courtes est forte alors qu'elle semble plus faible à l'échelle de l'onde longue. Pour le forçage bichromatique, cette variabilité transverse a également pu être observée mais son lien avec le forçage reste encore à élucider.

Mots clés : zone de *swash*, morphodynamique, hydrodynamique, méthode de stéréoscopie optique, grand canal à houle.

Abstract

This study investigates the morphological evolution in the swash zone at high spatial and temporal resolution to be able to analyze the swell influence. The study is here based on two measurement campaigns in the large CIEM wave flume (Barcelona), using both a random erosive JONSWAP and bichromatics forcing. The originality of the proposed study lies on analysis, by an optical stereoscopic method, of bottom evolution with a very good precision while getting an accurate quantification of water fronts evolution on a continuous area, most of the measurement techniques generally allowing only to obtain punctual measurements in this area.

The sand bed position is estimated with an accuracy of a few hundred μm . Over long periods, erosive JONSWAP forcing generates an overall and almost homogeneous backward movement in the swash area. However, this trend does not appear to influence the hydrodynamics response that remains similar in the swash area when the series is repeated. This was confirmed in the bichromatic forcings case, repeated on different bottoms. During a random forcing series, different time scales are observed : the gravity scale (characteristic period of the signal) and infragravity waves (wide range of longer events). This coexistence of several time scales could be associated with the observation of a strong variability of the beach profile, especially in the cross-shore direction. The bichromatic case shows meanwhile convergence of beach profile to a state that would depend only on forcing conditions. The interaction of a single infragravity wave with the gravitational wave can therefore not be responsible for the observed bottom variability with the random forcing. In contrast, the present study seems to confirm the presence of specific events responsible of a strong change in the sandy bottom. The link between these events and the hydrodynamic interaction between specific events and the bottom shape is not yet completely established. Finally, for the random forcing the transverse variability induced by short wave is strong as it seems weak at long wave time scale. For bichromatic forcing, the transverse variability has also been observed but its link with the forcing still remains to be elucidated.

Keywords : swash zone, morphodynamics, hydrodynamics, optical stereoscopic method, large wave flume.

Remerciements

Ecrire une thèse, telle était l'une de mes ambitions. La mer me fascine depuis mes premiers pas. Voici les dernières pages d'une période de ma vie qui touche à son terme. Une page se tourne et je tiens à remercier toutes les personnes qui ont contribué de près ou de loin à la réalisation de ce manuscrit. Je tiens ainsi à remercier :

- la DGA (Direction Générale de l'Armement) pour avoir financé ces travaux de thèse durant trois années, ainsi qu'Elisabeth Gibert-Brunet puis Carole Nahum mes responsables du domaine scientifique "Environnement et géosciences" et Thierry Garlan mon tuteur DGA ;
- les instances des projets européens HYDRALAB III / SANDS (numéro de contrat : 022441) (RII3) et HYDRALAB IV / WISE (numéro de contrat : 261520) pour avoir financé les campagnes de mesures réalisées et étudiées au cours cette thèse, ainsi qu'Agustín Sánchez-Arcilla pour son chaleureux accueil au sein des membres de ce consortium européen et Olivier Eiff pour m'avoir offert l'opportunité de participer à cette aventure humaine et scientifique ;
- Dominique Astruc et Laurent Lacaze, mes directeurs de thèse pour avoir accepté de construire avec moi ce projet, pour leur présence à mes côtés durant ces trois années ;
- les membres du jury garants de la qualité de mon travail. Je remercie tout particulièrement Bruno Castelle, François Marin et Mathieu Mory pour avoir accepté d'être les rapporteurs de mes travaux de thèse, pour la pertinence de leurs remarques et de leurs questions ainsi que pour la minutie avec laquelle ils ont évalué mon travail. Je tiens également à remercier les autres membres de mon jury, Thierry Garlan, Iván Cáceres et Olivier Eiff pour m'avoir accordé l'honneur de présider mon jury ;
- Iván Cáceres pour sa présence indéfectible à mes côtés ;
- Sébastien Cazin pour son expertise technique, sa présence lors de mes campagnes de mesures et son aide précieuse depuis mon entrée dans le laboratoire ;
- l'IMFT (Institut de Mécanique des Fluides de Toulouse) et plus particulièrement le groupe OTE (Ondes, Turbulence et Environnement) pour m'avoir accueillie durant ces années de thèse, dans une ambiance chaleureuse. Un remerciement tout particulier à mes anciens voisins de bureau Alice Harang et Falilou Coundoul qui m'ont montré la voix et apporté tout au long de mon parcours de précieux conseils ; mon voisin de bureau Joris Bouteloup pour nos fous rires et nos échanges amicaux qui m'ont changé les idées lors de ma rédaction de thèse. Merci à Frédéric Moulin pour le prêt de matériel informatique et ses conseils dans la salle de pause. Un grand merci à Serge Font qui a toujours été là pour me soutenir ces dernières années. Un grand merci à Sylvie Senny pour sa gentillesse, sa disponibilité et son investissement. Je n'oublie bien évidemment pas mes amis doctorants Maxime Rouzes et Edouard Izard à qui je souhaite bon courage pour leur fin de thèse et que je remercie pour leur soutien et leurs discussions extra-professionnelles. Je remercie également mes amis post-doctorants Adrien Thacker et Andrea Boghi pour nos sorties en dehors du laboratoire et nos conversations philosophiques animées. Ainsi, que mon ami post-doctorant Matthieu Mercier et Julie Albagnac, pour leur soutien et leurs

- précieus conseils pour la préparation de ma soutenance ;
- Hervé Neau, Annaïg Pedrono, Alexei Stoukov et Pierre Elyakime pour nos échanges amicaux dans les couloirs ou ailleurs ;
 - Alain Sevrain pour ses précieux conseils en traitement du signal et sa grande disponibilité ;
 - Charles Nicolas, Yannick Exposito et Pierre Fauret qui m'ont souvent été d'un grand secours ;
 - Henry Boisson pour son amitié, sa présence à mes côtés lors de mes derniers mois de rédaction et ses précieux conseils ;
 - Muriel Sabater pour sa réactivité permanente, son investissement et son aide précieuse ;
 - Sandrine Chupin pour son aide et son implication ;
 - Céline Perles-Picotto pour son aide constante, son amitié et nos sorties piscine ;
 - Catherine Thuriot pour son écoute, son amitié et nos cours de sophrologie si reposants pour l'esprit entre deux *rushs* de rédactions ;
 - mes collègues de sortie-déjeuner INSEE pour ces chaleureuses pauses qui furent toujours un réel plaisir et qui me manqueront beaucoup ;
 - mes collègues enseignants de l'ENSEEIHHT pour leur accueil chaleureux au sein de leur équipe : Wladimir Bergez, Véronique Roig, Gérard Debenest, Hélène Roux, Rudy Bazile, Marie-Madeleine Maubourguet et un remerciement tout particulier à Denis Dartus pour sa confiance et son soutien ;
 - Maryse André pour sa disponibilité à l'ENSEEIHHT et tout au long de ma thèse, ainsi que pour sa présence amicale ;
 - Jacques Chorda, Ludovic Cassan et Pascale Laurens mes anciens voisins de couloirs d'Escande qui m'ont suivie et soutenue jusqu'à la soutenance ;
 - tous les jeunes non permanents du laboratoire que j'ai eu le plaisir de côtoyer : Nicolas Baudin, Romain Garby, Marie-Charlotte Gauffre, Maxime Chinaud, Emma Florens, ... ;
 - les animateurs de l'atelier de démonstration scientifique sur les courants de gravité : partager notre passion et notre quotidien avec des étudiants fut pour moi un moment très enrichissant ! Merci Thomas Bonometti de m'avoir accueillie dans l'équipe d'animation !
 - enfin tous les amis m'ayant "supportée" durant cette thèse... et plus particulièrement Karine Adeline mon amie Enseeihtienne qui a également partagé ces épreuves à mes côtés.

Enfin je remercie ma famille et plus particulièrement mes parents, ma petite soeur Leslie et Mathieu, qui depuis le premier jour m'ont toujours soutenue et conseillée. Ce travail, c'est à eux que je le dédie.

A celles et à ceux que j'aurais, dans l'émotion, malencontreusement oubliés, je vous dis un grand MERCI !

Sommaire

1	Introduction	1
1.1	Contexte général	1
1.2	Enjeux de la recherche sur la zone de <i>swash</i>	3
1.3	Présentation de l'étude	5
1.4	Organisation du manuscrit	6
2	Etat de l'art sur la zone de <i>swash</i>	9
2.1	Transformation de la houle jusqu'à la zone de <i>swash</i>	11
2.1.1	Les vagues incidentes	11
2.1.2	Les ondes infragravitaires	12
2.2	Processus hydrodynamiques dans la zone de <i>swash</i>	14
2.2.1	Un événement typique de <i>swash</i>	14
2.2.2	Mouvements haute et basse fréquences dans la zone de <i>swash</i>	17
2.2.3	Caractéristiques des phases d' <i>uprush</i> et de <i>backwash</i>	20
2.3	Processus de transport sédimentaire et évolution morphologique dans la zone de <i>swash</i>	22
2.3.1	Equilibre morphologique et transport sédimentaire de la zone de <i>swash</i>	22
2.3.2	Importance des interactions <i>swash-swash</i> sur l'évolution de la morphologie	26
2.4	Mesures dans la zone de <i>swash</i>	27
2.4.1	Techniques conventionnelles de mesures	27
2.4.2	Mesures avec une bonne résolution temporelle	29
2.4.3	Mesures avec une bonne résolution spatiale	30
3	Dispositif expérimental et métrologique	33
3.1	Présentation des campagnes de mesures	34
3.1.1	Infrastructures et fond utilisés lors des campagnes	34
3.1.2	Campagne de mesures SANDS	34
3.1.3	Campagne de mesures WISE	37
3.2	Mesure de la position de la surface dans la zone de <i>swash</i>	44
3.2.1	Principe	44
3.2.2	Estimation de la précision de la mesure	49
3.3	Distinction des surfaces de sable et d'eau	53

3.3.1	Filtre- ϵ pour les variations rapides observables dans la zone de <i>swash</i>	54
3.3.2	Filtre pour les variations lentes observables dans la zone de <i>swash</i>	57
3.3.3	Mesures de l'élévation de la surface d'eau	61
3.4	Influence du paramètre ϵ : identification des fronts d'eau	62
4	Cas d'un forçage aléatoire	65
4.1	Introduction	67
4.2	Experimental apparatus	69
4.2.1	Experimental conditions	69
4.2.2	A stereoscopic technique for sand surface measurement	71
4.2.3	Sand region recognition	72
4.3	Hydrodynamics of the swash zone	75
4.3.1	Shoreline response to wave forcing	75
4.3.2	Shear estimation in the swash	78
4.4	Analysis of the sand bottom evolution in the swash zone	81
4.4.1	Long time-scale bed evolution	81
4.4.2	Bed evolution within a time series	83
4.4.3	Erosion and accretion at infragravity and gravity wave time scales	85
4.5	Conclusion	89
4.6	Acknowledgements	90
5	Cas d'un forçage bichromatique	91
5.1	Conditions expérimentales	92
5.1.1	Fonds utilisés	93
5.1.2	Conditions de houle	94
5.2	Evolution du signal de houle dans le canal	95
5.2.1	Transformation de la houle le long du canal	95
5.2.2	Caractérisation en entrée de la zone de <i>swash</i>	97
5.3	Réponse hydrodynamique de la zone de <i>swash</i>	109
5.3.1	Réponse du front d'eau de la zone de <i>swash</i>	110
5.3.2	Caractérisation de l'évolution du front d'eau de la zone de <i>swash</i>	110
5.4	Réponse morphodynamique de la zone de <i>swash</i>	129
5.4.1	Evolution du profil de plage sur la campagne expérimentale	129
5.4.2	Evolution du fond pour les expériences identiques	131
5.4.3	Evolution du fond pour les différentes expériences	136
5.5	Conclusions	161
6	Conclusion générale et perspectives	165
6.1	Bilan de l'étude	165
6.2	Perspectives	167
Annexes		169
A	Une autre méthode d'identification de la surface de sable dans la zone de <i>swash</i>	169
B	Densité spectrale de puissance	174

C	Analyse bidimensionnelle	175
D	Diagrammes spatio-temporels des expériences bichromatiques	176
E	Conférence internationale " <i>International Conference on Coastal Engineering</i> , Juillet 2012"	180
	Bibliographie	190

Chapitre 1

Introduction

Sommaire

1.1	Contexte général	1
1.2	Enjeux de la recherche sur la zone de <i>swash</i>	3
1.3	Présentation de l'étude	5
1.4	Organisation du manuscrit	6

1.1 Contexte général

Dix des plus grandes villes du monde se trouvent au bord de la mer. D'après l'UICN (Union Internationale pour la Conservation de la Nature), près de 60 % de la population vit à moins de 150 km du rivage. Si longtemps synonymes de territoires du vide, les littoraux attirent chaque jour davantage les populations. Les littoraux, interfaces entre terre et mer, sont des lieux de grande diversité biologique et paysagère, soumis à de fortes pressions par les éléments naturels et par les êtres humains.

Ainsi, l'anthropisation qui est en grande partie à l'origine de l'érosion des plages, de la destruction des dunes et du rétrécissement des zones humides, menace l'équilibre des littoraux. Ceux-ci peuvent également être affectés par des événements naturels aux conséquences catastrophiques pour les populations des communes littorales. Il s'agit principalement des tsunamis et des ondes de tempête qui provoquent des inondations dévastatrices et des glissements de terrain responsables de l'engloutissement de rivages. Quant au phénomène plus insidieux de l'élévation du niveau de la mer, qui serait comprise entre 10 et 25 cm au cours du siècle dernier et 28 et 98 cm d'ici 2100 selon les estimations du GIEC (*Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat*) présentées dans leur rapport d'évaluation AR5 (2013). Le phénomène de l'élévation du niveau de la mer demeure une menace qui doit être évaluée en terme d'ampleur et d'incidences. Il convient donc que l'aménagement des zones côtières prenne en compte tous ces risques.

L'érosion des plages s'est amplifiée de manière significative depuis une vingtaine d'années. Les enquêtes menées ont ainsi montré qu'environ 70 % des rivages à travers le monde seraient en recul, alors que seulement 10 % des plages auraient tendance à avancer (Paskoff (1992)). En réponse à cette menace, les fronts de mer des zones urbaines ou touristiques ont généralement été aménagés à l'aide de techniques de défense visant à protéger les constructions et les populations vivant près des côtes. Ces techniques sont de deux sortes, il y a celles que l'on qualifie de "douces" et celles dites "dures" Ministère de l'Écologie, du développement durable, des transports et du logement (Mis en ligne le 17 août 2010, consulté le 9 février 2011). Les techniques "douces" renvoient à une approche environnementale consistant, par exemple, à recharger les plages, stabiliser les dunes par des plantations de végétaux ou à les recouvrir par des branchages végétaux. Les techniques "dures" quant à elles favorisent la mise en place d'ouvrages solides, tels que les brise-lames, les épis, les enrochements qui permettent de figer le trait de côte. La plupart du temps, les gestionnaires du littoral, au premier rang desquels les collectivités locales côtières, combinent les deux techniques afin d'optimiser les résultats.

La plupart des études menées en Méditerranée française (Suanez (1997); Sabatier (2001); Certain (2002); Samat (2007)) ont mis en évidence les impacts environnementaux négatifs des aménagements "dures" (digues frontales, épis, brises-lames), construits en majorité lors de la première phase d'aménagement du littoral (entre 1970 et 1990), à une époque où l'urgence et le manque de connaissance approfondie du phénomène érosif conduisaient à des interventions lourdes. Ces études ont montré l'inefficacité de telles méthodes à long terme et ont également mis en évidence que dans certains cas ce type de dispositif de protection induisait à moyen terme une détérioration du littoral en accentuant le phénomène d'érosion. Il est important de noter que ces techniques sont également très onéreuses.

Se pose alors la question de la pertinence de ces actions de protection dans une logique de développement durable. Afin de trouver des solutions plus efficaces contre le recul des plages, il devient nécessaire de mieux appréhender le fonctionnement des milieux littoraux avant d'agir et de revenir à une étude plus fondamentale et locale des mécanismes se déroulant en zone littorale. Dans l'étude que nous avons réalisée, la zone littorale est étudiée en tant que système morphodynamique. Un système morphodynamique est constitué d'une entité géomorphologique qui ajuste sa morphologie en réaction aux variations d'une composante dynamique.

Dans le cas des systèmes littoraux, une modification des forçages induit une modification de l'hydrodynamique, qui elle-même induit un transport sédimentaire responsable de l'évolution morphologique des plages (Figure 1.1). L'hydrodynamique locale ne dépend pas seulement des conditions de forçages au large, celle-ci est également influencée par la topographie locale. Ces interactions non-linéaires rétroactives (Phillips (1992); Cowell and Thom (1994)) sont l'un des principaux mécanismes responsables de l'évolution morphodynamique des systèmes littoraux.

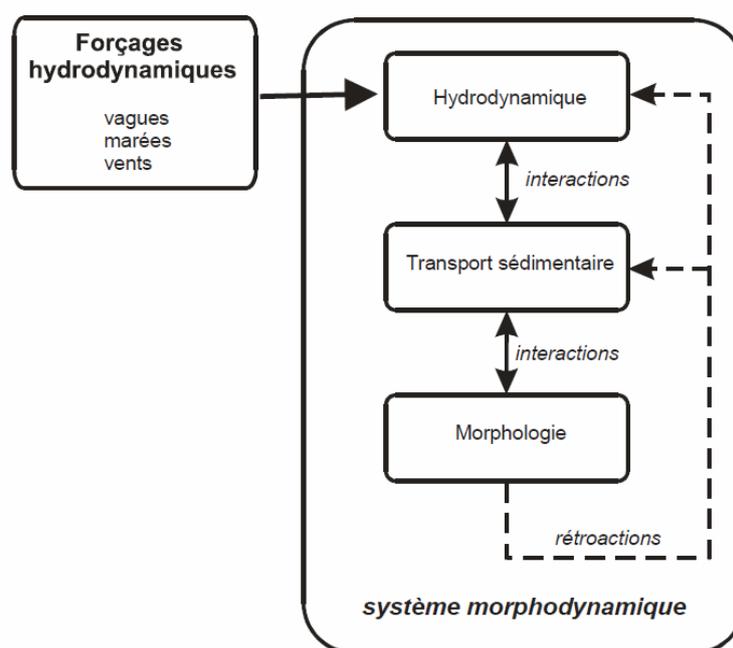


FIGURE 1.1 – Schématisation d’un système morphodynamique (Stépanian (2002)).

Les fonds sableux des zones littorales et côtières présentent des structures morphologiques variées telles que des barres littorales, des rides, des fosses, ... (Figure 1.2) Ces structures sont en constante évolution et dépendent fortement des processus sédimentaires et hydrodynamiques. La compréhension de ces mécanismes de transport sédimentaire constitue ainsi un enjeu majeur au vu des impacts environnementaux engendrés par des déplacements de grandes quantités de matières solides en zone côtière. Comprendre et quantifier les différents facteurs d’influence de la morphodynamique littorale permettra, le cas échéant de contribuer à la mise en place de politiques spécifiques adaptées aux régions côtières touchées par le recul des littoraux.

1.2 Enjeux de la recherche sur la zone de *swash*

Dans la zone littorale, les zones les plus dynamiques sont les zones de *surf* interne et de *swash* (Alsina and Cáceres (2011)). Nous nous intéressons ici à l’interface entre terre et mer, connue sous le nom de zone de ‘*swash*’ (anglais), ou zone de jets de rive (français), qui est le lieu d’un intense transport de sédiments et de changements morphologiques très rapides. La zone de *swash* se situe entre la position la plus basse de la redescente des vagues et la position la plus haute de leur ascension vers le rivage. Elle représente ainsi la frontière entre la partie émergée de la plage et la zone de déferlement (zone de *surf*).

La zone de *swash* revêt une importance fondamentale dans l’étude de la zone littorale. Dans cette région très dynamique, le transport sédimentaire peut représenter plus de 50%

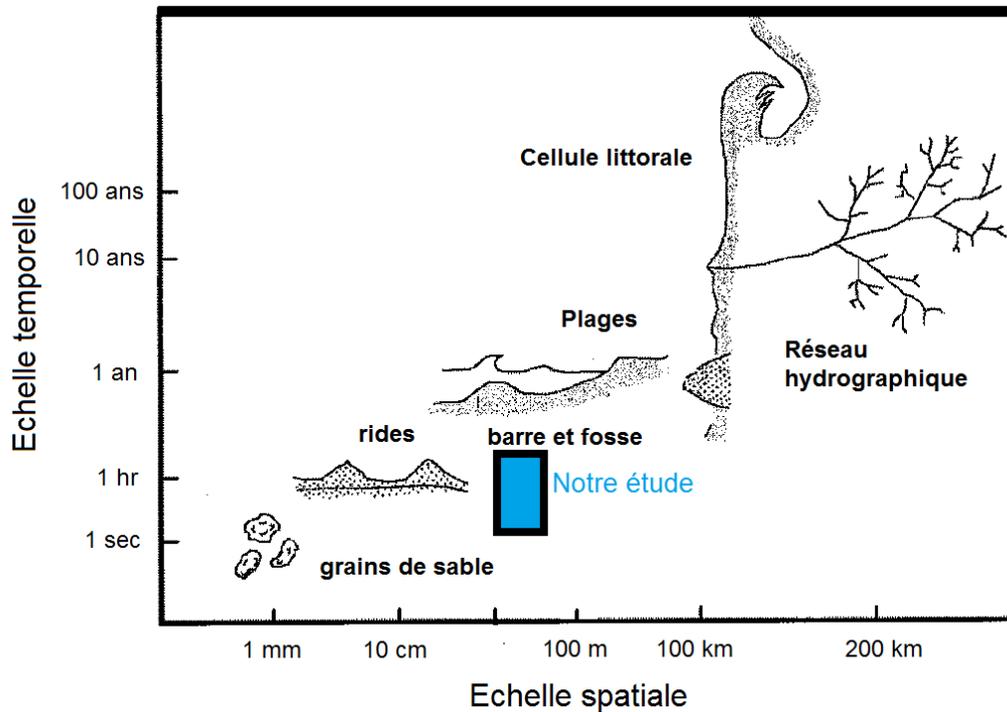


FIGURE 1.2 – Echelles spatiales et temporelles des changements des processus littoraux (modifié d'après [Sabatier \(2001\)](#)). Le rectangle bleu cerclé de noir indique la position spatio-temporelle de notre étude.

du transport littoral total et comme la hauteur d'eau y est faible, les concentrations en sédiments sont souvent hautes dans cette portion de plage ([Beach and Sternberg \(1991\)](#) ; [Osborne and Rooker \(1999\)](#)). Interface entre terre et mer, l'hydrodynamique dans la zone de *swash* va conditionner les interactions entre les processus terrestres et les processus marins ([Elfrink and Baldock \(2002\)](#)). Elle constitue la zone de passage souterraine d'éventuels polluants terrestres, et notamment de produits chimiques, se propageant vers le large par les aquifères ([Bakhtyar et al. \(2009\)](#)). En terme d'écologie, elle présente également une influence fondamentale sur l'écosystème marin ([McArdle and McLachlan \(1992\)](#)), celle-ci étant même considérée comme la zone littorale "la plus importante biologiquement" ([Peterson and Bishop \(2005\)](#)). Finalement, la connaissance de la dynamique dans la zone de *swash* est fondamentale pour modéliser l'évolution des zones côtières car cette zone agit comme une condition à la limite dans les modèles hydrodynamique et morphodynamique du littoral ([Brocchini and Baldock \(2008\)](#)).

A l'heure actuelle, le détail des processus qui contrôlent les mécanismes de transport sédimentaire dans la zone de *swash* est encore mal connu. Ces processus jouent cependant un rôle primordial ([Puleo and Butt \(2006\)](#)). Comme nous le verrons dans le chapitre 2, de nombreuses questions demeurent en suspens. Les études effectuées jusqu'à ce jour ont relevé divers enjeux, parmi lesquels nous pouvons souligner la nécessité d'une meilleure

compréhension :

- des mécanismes de transport sédimentaire (Elfrink and Baldock (2002));
- du couplage dynamique existant entre la zone de *swash* et les aquifères côtiers. Ce couplage joue un rôle fondamental dans le transfert de masse et la distribution de la pression à travers la plage. En effet, le niveau de la nappe phréatique contrôle le degré d'infiltration ou d'exfiltration à travers le profil de plage conditionnant ainsi la mobilité des sédiments sur le profil de plage et son évolution morphologique (Bakhtyar et al. (2009));
- des processus hydrodynamiques dans la zone de *swash* (Brocchini (2006)). La meilleure appréhension de ces processus est fondamentale non seulement pour leur influence locale mais également car ceux-ci affectent toute la dynamique de la zone de *surf*.

Des études récentes ont montré l'importance de certains événements singuliers (Turner et al. (2008); Cáceres and Alsina (2012)), qui conditionnent l'essentiel de l'évolution morphodynamique dans la zone de *swash*. Turner et al. (2008) et Cáceres and Alsina (2012) soulignent le degré de complexité de l'ajustement du profil de plage à l'échelle de la vague qui reste encore à être "entièrement décrit et étudié". Ces travaux soulignent donc la nécessité d'une étude précise de la dynamique du système vague à vague plus systématique permettant d'analyser l'impact de chaque événement de vague sur l'évolution morphologique du profil de plage.

Cette analyse vague à vague nécessite de caractériser avec une excellente précision spatiale et temporelle l'évolution morphologique de la plage dans la zone de *swash*. Cela suppose d'échantillonner la dynamique du *swash* avec une précision telle que l'on puisse mesurer un temps caractéristique de l'ordre de quelques secondes, qui correspond au passage d'une vague unique. Cette caractérisation à haute fréquence permet ainsi d'étudier l'effet de chacune des vagues. En outre, il est souhaitable de disposer d'une mesure continue des parties émergées et immergées de la plage plutôt que de n'avoir accès qu'à une information ponctuelle le long de ce profil.

1.3 Présentation de l'étude

Dans le cadre de cette étude, nous analysons, à l'échelle locale, l'évolution morphologique dans la zone dite de *swash* à haute résolution spatiale et temporelle afin de pouvoir étudier l'influence de la houle (d'une vague unique jusqu'à celui d'une série de plusieurs vagues) sur l'évolution du fond. L'étude de l'hydrodynamique et de l'évolution de la morphologie dans la zone de *swash* étant complexe et difficile à effectuer de manière contrôlée *in situ*, nous choisissons ici un dispositif expérimental de laboratoire.

Notre étude s'appuie ainsi sur deux campagnes de mesures réalisées en laboratoire dans le cadre des projets Européens HYDRALAB III / SANDS et HYDRALAB IV / WISE. Le canal à houle CIEM, de l'UPC à Barcelone, dans lequel ont été effectuées ces

expériences fait partie des grandes infrastructures européennes et permet de réaliser des mesures à grande échelle spatiale (à l'échelle de la zone de *swash*) et résolues en temps (échelle de temps du passage de chaque vague).

Ces campagnes ont permis d'étudier l'évolution morphodynamique de la zone de *swash* sous deux conditions de forçage différentes, un forçage aléatoire érosif de type JONSWAP et une série de différents forçages bichromatiques. Les caractéristiques du forçage bichromatique sont choisies de telle sorte que la dynamique observée dans la zone de *swash* soit comparable à celle qui avait pu être observée dans le cas du forçage aléatoire. Il s'agit ici de se placer dans un cas de forçage plus simple pour pouvoir mieux évaluer l'impact des conditions hydrodynamiques sur la réponse morphologique dans la zone de *swash*. Les campagnes de mesures réalisées ont une durée totale de plusieurs heures et permettent d'obtenir des mesures de l'évolution du fond dans une zone de quelques m^2 dans la zone de *swash* (Figure 1.3).

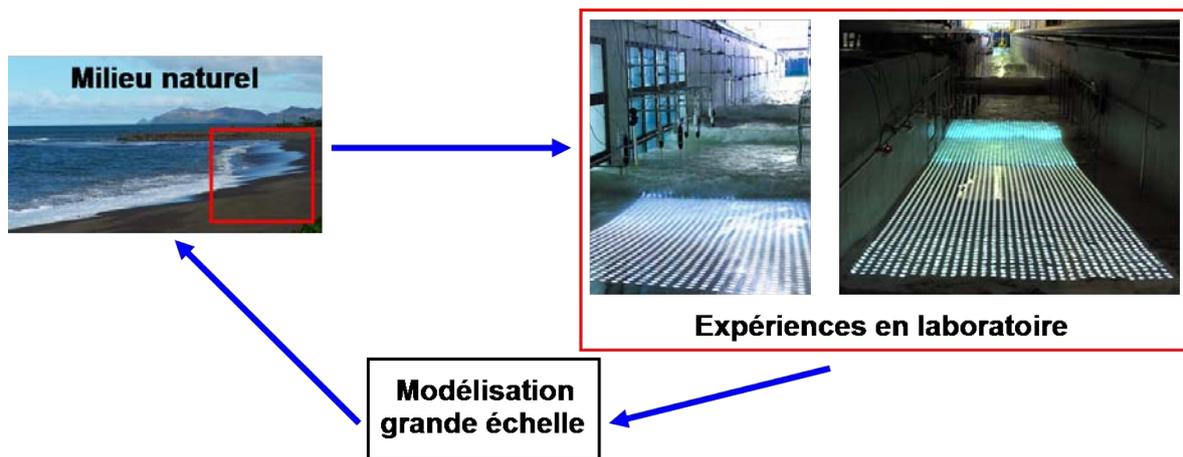


FIGURE 1.3 – Etapes de l'analyse de la zone de *swash* dans la zone littorale.

L'évolution du fond est ici mesurée par une méthode de stéréoscopie optique. Avec ce type de méthode de mesure il est possible d'obtenir une cartographie spatiale de la plage à chaque instant. Ceci permet ainsi de quantifier l'évolution du fond sableux après chaque passage de vague.

L'objectif de cette étude expérimentale est de quantifier l'évolution de la zone de *swash* sous certaines conditions hydrodynamiques afin de renforcer l'état des connaissances sur ce système et ainsi de proposer des paramétrisations pour la modélisation à grande échelle. A plus long terme, cette modélisation à grande échelle a pour but de permettre de mieux comprendre les phénomènes hydrodynamiques observables dans le milieu naturel (Figure 1.3).

1.4 Organisation du manuscrit

Ce document s'articule en quatre chapitres suivis d'une conclusion générale et d'une mise en perspective de l'étude.

Le chapitre 2 expose une revue bibliographique synthétique concernant la zone de *swash*. Différentes méthodes existant à ce jour pour effectuer des mesures dans cette portion de plage sont également présentées. Ce chapitre définit les enjeux qui s'inscrivent dans la thématique de la protection du littoral.

Le chapitre 3 présente les deux campagnes de mesures effectuées. Celui-ci rappelle la métrologie utilisée pour mesurer l'évolution de la position de la surface du sable dans la zone de *swash* et présente la méthodologie développée dans le cadre de cette thèse pour permettre de distinguer la surface de sable de la surface de l'eau dans cette portion de plage, à partir de la base de données obtenue par la méthode stéréoscopique.

Nous nous pencherons ensuite (Chapitre 4) sur l'étude de l'évolution morphologique induite par un forçage aléatoire de type JONSWAP. Ce chapitre est présenté sous la forme d'un article récemment soumis au journal *Coastal Engineering* (Astier et al.). Il s'agit ici de s'intéresser au phénomène d'érosion en analysant l'évolution du fond à des échelles de temps allant du passage d'une vague unique à celui de plusieurs séries de vagues.

Le chapitre 5 présente l'étude de l'évolution morphodynamique induite par une série de forçages bichromatiques. Cette étude permet d'apporter des éléments de réponse sur l'hydrodynamique et la morphodynamique de la zone de *swash* sous différentes conditions de forçages bichromatiques.

Enfin, le chapitre 6 synthétise l'ensemble des résultats fondamentaux de cette étude et propose quelques perspectives permettant de poursuivre l'analyse de l'évolution morphologique de la zone de *swash* menée dans le cadre de cette thèse.

Chapitre 2

Etat de l'art sur la zone de *swash*

Sommaire

2.1	Transformation de la houle jusqu'à la zone de <i>swash</i>	11
2.1.1	Les vagues incidentes	11
2.1.2	Les ondes infragravitaires	12
2.2	Processus hydrodynamiques dans la zone de <i>swash</i>	14
2.2.1	Un événement typique de <i>swash</i>	14
2.2.2	Mouvements haute et basse fréquences dans la zone de <i>swash</i>	17
2.2.3	Caractéristiques des phases d' <i>uprush</i> et de <i>backwash</i>	20
2.3	Processus de transport sédimentaire et évolution morphologique dans la zone de <i>swash</i>	22
2.3.1	Equilibre morphologique et transport sédimentaire de la zone de <i>swash</i>	22
2.3.2	Importance des interactions <i>swash-swash</i> sur l'évolution de la morphologie	26
2.4	Mesures dans la zone de <i>swash</i>	27
2.4.1	Techniques conventionnelles de mesures	27
2.4.2	Mesures avec une bonne résolution temporelle	29
2.4.3	Mesures avec une bonne résolution spatiale	30

Durant les dix dernières années, d'importantes avancées ont été faites dans la compréhension de la dynamique dans la zone de *swash* (Alcina et al. (2012)). Un certain nombre de revues bibliographiques ont été consacrées à des questions spécifiques sur l'hydrodynamique et le transport sédimentaire dans cette zone. Celles-ci offrent une vision d'ensemble de l'état des connaissances concernant cette zone et notamment en ce qui concerne l'étude de l'hydrodynamique et de la sédimentation *cross-shore* (Butt and Russell (2000)). Nous y découvrons également l'état des connaissances sur la génération et la décroissance de la turbulence dans cette portion de plage (Longo et al. (2002)), ou sur l'hydrodynamique près du lit et le transport sédimentaire (Elfrink and Baldock (2002)) mais également sur l'analyse de la zone de *swash* d'un point de vue morphodynamique (Masselink and Puleo (2006)). Une autre revue souligne également le rôle fondamental de cette frontière exigüe

entre terre et mer dans son étroite interaction avec la zone de *surf*. [Brocchini and Baldock \(2008\)](#) présentent alors les connaissances scientifiques et la modélisation nécessaire pour tenir compte le plus précisément possible de cette zone clé du transport sédimentaire.

Si ces différentes revues soulignent les avancées des connaissances dans ce domaine, celles-ci mettent également en évidence les éléments encore mal compris sur la dynamique dans cette zone. Afin de faire le point sur les recherches en cours et de déterminer les grandes directives à suivre pour les années à venir, le premier *workshop* international dédié aux processus spécifiques à la zone de *swash* s'est tenu à Lisbonne en Septembre 2004. Celui-ci a réuni 25 chercheurs de la communauté internationale qui ont proposé une liste des directions à suivre dans les années à venir afin de pouvoir aboutir à une compréhension plus détaillée de la physique se produisant dans cette zone ([Puleo and Butt \(2006\)](#)).

Parmi ces directions, une plus particulière motive cette étude *"There is a need to measure swash morphology on a swash-by-swash basis to better understand the net effect of sediment transport patterns. It has been estimated that large quantities of sediment are moved under each swash cycle, suggesting that the bed level should be measured after every swash. Clearly, this is a daunting task and cannot be done over an extensive area or for an extended period of time. It is likely that this type of measurement would first have to be performed in the laboratory and later transitioned to the field"* ([Puleo and Butt \(2006\)](#)). Notre travail s'inscrit dans cette préoccupation.

La question est toujours d'actualité et le besoin toujours existant, malgré des recherches menées, entre autres, par [Turner et al. \(2009\)](#). [Alsina et al. \(2012\)](#) soulignent d'ailleurs qu'il reste encore de nombreuses incertitudes qui doivent être résolues concernant la zone de *swash*, en particulier lorsqu'il s'agit d'analyse morphodynamique dans cette zone.

Cette meilleure compréhension doit permettre d'incorporer aux modèles numériques de prédiction morphodynamique littorale la dynamique de la zone de *swash*, qui est souvent négligée dans les calculs des flux côtiers, qu'ils soient menés à la résolution du passage d'une vague ou en moyenne sur plusieurs vagues (modèles de circulation, [Brocchini and Baldock \(2008\)](#)). Les futurs modèles de circulation littorale doivent inclure des conditions limites appropriées. Toutefois, l'implémentation de ces conditions limites de *swash* n'est pas une tâche aisée compte tenu de la grande gamme d'échelles à considérer.

L'objectif de ce chapitre est de présenter tout d'abord brièvement les différentes étapes de transformation de la houle du large jusqu'à la zone de *swash* (Partie 2.1). Nous présenterons ensuite l'essentiel des connaissances et notions nécessaires à la compréhension des processus observables dans cette portion de plage. Tout d'abord en s'intéressant aux processus hydrodynamiques dans la zone de *swash* (Partie 2.2, [Masselink and Puleo \(2006\)](#)) puis aux processus de transport sédimentaire et à l'évolution morphodynamique dans cette portion de plage (Partie 2.3, [Masselink and Puleo \(2006\)](#)). Il ne s'agit pas ici de présenter une synthèse exhaustive de toutes les avancées scientifiques dans ce domaine

jusqu'à ce jour. L'objectif est de présenter les résultats fondamentaux utiles à la bonne compréhension de l'analyse présentée par la suite.

Enfin, nous situerons la méthodologie utilisée dans notre étude dans la continuité d'autres études menées antérieurement (Partie 2.4). La méthode proposée dans le chapitre 3 permet de répondre à l'enjeu majeur de la zone de *swash* qui est de mesurer toutes les variations spatiales de la surface de sable, qui s'étendent du mm au cm, avec une résolution temporelle telle que l'on puisse observer les phénomènes aux échelles de temps allant de la période d'une vague unique jusqu'à celle de plusieurs vagues.

2.1 Transformation de la houle jusqu'à la zone de *swash*

Dans cette partie, nous allons nous focaliser sur les processus de houle en décrivant le trajet des vagues incidentes jusqu'à la zone de *swash*. Nous présenterons également une description conceptuelle des ondes infragravitaires observables en zone littorale.

2.1.1 Les vagues incidentes

A la surface des mers, le frottement du vent local provoque une mise en mouvement de la surface de l'eau et la génération d'ondulations. Cette 'mer du vent' est la superposition de plusieurs ondes sinusoïdales, formant des ondes 'irrégulières'. Sous l'effet des gradients de pression associés à la gravité et induits par ces variations de hauteur d'eau, ces ondes se propagent alors et sont appelées ondes de gravité, ou ondes de surface. Ces vagues se transforment en houle lorsqu'elles se propagent. La houle est ainsi la partie de l'état de la mer qui se caractérise par son absence de relation avec le vent local. Dans le cadre de cette étude, aucune distinction ne sera faite entre houle et vagues, ces deux termes définiront l'état de mer arrivant sur le rivage.

A l'approche des côtes, les vagues incidentes vont se transformer par interaction avec le fond (Figure 2.1). En effet, à l'approche de la plage, la profondeur d'eau diminue. Les vagues subissent alors une augmentation de leur hauteur H (crête à creux), résultant de la diminution de leur célérité lorsque la profondeur d'eau diminue. Dans cette 'zone de levée' ("*shoaling zone*"), les vagues développent une asymétrie de forme avec de grandes crêtes et de larges creux. Lorsque l'asymétrie devient trop forte, les vagues se brisent et déferlent (zone de déferlement, ou "*surf zone*").

La propagation des rouleaux de déferlement des vagues constitue un apport de fluide supplémentaire vers la côte. Celui-ci engendre une augmentation du niveau moyen de la surface de la mer dans la zone de déferlement. Cette élévation du niveau de la mer ne peut pas se poursuivre indéfiniment. L'apport d'eau vers la côte doit donc être compensé par un retour vers le large. La circulation hydrodynamique, qui se met en place afin que

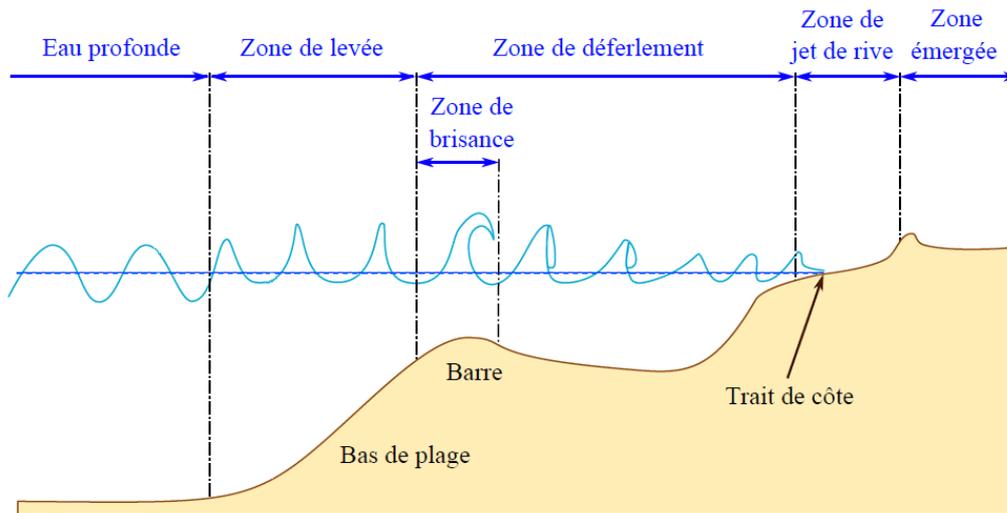


FIGURE 2.1 – Caractéristiques hydrodynamiques en milieu littoral (Berni (2011)).

les échanges de masse d'eau soient en équilibre dans la zone littorale, se manifeste sous la forme d'un courant de retour ("*undertow*") se propageant en profondeur et dirigé vers le large. Ce courant, qui s'écoule perpendiculairement vers le large, est dû à des gradients de pression horizontaux engendrés par la pente de la surface de l'eau (Swift et al. (1985)). Ce courant est responsable de l'érosion dans la zone de déferlement et contribue à la formation des barres littorales sableuses.

Ces rouleaux de déferlement arrivent enfin en bas du profil de plage émergée. Ce cycle du mouvement de la houle implique que le haut de plage est alternativement couvert et découvert par les vagues. Cette dernière zone est appelée zone de *swash*. La zone de *surf* interne et la zone de *swash* forment ainsi la toute dernière zone de la plage où les vagues vont se dissiper ou réfléchir leur énergie restante (Brocchini and Baldock (2008)). Ces zones sont caractérisées par de forts écoulements instationnaires, des niveaux de turbulence élevés, des flux de transport de sédiments élevés et des changements morphologiques rapides. Le transfert de quantité de mouvement depuis les ondes courtes vers les ondes longues dans la zone de déferlement engendre une augmentation du niveau moyen de la surface de l'eau appelée "*set-up*".

En fonction de la complexité du signal de houle provenant du large, différents types d'ondes peuvent être observés dans la zone de *swash*, dont les principaux temps caractéristiques sont très variables.

2.1.2 Les ondes infragravitaires

L'observation des oscillations basses fréquences du jet de rive ("*surf beat*") par (Munk (1949)) puis (Tucker (1950)) a permis de mettre en évidence pour la première fois l'existence de ces ondes. Les principales caractéristiques des ondes infragravitaires sont syn-

thétisées dans les revues de Ham et al. (1993) et Ruessink (1998). Dans ces revues il est possible notamment d'obtenir des modèles mathématiques de ce phénomène. Dans le cadre de ce chapitre, nous nous limiterons à une description conceptuelle permettant de définir ce phénomène. Il est cependant important de noter que les mécanismes de formation de ces ondes longues, ainsi que leur importance relative sont encore mal compris (Castelle (2004)).

Le déferlement des trains de vagues incidents provoque des oscillations de longue période du niveau moyen de l'eau appelées ondes longues ou ondes infragravitaires (Symonds et al. (1982)). Ces oscillations appartiennent à un domaine de fréquence s'étendant de 0,005 Hz jusqu'à 0,05 Hz. Les limites de ce domaine peuvent varier selon les auteurs.

Les oscillations infragravitaires sont étroitement liées aux groupes d'ondes incidentes (ou 'paquets' d'ondes). Les ondes de basse fréquence peuvent alors être "forcées" (*bound long waves*), c'est-à-dire liées aux trains de vagues incidents, libérées au déferlement, réfléchies à la côte directement vers le large ou piégées par réfraction (Figure 2.2). La coexistence de ces différentes ondes longues dans la zone de *surf* a d'ailleurs été montrée par des études *in situ* (Holland and Holman (1999)).

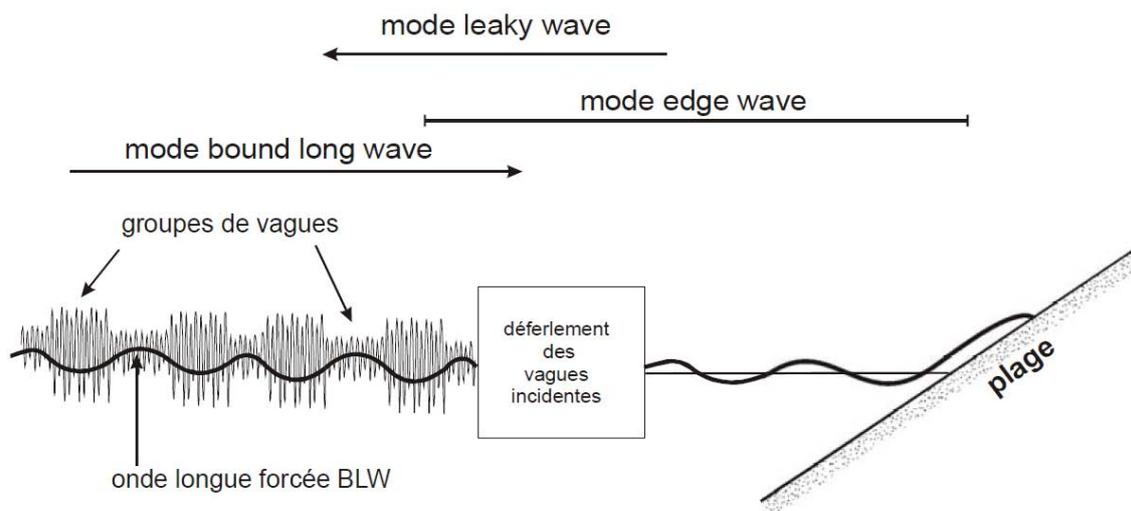


FIGURE 2.2 – Représentation schématique des ondes infragravitaires en zone littorale (Stéphanian (2002), d'après Oltman-Shay and Hathaway (1989) dans Ruessink (1998)).

Les ondes libres (libérées au déferlement) se propagent vers la côte, au même titre que les ondes liées (ou "forcées"), mais avec leur propre vitesse de phase donnée par la théorie linéaire. Ces ondes libres sont engendrées par la libération d'une partie de l'énergie des ondes "forcées" de basse fréquence lors du déferlement des groupes d'ondes venant du large (Ruessink (1998)).

Une grande partie de l'énergie de ces ondes est piégée le long de la côte. Ces ondes

piégées sont connues sous le nom d'ondes de bord ou "*edge waves*" (Short (1975)). Celles-ci sont appelées ondes de bord quasi-stationnaires ou "*standing edge waves*", lorsque les ondes de bord se propagent dans des directions opposées. Dans le cas d'une onde longue se propageant quasi-perpendiculairement au trait de côte, celle-ci peut être réfléchiée par la plage et repartir vers le large, c'est le mode d'onde libre "fuyante" (*leaky wave mode*) (Castelle (2004)).

Les ondes de bord sont fréquemment désignées comme responsables d'une répartition périodique des gradients de transport "*longshore*". Ceux-ci pourraient être à l'origine de la formation de structures périodiques telles que les croissants de plage (Holman and Bowen (1982)). Le mode onde forcée de basse fréquence/onde libre fuyante participe au transport des sédiments dans la direction "*cross-shore*" (Roelvink (1993); Russell (1993); O'Hare and Huntley (1994)). L'influence des oscillations associées à ce type d'ondes infragravitaires croît du large vers la côte (Guza and Thornton (1985); Masselink and Hegge (1995)). Leurs effets se font particulièrement ressentir sur le haut du profil de plage, dans la zone de *swash*, lorsque l'amplitude des vagues incidentes devient faible.

2.2 Processus hydrodynamiques dans la zone de *swash*

2.2.1 Un événement typique de *swash*

En dépit de la complexité du signal de houle incident (cf. §2.1), un événement unique de *swash* peut être caractérisé par le recouvrement et le découverture de la zone par une vague unique. Les caractéristiques de cet événement associé à une onde incidente sont présentés ici.

La zone de *swash* est communément caractérisée comme étant la portion de plage qui est alternativement couverte et découverte par les vagues, ou bien comme étant la région évoluant au cours du temps et s'étendant du point où le ressaut propagatif s'effondre sur le profil de plage jusqu'à la limite la plus haute atteinte par l'épisode d'*uprush* (Hughes and Turner (1999)). Malgré cet usage communément établi, donner une définition précise de la zone de *swash* revêt une réelle difficulté (Puleo and Butt (2006)) et notamment lorsqu'il s'agit de proposer une définition précise de la limite maritime de la zone de *swash*, même si certaines études ont suggéré que cette limite débute là où l'influence de la turbulence du ressaut hydraulique propagatif ("*bore*", Figure 2.3) sur le fond marin commence à être significative (Puleo et al. (2000)).

La figure 2.4, issue de Masselink and Puleo (2006), propose une illustration schématique du mouvement du front d'eau au cours du temps dans la zone de *swash* lors de la phase d'ascension du front d'eau (Figures 2.4(a) et 2.4(b)) et lors de sa phase de redescente (Figures 2.4(c) et 2.4(d)). Ce cas idéalisé propose la description de l'évolution d'un front d'onde monochromatique sur un profil de plage plan, incliné et perméable.



FIGURE 2.3 – Visualisation du déferlement et de la propagation de ressauts hydrauliques propagatifs (*bores*) sur la plage (Bonneton and Marche (Mis en ligne le 13 février 2007, consulté le 30 mai 2013)).

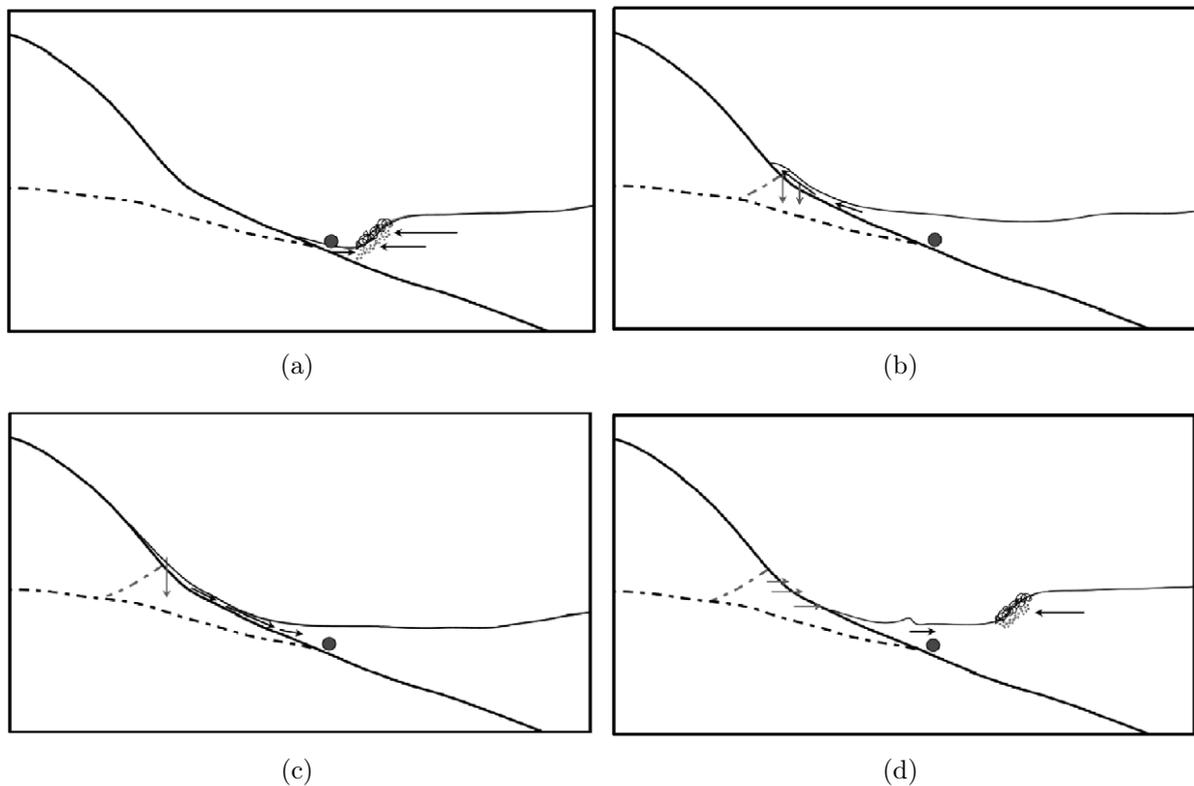


FIGURE 2.4 – Représentation schématique d'un événement typique de *swash* (Masselink and Puleo (2006)).

La figure 2.4(a) illustre les conditions d'écoulement à l'arrivée d'un ressaut propagatif sur le profil de plage. Lors du début de l'ascension du front, il est possible de noter l'existence d'écoulements se propageant en sens opposés (Figure 2.4(a)).

L'effondrement du ressaut induit un mouvement ascendant (phase d'*uprush*) qui peut accélérer brièvement dans sa propagation vers le rivage (Figure 2.4(b)). Cette accélération est induite par la poussée de pression due à l'effondrement. Durant cette phase de montée, l'écoulement est dirigé vers le rivage. Une partie du fluide peut alors s'infiltrer à la surface si la perméabilité et la teneur en eau de cette surface de sable le permettent.

A la suite de cet effondrement, la surface de l'eau plonge vers la mer par gravité, l'accélération résultante de l'écoulement est alors dirigée vers le large (Baldock and Hughes (2006)). Les figures 2.4(c) et 2.4(d) illustrent les conditions d'écoulement lors de la phase de redescente du fluide vers le large (phase de *backwash*).

L'inversion du sens de l'écoulement commence tout d'abord dans la portion la plus basse de la zone de *swash*, à la frontière avec la zone de *surf* (Figure 2.4(c)). Cette inversion se poursuit en remontant la plage en restant tout d'abord confinée au fond avant de s'étendre à toute la colonne d'eau (Desombre (2012)). Cette phase conduit à un amincissement de la lame d'eau. L'écoulement accélère alors en descendant tandis que le fluide peut encore s'infiltrer.

L'écoulement lors de la phase de *backwash* devient rapidement supercritique. Ainsi, l'écoulement relevé en une position donnée n'est pas influencé par le ressaut propagatif suivant jusqu'à l'arrivée de celui-ci. La nature supercritique de l'écoulement est importante en ce qui concerne les interactions *swash-swash* au sein de la zone de *swash* (Brocchini and Baldock (2008)).

Enfin (Figure 2.4(d)), la portion la plus au large du fluide en écoulement lors de la phase de *backwash*, commence à interagir avec le ressaut hydraulique suivant. Cette interaction entraîne une décélération de l'écoulement en phase de *backwash*. Le cisaillement de la colonne d'eau ainsi que la turbulence associée au ressaut sont responsables d'un fort mélange vertical.

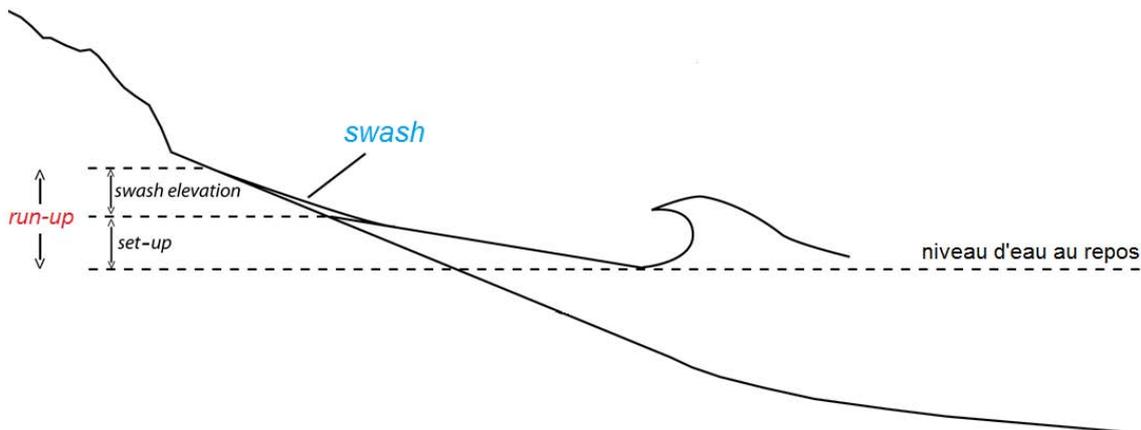


FIGURE 2.5 – Schématisation d'un *run-up* dans la zone de *swash* (modifié d'après Komar (1998)).

Komar (1998) propose une schématisation un peu plus générale pour laquelle le *run-up* représente l'amplitude verticale correspondant à la différence entre le niveau maximum atteint par le *swash* et le niveau d'eau au repos (Komar (1998); Stockdon et al. (2006); Figure 2.5). Le *run-up* est donc la somme de deux phénomènes distincts : l'élévation liée à une accumulation d'eau entre la zone de déferlement et la plage (appelée "*wave set-up*") et une série d'élévations maximales atteintes par le *swash* appelée "*swash run-up*" (Komar (1998)).

Les premières études sur la dynamique dans la zone de *swash* se sont principalement intéressées à la position la plus haute atteinte par les fronts d'eau sur le profil de plage (Hunt (1959); Holman (1986)). Obtenir une estimation fiable de cette extension maximale demeure aujourd'hui encore l'un des enjeux fondamental de la recherche dans le domaine du génie côtier (Brocchini and Baldock (2008)).

Cette zone en perpétuelle évolution supprime les mouvements à haute fréquence, agissant ainsi comme un filtre passe-bas (Emery and Gale (1951); Sonu et al. (1974); Mase (1988)). La forte variabilité temporelle d'événements observables implique que l'on s'attende également à observer des valeurs d'extension maximale significativement différentes pour l'ensemble de ces événements (Masselink and Puleo (2006)).

2.2.2 Mouvements haute et basse fréquences dans la zone de *swash*

La dynamique d'une vague unique incidente présentée précédemment est complexifiée par l'existence d'autres familles d'ondes (généralement de plus basse fréquence). Nous décrivons dans la suite les différents mécanismes d'interaction associés à ces différentes échelles de temps.

Baldock et al. (1997) distinguent deux types de dynamiques pour décrire les mouvements hydrodynamiques de la zone de *swash* sur les plages naturelles. Les écoulements peuvent ainsi être caractérisés soit par des mouvements stationnaires de basse fréquence ($f < 0,05$ Hz) soit par des mouvements de haute fréquence provenant de l'effondrement de ressauts hydrauliques propagatifs ($f > 0,05$ Hz) (Butt et al. (2005)). Le type de mouvement prédominant dépend des conditions morphologiques du profil de plage ainsi que des conditions hydrodynamiques de l'onde incidente (du forçage à la frontière maritime). La valeur du paramètre de similitude de *surf* ξ_d (Guza and Inman (1975)) permet de déterminer quel est le mouvement prédominant :

$$\xi_d = \frac{4\pi^2 H_d}{2gT^2 \tan^2(\beta)} \quad (2.1)$$

où H_d est la hauteur au déferlement, g est la gravité, T est la période de l'onde incidente et $\tan(\beta)$ est la pente du profil de plage (Masselink and Puleo (2006)). Sur les plages "dissipatives", caractérisées par des pentes douces, des valeurs de $\xi_d > 20$, les

écoulements dans la zone de *swash* sont dominés par des mouvements d'ondes longues stationnaires, basses fréquences. Tandis que sur les plages "réfléchissantes", caractérisées par des pentes fortes, des valeurs de $\xi_d < 2,5$, la dynamique de la zone de *swash* est dominée par les ressauts propagatifs d'ondes courtes incidentes (hautes fréquences, [Wright and Short \(1984\)](#)).

Ces deux types de profils, à savoir un premier profil de plage "dissipative" relativement plate et un second profil de plage intermédiaire plus raide, ont été comparés par [Masselink and Russell \(2006\)](#) et [Miles et al. \(2006\)](#) en terme de vitesse d'écoulement et de transport de sédiments mis en suspension. Une évolution similaire du profil de plage a été observée dans les deux cas avec une tendance à l'érosion dans la zone de *swash* inférieure et une tendance à l'accrétion dans la zone de *swash* intermédiaire supérieure. Sur la plage "dissipative", la composante oscillatoire du transport sédimentaire est dominée par les fréquences infragravitaires tandis que dans le cas de la plage intermédiaire la plus raide, c'est la fréquence de l'onde incidente qui domine le transport de sédiments. Dans le cas de la plage intermédiaire, ces études ont montré l'existence d'un plus grand nombre d'événements actifs d'*uprush* et de *backwash*, ainsi qu'une variance des valeurs de concentration de sédiments mis en suspension et de vitesse d'écoulement plus forte. Tout ceci résultant en une concentration moyenne de sédiments mis en suspension plus grande ([Alsina et al. \(2012\)](#)).

La classification morphodynamique présentée précédemment et s'appuyant sur le paramètre de similitude de *surf* ξ_d ne permet pas de tenir compte des transferts d'énergie des hautes fréquences vers les basses fréquences généralement observés dans la nature ([Mase \(1988\)](#)) et ne permet ainsi d'effectuer qu'une analyse au premier ordre des processus observables dans la zone de *swash*. Dans un cadre plus réaliste, la figure 2.6 illustre ainsi les différentes composantes fréquentielles présentes dans les zones de *swash* et de *surf*. L'énergie de la vague incidente peut alors être comparée à celle observée sur le rivage.

Le cas des ondes monochromatiques (Figure 2.6) correspond à un cas idéalisé. Dans le cas d'une onde aléatoire, les oscillations dans la zone de *swash* sont forcées par les ondes longues (libres et liées) ainsi que par les ondes courtes (comme décrit en Partie 2.1). Les ondes longues incidentes contribuent aux oscillations de basse fréquence et peuvent être réfléchies dans la zone de *swash* ([Suhayda \(1974\)](#); [Huntley \(1976\)](#)). Différents phénomènes peuvent entraîner des basses fréquences tels que des phénomènes de dépassements et/ou de captures de ressauts hydrauliques propagatifs ([Bradshaw \(1982\)](#)), ou des interactions *uprush/backwash* ([Carlson \(1984\)](#); [Erikson et al. \(2005\)](#)) ou la propagation de paquets d'ondes ([Shah and Kamphuis \(1996\)](#); [Baldock and Holmes \(1999\)](#)). Il est à noter que la zone de *swash* est une région où se produit habituellement la dissipation finale de l'énergie de l'onde courte.

Dans la zone de *swash*, l'interaction entre les ondes longues stationnaires et le *run-up* de l'onde courte est un processus complexe mais qui joue un rôle fondamental d'un point de vue morphologique et hydrodynamique ([Brocchini and Baldock \(2008\)](#)). D'une manière

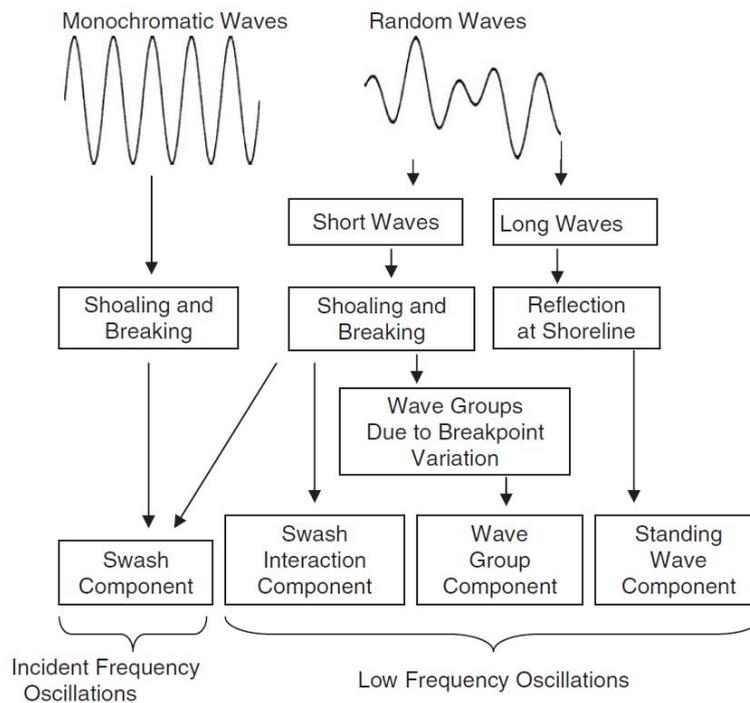


FIGURE 2.6 – Schéma des transferts énergétiques entre la zone de *surf* et la zone de *swash* (Masselink and Puleo (2006)).

similaire au phénomène de marée, les ondes longues déplacent la zone de *run-up* de l'onde courte à travers le profil de plage. Ceci induit une augmentation significative de la largeur active de la zone de *swash*. Nous pouvons alors observer des cas d'interférence constructive et des cas d'interférence destructive. Nous sommes en présence d'une interférence constructive lorsque le *run-up* de l'onde courte (respectivement son *backwash*) coïncide avec la phase de montée de l'onde stationnaire (respectivement la phase de descente). Ceci augmente alors l'amplitude du *swash* et les vitesses d'écoulement. Une interférence destructive, quant à elle, se produit lorsque le *run-up* de l'onde courte (respectivement son *backwash*) coïncide avec la phase de descente de l'onde stationnaire (respectivement sa phase de montée). L'extension active du *swash* peut également être influencée par les variations de hauteur des ressauts propagatifs incidents ainsi que par la force du *backwash* de l'événement de *swash* précédent qui joue un rôle prédominant dans l'interaction avec la vague suivante.

2.2.3 Caractéristiques des phases d'*uprush* et de *backwash*

L'objectif de ce paragraphe est de dégager quelques caractéristiques communes des écoulements internes à la zone de *swash* lors des phases d'*uprush* et de *backwash* et de mettre en évidence les différences importantes qui existent entre ces deux phases.

L'effondrement du ressaut propagatif (Figure 2.4(b)), notamment sur les profils de plages raides, génère les écoulements initiant la phase d'*uprush*. Nous pouvons alors observer une interaction entre ces écoulements et le *backwash* précédent au travers d'une collision (Hibberd and Peregrine (1979); Jensen et al. (2003)). Un arrêt momentané de la progression du ressaut propagatif incident, qui est alors quasi-stationnaire, ou bien un léger recul de ce ressaut peuvent alors être observés dans le cas d'une interaction entre un *backwash* puissant et le ressaut propagatif lui succédant (Nelson and Miller (1974); Brenninkmeyer (1976); Butt et al. (2002)). Des mécanismes de mise en suspension efficaces peuvent également être créés par l'interaction *uprush/backwash* tels que des tourbillons contrarotatifs. Ces deux courants opposés peuvent notamment engendrer la formation des plateaux de plage (Miller and Zeigler (1958); Matsunaga and Honji (1980); Bauer and Allen (1995)) ou peuvent également générer un fort cisaillement de la colonne d'eau à mi-hauteur (Cowen et al. (2003)). Après la mise en mouvement de l'écoulement lors de l'*uprush*, une grande partie de la colonne d'eau peut être homogénéisée par la turbulence de telle sorte que l'écoulement soit presque uniforme en profondeur dans la zone de *swash* (Larson and Sunamura (1993); Petti and Longo (2001)).

Différentes études de terrain ont relevé une accélération de courte durée lors de la phase initiale de l'*uprush* et ont permis de proposer des ordres de grandeur des vitesses maximales atteintes lors de cette phase. Dans le cas des plages naturelles à pentes raides, les écoulements observés lors de l'*uprush* peuvent aller jusqu'à 3,5 m/s (Hughes et al. (1997); Masselink and Hughes (1998)), tandis que dans le cas de plages à pentes douces, les vitesses d'écoulement maximales observées sont plus faibles et ne dépassent pas les 2 m/s (Beach et al. (1992); Butt and Russell (1999)). Toutefois, il est important de souligner ici la sensibilité des résultats à la technique de mesure.

Des techniques de télédétection en laboratoire ont également permis d'observer cette rapide accélération de courte durée durant la phase initiale de l'*uprush* (Jensen et al. (2003)). Les résultats issus des modèles de simulation numériques semblent, quant à eux, être très sensibles au choix du modèle. Ainsi, en s'appuyant sur un modèle balistique 1D, Hughes and Baldock (2004) n'ont pas relevé la présence de l'accélération de l'écoulement au début de l'*uprush*, tandis qu'en s'appuyant sur un modèle 2D, Puleo et al. (2002) ont trouvé que l'écoulement accélère légèrement lors de la phase initiale de l'*uprush*. Les résultats issus de ces études sont fondamentaux, car le transport de sédiment potentiel de l'*uprush* peut être affecté par l'absence ou au contraire par la présence de cette rapide accélération (Nielsen (2002)). Baldock and Hughes (2006), proposent alors un compromis, en reconnaissant qu'il est possible que, suite à l'effondrement d'un ressaut hydraulique propagatif, l'écoulement lors de l'initialisation de l'*uprush* subisse une brève accélération

en bas de la zone de *swash*, mais que les effets de cette accélération de l'écoulement ne se fassent plus ressentir au-delà de cette position sur le profil de plage pendant l'*uprush* (Masselink and Puleo (2006)).

La fin de l'*uprush* est caractérisée par une inversion du sens de l'écoulement. En général, cette inversion est associée à des maxima du niveau d'eau lors des *run-up*. En effet, sur les plages dissipatives, l'inversion du sens de l'écoulement se produit dès que la profondeur d'eau est maximale (Zelt (1991); Masselink et al. (2005)). Par contre, sur les plages réfléchissantes, cette inversion ne se produit qu'après que le maximum de profondeur d'eau ait été atteint (Hughes (1992); Hughes et al. (1997)). La position sur le rivage influe sur l'initiation de l'inversion du sens de l'écoulement, conduisant au mouvement de *backwash*. Si l'on considère, par exemple, la région la plus basse de la zone de *swash*, le mouvement de redescente débute dans cette zone avant que l'*uprush* n'ait atteint son extension maximale sur le rivage (Raubenheimer et al. (1995); Raubenheimer and Guza (1996); Hughes et al. (1997); Puleo and Holland (2001)). Pour les études tentant de déterminer l'importance relative des durées d'écoulement de l'*uprush* par rapport au *backwash* cette dernière remarque revêt une importance significative. Notamment, lorsqu'il s'agit de quantifier l'asymétrie de l'écoulement, ainsi que lorsque l'on considère le transport net de sédiments, puisque ces estimations dépendent fortement de la position sur le rivage (Masselink and Puleo (2006)).

Le mouvement lors du *backwash* est dominé par le cisaillement au fond tandis que celui lors de l'*uprush* est dominé par les écoulements turbulents générés au sein du ressaut propagatif (Petti and Longo (2001); Cowen et al. (2003); Mauriet (2009); Barnes et al. (2009); Mory et al. (2011); Desombre (2012)). Lors du *backwash*, l'épaississement de la couche limite, plus significatif que durant l'*uprush*, induit une durée de redescente plus longue que celle de montée (Raubenheimer (2002); Masselink et al. (2005)). L'accélération de l'écoulement lors du *backwash* est la résultante du bilan des forces de gravité, des gradients de pression *cross-shore* et des forces de frottement (Puleo et al. (2003)).

La durée du *backwash* se révèle généralement nettement plus longue que celle de l'*uprush*, tandis que les pics de vitesse atteints lors du *backwash* peuvent être comparables à ceux atteints lors de l'*uprush* (Puleo et al. (2003)) ou bien légèrement plus faibles que ceux-ci (Hughes and Baldock (2004)). L'asymétrie de vitesse dans la zone de *swash* est donc majoritairement négative (Masselink and Russell (2006)). Cette asymétrie de vitesse joue un rôle fondamental dans les processus de transport sédimentaire (Masselink and Puleo (2006)).

2.3 Processus de transport sédimentaire et évolution morphologique dans la zone de *swash*

Le bas de plage est "l'équivalent morphologique" de la zone de *swash* (Masselink and Puleo (2006)) et correspond ainsi à la portion en pente du profil de plage qui est exposée aux vagues et façonnée par celles-ci (Hughes and Turner (1999)). A marée basse, les processus de *swash* dominent l'évolution morphologique du bas de plage. Tandis qu'à marée haute, le bas de plage n'est pas seulement façonné par les processus de *swash*, il est également affecté par les processus de *surf* ainsi que par le rapprochement des vagues ("*shoaling waves*") (Wright et al. (1982)). Il en résulte que la "pente d'équilibre du bas de plage" ne correspond pas forcément à la "pente d'équilibre de la zone de *swash*" (Masselink and Puleo (2006)).

Dans le cas où les effets de marée sont négligés, le bas de plage est en équilibre dynamique avec le mouvement hydrodynamique de la zone de *swash* lorsque les quantités déplacées lors de l'*uprush* (vers le rivage) sont équivalentes à celles transportées lors du *backwash* (vers le large). La pente issue d'un tel processus est alors représentative de l'équilibre entre l'asymétrie du *swash* vers le rivage et la composante gravitaire vers le large (Hardisty (1986)). Dans le cadre de cette étude, les effets de marée sont négligés et l'on confondra alors le bas de plage et la zone de *swash*.

2.3.1 Equilibre morphologique et transport sédimentaire de la zone de *swash*

a) Equilibre morphologique

INFLUENCE DE L'HYDRODYNAMIQUE SUR L'ÉQUILIBRE

Afin d'appréhender l'impact de la modification des conditions hydrodynamiques sur les conditions morphodynamiques dans la zone de *swash*, les études s'intéressent en général à l'adaptation morphologique du bas de plage qui tend alors vers un autre état d'équilibre (Masselink and Puleo (2006)). Deux cas de figures peuvent alors se produire, soit le profil de plage est plus raide que la pente d'équilibre, soit celui-ci est plus plat. Cette adaptation morphologique au forçage implique l'observation d'un transport de sédiments net vers le large ou vers le rivage.

Dans le cas où le bas du profil de plage est plus raide que la pente d'équilibre, il y a un transport de sédiments net vers le large car le transport par l'*uprush* est moins efficace que celui par le *backwash*. Le sable transite donc du haut vers le bas du profil de plage ce qui provoque un adoucissement de la pente du bas de plage. Le profil de plage évolue vers un profil concave (Figure 2.7(a)). Au contraire, dans le cas où le bas du profil de plage est plus plat que la pente d'équilibre, nous observons un transport de sédiments vers le rivage, ce qui provoque un raidissement de la pente du bas de plage. Le profil de plage

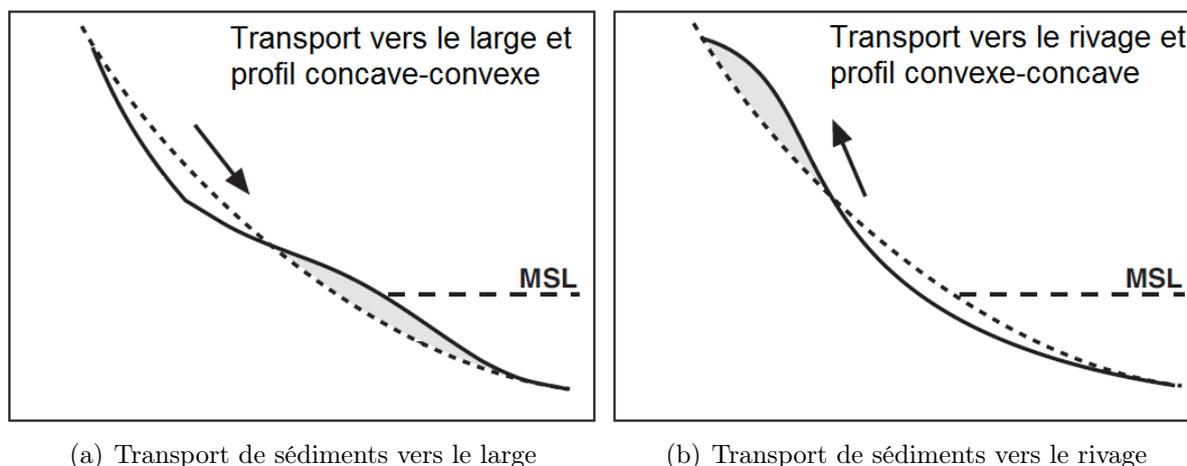


FIGURE 2.7 – Visualisation des phénomènes d'érosion (a) et d'accrétion (b) du profil de plage en réponse à l'évolution des conditions hydrodynamiques (modifié d'après [Masselink and Puleo \(2006\)](#)).

évolue alors vers un profil convexe (Figure 2.7(b)).

Dans les deux exemples d'évolution du profil présentés précédemment, les plus forts déplacements de sable sont susceptibles de se produire au sein des portions basse ou centrale de la zone de *swash* qui sont les parties les plus énergétiques de la zone de *swash*. Dans ces deux cas, tant qu'un nouvel état d'équilibre n'est pas atteint, le changement morphologique induit par l'évolution des conditions hydrodynamiques va se poursuivre. Un modèle morphodynamique a été proposé par [Hardisty et al. \(1984\)](#) afin de modéliser l'évolution morphologique du bas de plage en réponse aux conditions hydrodynamiques. Ce modèle numérique s'appuie sur la pente du profil et l'asymétrie du *swash* vers le rivage. [Masselink and Li \(2001\)](#) a utilisé ce modèle afin d'évaluer le rôle de l'infiltration du *swash* sur l'évolution de la pente du bas de plage.

INFLUENCE DE LA TAILLE DES GRAINS

La taille locale des sédiments joue un rôle fondamental sur l'évolution morphologique dans la zone de *swash*. Celle-ci intervient notamment à deux niveaux, tout d'abord sur la réponse morphologique du profil de plage aux sollicitations extérieures ([Hughes and Cowell \(1987\)](#)) mais également en ce qui concerne les phénomènes d'infiltration ou d'exfiltration de l'eau à travers le profil dans la zone de *swash* ([Turner and Masselink \(1998\)](#); [Desombre \(2012\)](#)). La taille des sédiments serait d'ailleurs, selon [Bagnold \(1940\)](#), le seul facteur vraiment influent. Dans la nature, nous pouvons ainsi distinguer l'évolution des plages avec des sédiments de taille fine qui est significativement différente de celle avec des sédiments de taille plus grossière ([Komar \(1998\)](#)).

Dans le cas des plages à sédiments fins ($D_{50} < 1$ mm), la pente d'équilibre de la zone de *swash* est contrôlée par le transport de sédiments mis en suspension. Si les sédiments

présentent une vitesse de chute importante (Dean (1973)), nous pouvons nous attendre à ce que la pente de la zone de *swash* augmente (Masselink and Puleo (2006)).

Dans le cas des plages à sédiments grossiers ($D_{50} > 1$ mm), la pente d'équilibre de la zone de *swash* est contrôlée cette fois-ci par la taille des sédiments. Celle-ci influe alors sur le processus d'infiltration à travers le profil dans la zone de *swash* (Grant (1948); Quick (1991)), qui intervient sous la forme de la percolation de l'eau de l'*uprush* au sein du profil de plage insaturé. Cette infiltration dans le milieu affaiblit alors le *backwash*, ce qui conduit à une asymétrie du *swash*, renforçant alors le transport de sédiments vers le rivage. Ceci provoque un raidissement du profil de plage jusqu'à atteindre une valeur de pente pour laquelle la composante de gravité dirigée vers le large équilibre la force vers le rivage due à l'asymétrie du *swash*. Pour les deux types de plage évoqués précédemment, la prédiction de la dynamique de la zone de *swash* et de l'évolution morphologique du littoral devient l'objectif principal de la recherche dans la zone de *swash* (Butt and Russell (2000)).

RÉTROACTION ENTRE MORPHOLOGIE ET HYDRODYNAMIQUE

La pente de la plage a également une influence sur l'hydrodynamique des événements de *swash*. En effet, la pente du lit contrôle la durée d'un événement de *swash*. Ainsi, un aplatissement de la pente du profil de plage engendrera une augmentation de la période d'un événement de *swash* et respectivement un raidissement du profil conduira à une diminution de la période d'un événement (Holland and Puleo (2001)).

En comparant les résultats obtenus avec un forçage monochromatique et un forçage bichromatique avec des ondes longues liées, Baldock et al. (2010) ont mis en évidence l'importance de cet effet rétroactif existant entre la morphologie et l'hydrodynamique dans la détermination des taux de transport, des modes de transport et de l'échelle de temps la plus longue de l'évolution de la plage.

L'importance de ce phénomène de rétroaction entre morphologie et hydrodynamique a été abordée par Holland and Puleo (2001) qui ont émis l'hypothèse que la réponse morphologique de la zone de *swash* "représente une tentative de minimisation de la différence entre la durée de l'événement de *swash* D et la période de l'onde incidente T " (Masselink and Puleo (2006)).

Trois cas peuvent alors être distingués. Dans le cas où $\frac{D}{T} < 1$, le bas de plage a tendance à s'aplatir suite à l'ininterruption des événements de *swash* car *uprush* et *backwash* n'interagissent pas. Nous observons alors un transport de sédiments vers le large (asymétrie de vitesse dans la zone de *swash* majoritairement négative). Lorsque $\frac{D}{T} = 1$, le bas de plage a atteint sa condition d'équilibre. Enfin, dans le cas $\frac{D}{T} > 1$, il y a une tendance au raidissement de la pente induite par les nombreuses interactions *uprush-backwash* qui engendrent un déplacement de sédiments vers le rivage (Holland and Puleo (2001)). En effet, l'interaction *swash-swash* contribue à l'augmentation de la turbulence et à la mise en

suspension de sédiments qui jouent un rôle important dans le transport net de sédiments (Weir et al. (2006)).

b) Transport dans la zone de *swash*

Le type de déferlement ou ressaut hydraulique propagatif est également contrôlé par la pente du bas de plage dans la zone de *swash*. Cette influence indirecte est fondamentale en ce qui concerne l'estimation du taux de sédiments mis en pré-suspension et advectés dans le ressaut hydraulique propagatif (Figure 2.8) jusque dans la zone de *swash* lors de la phase initiale de l'*uprush* (Masselink and Puleo (2006)).



FIGURE 2.8 – Visualisation d'un ressaut hydraulique propagatif, juste avant son effondrement sur le rivage. Celui-ci transporte une forte concentration en sédiments mis en pré-suspension. Avant que le ressaut hydraulique ne passe, nous notons une redescente de l'eau vers le large sur la portion la plus haute non encore atteinte par le ressaut. L'accélération de vitesse dans la zone de *swash* est alors négative (orientée vers le large) (Brocchini and Baldock (2008)).

Les sédiments sont advectés dans la zone de *swash* à partir d'une zone très étroite de la zone de *surf*. La taille de cette zone fait encore l'objet de controverses, celle-ci mesurerait approximativement 1/16^{ème} de la longueur du *run-up* selon le modèle utilisé par Pritchard and Hogg (2005). Tandis que selon des mesures effectuées à la fois en laboratoire et sur le terrain, celle-ci mesurerait plutôt entre 1/5^{ème} et 1/3 de la longueur du *run-up* (Baldock

et al. (2007)). Dans tous les cas, cet apport de sédiments supplémentaire contribue à la part de sédiments en pré-suspension intervenant dans l'équilibre sédimentaire net dans la zone de *swash* (Brocchini and Baldock (2008)).

Un modèle d'équilibre morphodynamique a été proposé afin de modéliser le transport de sédiments par l'*uprush*. Celui-ci s'appuie sur l'hypothèse que le mode de transport sédimentaire prédominant dans la zone de *swash* est la mise en suspension. La turbulence liée au ressaut hydraulique propagatif, l'advection de sédiments, l'accélération de l'écoulement et le dépôt de sédiments sur le fond avant la phase de *backwash* sont autant de processus favorisant le transport de sédiments lors de l'*uprush*. Dans le cas où les sédiments ont le temps de se déposer sur le lit avant l'inversion du sens de l'écoulement, c'est-à-dire avant d'être ré-emportés vers le large lors du *backwash*, le transport de sédiments par l'*uprush* est alors considéré comme optimal. L'évaluation de la capacité potentielle d'un dépôt de sédiments mis en suspension durant l'*uprush* s'appuie sur le paramètre suivant :

$$\Omega = \frac{H}{w_s T_u} \quad (2.2)$$

où H est la hauteur à laquelle le sédiment est mis en suspension, w_s est la vitesse de chute du sédiment mis en suspension et T_u est la durée de l'*uprush*. H correspond au centre de masse du nuage de mise en suspension. L'approche proposée ici fait penser à celle adoptée par Gourlay (1968) et Dean (1973) dans leur modèle de vitesse de chute adimensionnelle (Masselink and Puleo (2006)).

Dans le cas où $\Omega < 1$, la pente du bas de plage a tendance à s'accroître car il y a une forte propension au dépôt des sédiments mis en suspension lors de l'*uprush* sur le lit de sable, avant l'inversion du sens de l'écoulement. Dans ce cas-là, nous observons un transport de sable vers le rivage, la durée de l'*uprush* diminue progressivement et Ω augmente alors. Tandis que dans le cas où $\Omega > 1$, la pente du bas de plage a plutôt tendance à s'aplatir, car cette fois-ci la majorité des sédiments transportés lors de l'*uprush* sont ré-entraînés par le *backwash*. Nous observons alors un transport de sable vers le large, la durée de l'*uprush* augmente progressivement et Ω diminue donc. La rétroaction entre l'évolution de la pente de la plage et celle de la période de l'*uprush* conditionne l'évolution morphodynamique dans ce modèle considérant que le mode de transport sédimentaire prédominant dans la zone de *swash* est la mise en suspension. Le paramètre Ω peut permettre de définir une condition d'équilibre. Cependant, il ne s'agira pas forcément de $\Omega = 1$ (Masselink and Puleo (2006)).

Le modèle morphodynamique proposé précédemment est provisoire et nécessite d'être modifié, pour tenir compte notamment de l'advection des sédiments issus de la zone de *surf* ainsi que du transport par charriage. Cette simplification peut engendrer des erreurs sur l'évaluation du transport de sédiments dans la zone de *swash*. Or, de petites erreurs dans les prévisions des modèles numériques de transport sédimentaire sont susceptibles de prédire des profils de plage qui sont très différents de l'évolution réellement observée

et cela demeure aujourd'hui encore un défi majeur pour les ingénieurs côtiers (Plant et al. (2004)).

2.3.2 Importance des interactions *swash-swash* sur l'évolution de la morphologie

Les interactions "*wave-swash*" (Hughes and Moseley (2007)) et les interactions "*swash-swash*" (Puleo et al. (2007); Brocchini and Baldock (2008)) sont des termes différents pour décrire le même phénomène, à savoir, l'interaction entre une onde incidente (sous la forme d'une vague brisée ou d'un *run-up*) et un événement de *swash* (*run-up* ou *backwash*) des vagues incidentes. Dans le cadre de leur étude, Cáceres and Alsina (2012) utilisent les termes de "*wave-swash*" et "*wave-backwash*". Le premier terme concerne l'interaction entre une onde incidente et un événement de *run-up*, tandis que le second concerne les interactions entre écoulements de directions opposées, c'est-à-dire qu'il s'agit d'interactions entre une vague incidente et un événement de *backwash*.

Selon les études de Cáceres and Alsina (2012) et Turner et al. (2008), il existerait des événements particuliers qui conditionnent l'intégralité de l'évolution morphodynamique dans la zone de *swash*. "*These example data also serve to highlight the degree of complexity of wave-by-wave beach face adjustment on natural beaches, that is yet to be fully described and investigated*" (Turner et al. (2008)). D'ailleurs, Cáceres and Alsina (2012) soulignent le fait que les processus se produisant à l'échelle de temps du passage d'une vague doivent encore être étudiés. "*In this field study, gross bed-level changes per wave revealed to be more intense than the observed net rate of the beach face evolution, this highlighting the complexity of the bed observed fluctuations*" (Turner et al. (2008)).

Afin de mieux appréhender le détail des processus présentés précédemment, le développement d'une méthodologie à haute résolution temporelle et spatiale et de préférence non intrusive est nécessaire. L'analyse de la variation du fond dans la zone de *swash* nécessite d'avoir une bonne résolution temporelle, afin de pouvoir mesurer des variations sur le temps d'un passage de vague unique dû à une onde gravitaire (de l'ordre de 4 à 12 s), jusqu'au passage de plusieurs ondes infragravitaires (de l'ordre de la minute). Il faut également avoir une bonne résolution spatiale pour mesurer les variations observables à ces échelles de temps qui varient du mm jusqu'au cm.

2.4 Mesures dans la zone de *swash*

Malgré les efforts menés pour décrire les processus de transport et d'évolution morphodynamique des plages du littoral, la grande majorité des travaux réalisés à ce jour se sont focalisés sur l'étude de l'évolution des profils de plage à des échelles de temps allant de l'heure jusqu'à des années (Turner et al. (2008)). Une caractérisation plus locale des processus, indispensable à la compréhension des phénomènes grandes échelles,

reste encore nécessaire. En particulier, en raison des difficultés de mesures dans la zone de *swash*, l'obtention de mesures instantanées très fiables du transport sédimentaire est très difficile. A l'heure actuelle, peu d'études permettant des mesures d'élévation du lit de sable avec un échantillonnage temporel plus fin sont répertoriées dans la littérature.

2.4.1 Techniques conventionnelles de mesures

Il est à noter que les techniques de mesures dans la zone de *swash* sont souvent intrusives et sont ainsi soumises à une émergence intermittente hors de la colonne d'eau. Cette intermittence complique l'analyse des résultats à deux niveaux. Tout d'abord, en terme d'analyse statistique, les procédures traditionnelles de traitement des données risquent d'être affectées par cette intermittence (Hughes and Baldock (2004)). Mais cette intermittence peut également rendre difficile l'analyse des processus observés dans la zone de *swash*. En effet, le mouvement de la zone de *swash* est lagrangien tandis que l'échantillonnage conduit à une description eulérienne de l'écoulement. La grande majorité des techniques de mesures actuelles conduisent à des mesures d'écoulements eulériens qui sont le fondement principal de notre compréhension actuelle de l'hydrodynamique de la zone de *swash* (Masselink and Puleo (2006)). Le développement de techniques de mesures permettant de mesurer le mouvement lagrangien de parcelles de fluide constitue ainsi un enjeu majeur de la recherche dans cette portion de plage. Le développement de techniques permettant des mesures spatiales et temporelles permet de remédier au problème d'une description lagrangienne.

a) Transport de sédiments

La grande majorité des données disponibles de transport sédimentaire dans la zone de *swash* s'appuie sur des mesures directes utilisant des trappes à sédiments (Masselink and Hughes (1998); Jackson et al. (2004); Baldock et al. (2005); Alsina et al. (2009); Masselink et al. (2009)) ou des mesures conjuguées de concentration en sédiments et de vitesse d'écoulement (Puleo et al. (2000); Masselink et al. (2005); Aagaard and Hughes (2006); Alsina and Cáceres (2011)).

Masselink et al. (2009) se sont interrogés sur la représentativité du flux de sédiments relevé par les trappes par rapport au transport de sédiment total responsable de l'évolution du profil de plage. Cette étude a montré que le transport de sédiments mesuré pour l'évolution du lit à l'échelle de temps d'un événement de vague dans la zone de *swash* est, généralement, plusieurs fois plus grand que celui mesuré avec les trappes. Les mesures conjointes de la concentration de sédiments mis en suspension et de la vitesse d'écoulement, quant à elles, ne permettent pas de mesurer le transport par charriage qui se produit très près du niveau du lit (Masselink and Puleo (2006)).

Des études très récentes utilisant cette technique de mesures conjointes ont permis d'obtenir des mesures indirectes du transport de sédiments dans la zone de *swash* en

effectuant des mesures fines du changement du niveau de lit lors des périodes émergées entre chaque événement de *swash* (Houser and Barrett (2010); Blenkinsopp et al. (2011)).

b) Morphologie

La mesure de l'évolution de la morphologie des plages peut être effectuée avec différentes techniques. Pour les mesures *in situ*, celle-ci peut, par exemple, être effectuée à l'aide de techniques acoustiques (Turner et al. (2008)) ou optiques (Holland and Holman (1997); Almar (2009)). Dans le cadre des projets européens HYDRALAB III / SANDS et HYDRALAB IV / WISE, qui concernent des expériences en laboratoire, l'évolution de la topographie du profil de plage a été mesurée en utilisant un profileur mécanique (Sánchez-Arcilla et al. (2011); Alsina and Cáceres (2011); Cáceres and Alsina (2012)). Ce dispositif, illustré sur la figure 2.9, est constitué d'une plateforme mobile maintenant un "bras" possédant une roue à son extrémité. La plateforme se déplace à une vitesse constante à travers le canal (10 m/min), tandis que le bras articulé change de position en s'adaptant à la morphologie du fond. Un ordinateur contrôle ses mouvements et changements de profondeur, et permet ainsi d'acquérir les informations concernant le profil de plage. La profondeur de pénétration dans le sable provoquée par le poids propre du bras du capteur est de l'ordre de quelques millimètres selon la compacité du lit de sable concerné. Cette méthode permet d'obtenir des estimations quantitatives de l'évolution du profil de plage dans sa globalité sur une échelle de temps longue. Ce dispositif permet de mesurer les parties émergées ainsi qu'immergées du profil de plage. La précision du système est d'environ ± 10 mm ce qui correspond à $\pm 0,2$ % de la pleine échelle due à la compression du sable.

Les résultats présentés précédemment concernant le transport sédimentaire et l'évolution morphologique ont souvent été obtenus sur de grandes échelles de temps afin de caractériser l'évolution sur les temps longs. Si l'on veut comprendre ce qui se passe autour de l'état d'équilibre décrit précédemment, il faut analyser le détail des phénomènes de transport se déroulant à l'échelle de la vague. L'idéal pour mener cette étude serait d'avoir une technique de mesure permettant d'avoir à la fois une bonne résolution temporelle et une bonne résolution spatiale. Dans la littérature, la majorité des techniques présentent soit une bonne résolution temporelle, soit une bonne résolution spatiale.

2.4.2 Mesures avec une bonne résolution temporelle

Turner et al. (2008) ont utilisé un système de sonde acoustique afin d'obtenir des mesures de terrain de l'élévation du lit non-intrusives et à haute résolution temporelle. Cette technique a permis d'obtenir des mesures d'élévation de fond sur des périodes de temps allant de quelques minutes à plusieurs heures. Les valeurs mesurées sont relevées en différentes positions de la plage sur des sections circulaires de ± 2 cm de rayon (37 cm²). Cette technique présente l'intérêt d'avoir accès à des données avec une bonne résolution temporelle et ce de manière non-intrusive, avec une bonne résolution verticale de ± 1 mm dans la zone étudiée.

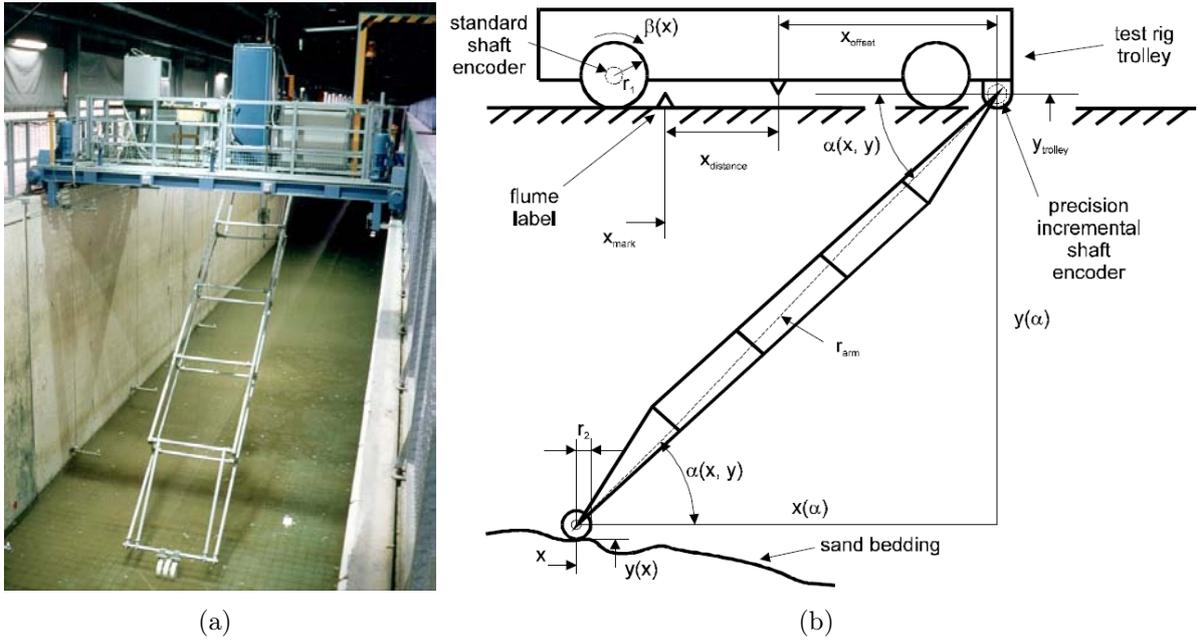


FIGURE 2.9 – Profileur mécanique (a). Vision schématique d'un profileur mécanique (b) (UHANN (1999)).

Récemment, [Alsina and Cáceres \(2011\)](#) ont analysé des données expérimentales obtenues sous des conditions érosives. Cette étude présente des mesures de concentration et d'évolution du fond à plusieurs endroits dans la portion inférieure de la zone de *swash*. Les mesures de concentration sont obtenues à partir de capteurs de rétrodiffusion optique (*OBS : Optical Backscatter Sensors*) placés en différentes positions dans la zone de *swash* avec une fréquence d'échantillonnage de 40 Hz. Ces résultats ont montré que les interactions "*wave-swash*" contrôlent l'événement le plus fort en terme de transport de sable et que seuls certains événements seraient en mesure de contrôler la tendance érosive observée à l'échelle de la campagne de mesures.

Les techniques présentées ci-dessus ne donnent pas accès à la dynamique spatiale des phénomènes car les informations relevées ne le sont que ponctuellement et non sur l'intégralité du domaine d'étude. Celles-ci ne fournissent donc qu'une connaissance partielle de la dynamique observable dans leurs zones d'étude.

2.4.3 Mesures avec une bonne résolution spatiale

Afin d'obtenir des mesures continues spatialement, [Holland and Puleo \(2001\)](#) ont utilisé une technique stéréoscopique pour reconstruire les surfaces 3D de plage. La technique stéréoscopique permet de reconstruire la morphologie 3D de la surface de plage, à partir de deux images planes de celle-ci, obtenues par deux caméras sous deux angles de vue

différents. Ce processus est similaire à la façon dont notre cerveau interprète les images perçues par nos yeux. Pour passer de l'information plane des images filmées par les caméras à l'information tridimensionnelle donnant la morphologie de la surface mesurée il est nécessaire de pouvoir apparier les points identiques entre chaque image. Ainsi, afin de reconstruire de manière précise la morphologie de la surface il est nécessaire de repérer un motif net et facilement identifiable sur les deux images.

Différentes techniques d'appariement des motifs existent. Dans le cadre de l'étude de [Holland and Puleo \(2001\)](#), les données sont issues d'expériences de terrain, les auteurs ont ainsi utilisé un motif naturellement présent sur la plage à savoir la bord mousseux du front d'eau montant sur la plage. Ce front est facilement identifiable sur les images car il contraste avec la surface saturée de la plage qui est plus sombre. En suivant le mouvement de ce front montant il a alors été possible de reconstruire la topographie de la plage. Cette mesure est bien résolue spatialement, la précision verticale obtenue est de l'ordre de 2 cm ([Holland and Holman \(1997\)](#)). Cette résolution verticale n'est alors pas suffisante pour mesurer les plus petites variations observables dans la zone de *swash* qui sont de l'ordre du mm.

L'intérêt d'une telle technique de télédétection a d'ailleurs été souligné par [Benetazzo \(2006\)](#) : *"Single images give only spatial information (2-D in the case of a single image, 3-D after the stereo reconstruction), while image sequences contain both the temporal and spatial structure of the phenomena observed. Except for limitations in resolution in time and space and the size of the images, image sequences capture the events as completely as possible"*.

Chapitre 3

Dispositif expérimental et métrologique

Sommaire

3.1	Présentation des campagnes de mesures	34
3.1.1	Infrastructures et fond utilisés lors des campagnes	34
3.1.2	Campagne de mesures SANDS	34
3.1.3	Campagne de mesures WISE	37
3.2	Mesure de la position de la surface dans la zone de <i>swash</i>	44
3.2.1	Principe	44
3.2.2	Estimation de la précision de la mesure	49
3.3	Distinction des surfaces de sable et d'eau	53
3.3.1	Filtre- ϵ pour les variations rapides observables dans la zone de <i>swash</i>	54
3.3.2	Filtre pour les variations lentes observables dans la zone de <i>swash</i>	57
3.3.3	Mesures de l'élévation de la surface d'eau	61
3.4	Influence du paramètre ϵ : identification des fronts d'eau	62

L'objectif de ce chapitre est de présenter les deux campagnes de mesures effectuées dans le grand canal à houle CIEM (*Canal d'Investigació i Experimentació Marítima*) de l'Université Polytechnique de Catalogne, à Barcelone (Partie 3.1) afin d'analyser la dynamique de l'évolution de la plage dans la zone de *swash*, de rappeler la métrologie utilisée pour mesurer l'évolution de la position de la surface dans cette portion de plage (Partie 3.2) et de présenter la méthodologie (filtres algorithmiques) développée dans le cadre de cette étude pour permettre de distinguer la surface de sable de la surface de l'eau dans cette zone alternativement couverte et découverte par les vagues (Partie 3.3). La métrologie utilisée ici est une méthode de stéréoscopie optique permettant la reconstruction d'une surface 3D à partir de deux images obtenues à partir de deux caméras imageant avec deux angles de vue différents. Ce chapitre se conclura enfin sur une analyse de l'influence des paramètres de filtre, pour les variations rapides, pour permettre d'identifier les différents fronts d'eau observables dans la zone de *swash* (Partie 3.4).

3.1 Présentation des campagnes de mesures

3.1.1 Infrastructures et fond utilisés lors des campagnes

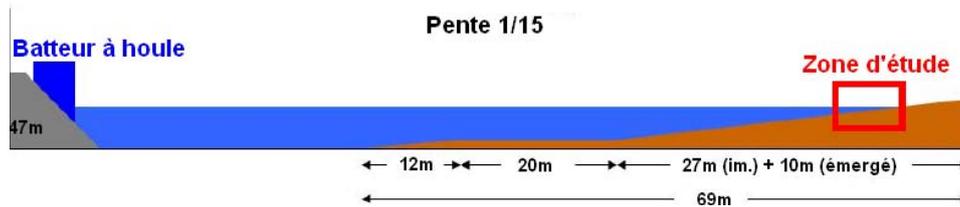


FIGURE 3.1 – Croquis du grand canal à houle CIEM de l'Université Polytechnique de Catalogne à Barcelone.

Les expériences à grande échelle présentées dans le cadre de cette étude ont toutes deux été réalisées dans le grand canal à houle CIEM (*Canal d'Investigació i Experimentació Marítima*) de l'Université Polytechnique de Catalogne, à Barcelone. Dans le cadre du projet européen HYDRALAB III / SANDS, les campagnes de mesures ont eu lieu au printemps 2008 et celles du projet européen HYDRALAB IV / WISE ont été réalisées de fin Mai à mi-Juin 2012 dans les mêmes infrastructures.

Le canal à houle de Barcelone mesure 100 m de long, 3 m de large et 5 m de haut. Au début des campagnes de mesures une plage de pente 1/15 a été construite avec du sable de granulométrie bien définie ($d_{50} = 250 \mu\text{m}$) (Figure 3.1). Les choix pour les valeurs de pente et de granulométrie du sable adoptées sont expliqués en détails par Cáceres et al. (2009), Sánchez-Arcilla et al. (2011) et Van Rijn et al. (2011).

3.1.2 Campagne de mesures SANDS

En Avril 2006, HYDRALAB III a démarré en tant qu'Initiative d'Infrastructure Intégrée facilitant l'accès d'un réseau de chercheurs européens à de grandes installations expérimentales à travers l'Europe. C'est dans ce cadre que s'inscrit le projet SANDS (*Scaling Analysis and New Instrumentation for Dynamics Bed TestS*). Un des objectifs de ce projet est de permettre l'amélioration des techniques de mesures en utilisant des méthodes optiques avancées. Pour répondre à ces objectifs, des tests se sont déroulés dans les installations de trois laboratoires Européens et notamment dans le cadre de cette étude dans le grand canal à houle CIEM du Centre d'Ingénierie Maritime de l'UPC (1:1,9), à Barcelone (Figure 3.2(a)). Cette campagne de mesures s'inscrit dans le cadre de l'étude des lits mobiles. Les tests réalisés permettent d'obtenir dans la zone de *swash* une bonne représentation des phénomènes observables dans la nature.

a) Conditions de forçage SANDS

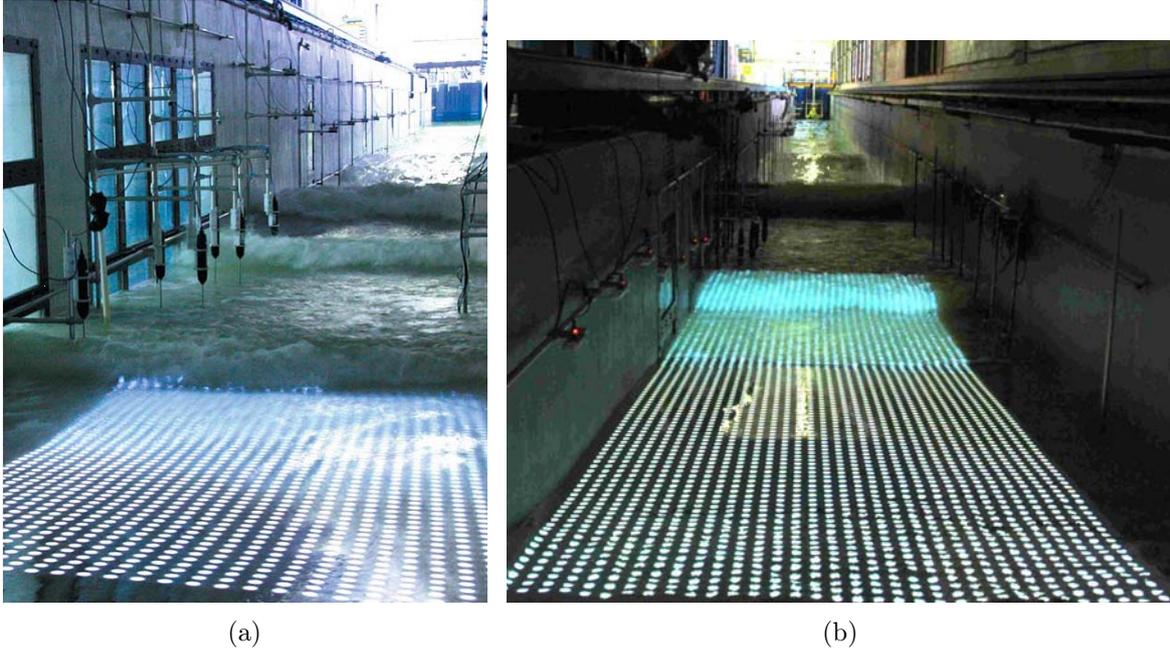


FIGURE 3.2 – Grilles de points projetées à la surface de la zone de *swash* dans le grand canal à houle CIEM de l’UPC (Barcelone) : (a) campagne de mesures SANDS et (b) campagne de mesures WISE.

La houle en milieu naturel ne correspond pas à une simple onde sinusoïdale, elle est la superposition de nombreuses ondes de différentes fréquences et amplitudes déphasées de manière aléatoire. Ainsi, le déplacement complexe de la surface de l’océan, que nous cherchons à reproduire ici en laboratoire a été simulé en utilisant un modèle de génération de vagues irrégulières semi-déterministe (Hughes (1993), p.395). Ces vagues sont générées suivant le spectre de JONSWAP (*Joint North Sea Wave Project*, Hasselmann et al. (1973)) à partir de la formulation suivante :

$$S(f) = \alpha \frac{f_p^4}{2\pi f^5} H_s^2 \exp\left(-\frac{5}{4} \left(\frac{f_p}{f}\right)^4\right) \gamma^a \quad (3.1)$$

où :

$$a = \exp\left(-\frac{1}{2} \left(\frac{f - f_p}{\sigma f_p}\right)^2\right) \quad (3.2)$$

avec $\sigma = 0,07$ pour $f \leq f_p$ et $\sigma = 0,09$ pour $f > f_p$. Le paramètre α est tel que l’identité suivante $H_s^2 = 16 \int_0^\infty S(f) df$ soit vérifiée.

Dans le cadre de cette campagne de mesures, afin de modéliser au mieux les conditions observables dans le milieu naturel, un forçage avec des conditions de houle aléatoire érosive (spectre de JONSWAP, avec un coefficient de forme du spectre $\gamma = 3,3$; une hauteur d’eau significative $H_s = 0,53$ m et une période de pic estimée (c’est à dire la

période des vagues la plus apparente à l'oeil) $T_p = 4,14$ s; Eq. 3.1 et Eq. 3.2) est utilisé ici (Alsina and Cáceres (2011)).

Afin de déterminer les conditions de la zone de *surf*, nous avons calculé le paramètre d'Iribarren ξ_0 défini par :

$$\xi_0 = \frac{\tan(\theta)}{\sqrt{\frac{H_0}{L_0}}} \quad (3.3)$$

où H_0 est la hauteur des vagues et L_0 la longueur d'onde des vagues au point de génération (dans le cas qui nous intéresse ici) et $\tan(\theta)$ est la pente du profil de plage. Dans le cas de la campagne de mesures SANDS, en considérant que $H_0 = H_s$ et en calculant L_0 à partir de la relation de dispersion des ondes de surface, nous obtenons alors que le nombre d'Iribarren ξ_0 est d'environ 0,4. Cette valeur correspond à un cas de plage dissipative, pour laquelle les écoulements dans la zone de *swash* sont dominés par des mouvements d'ondes longues stationnaires, basses fréquences (Alsina and Cáceres (2011)).

L'intégralité de la campagne de mesures consiste en 25 séries temporelles (notées *TS*), durant chacune 30 min. Ces *TS* ont été menées successivement en utilisant toujours le même forçage et sans reconstruire le profil de plage entre chaque expérience. Lors de la campagne SANDS, le matériel de mesure utilisé dans la zone de *swash* ne permettait pas une acquisition en continu. Cinq échantillons temporels, appelés "*bursts*", ont ainsi été choisis de telle sorte que $t \in [140\ 200]$ s, $t \in [540\ 600]$ s, $t \in [880\ 940]$ s, $t \in [1220\ 1280]$ s et $t \in [1650\ 1710]$ s pour les *bursts* 1 à 5 respectivement. Dans ces *bursts* d'une minute chacun et espacés entre eux d'environ cinq minutes, chaque caméra enregistre 300 images à une fréquence d'échantillonnage $\Delta f_s = 5$ Hz.

b) Dispositif de mesure pour la campagne SANDS

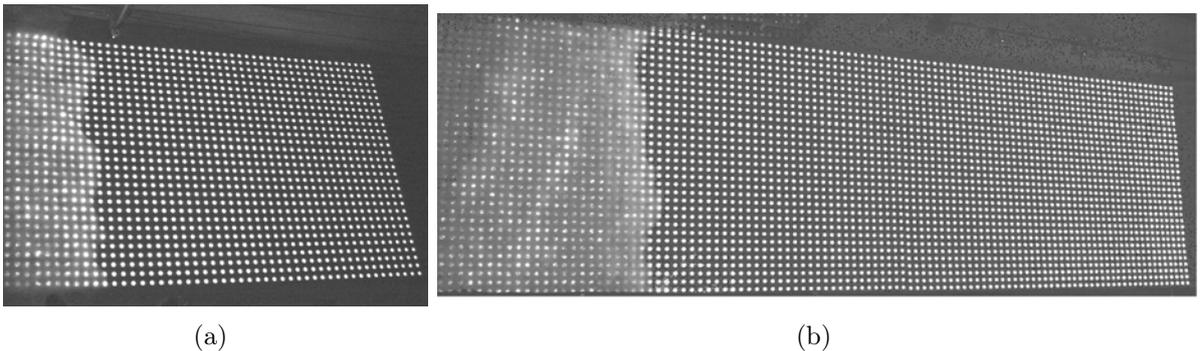


FIGURE 3.3 – Champs filmés par la caméra 1 : (a) pour la campagne de mesures SANDS et (b) pour la campagne de mesures WISE.

Afin d'observer un grand champ de mesures, de 3×2 m² dans la zone de *swash* (Figure 3.3(a)), deux caméras de haute résolution PCO 2000, disposant d'un capteur de

2048 × 2048 pixels ont été utilisées durant la campagne SANDS. Afin d'élargir le champ d'étude à une courte distance de prise de mesures, un objectif NIKON de longueur focale 24 mm (faible focale / grande ouverture de champ) a été utilisé. La PCO 2000 permet une grande dynamique de mesure avec ses 14 bits ($2^{14} = 16\,384$ niveaux de gris), la haute définition ainsi que la bonne sensibilité de cette caméra permettent d'obtenir de l'information dans les bas niveaux de gris grâce au refroidissement de son capteur. La mémoire interne de cette caméra est de 2 Go.

Les caméras 1 et 2 filment le même champ (au parallaxe près) et acquièrent les images simultanément afin de reconstruire la morphologie de la plage. Une matrice de points blancs régulièrement espacés sur fond noir est projetée via un vidéoprojecteur. Cette matrice est constituée de 31 × 49 points (1519 points). Le temps d'exposition a été fixé à 10 ms afin d'intégrer au-delà de la fréquence d'oscillation de l'alimentation du vidéoprojecteur (50 Hz). Un temps d'exposition plus long aurait engendré des prises d'images floues. Les caméras 1 et 2 et le vidéoprojecteur ont été fixés ensemble à l'aide d'une monture possédant 3 degrés de liberté afin d'obtenir la même zone d'étude. Le dispositif expérimental est présenté plus en détails dans l'article [Astruc et al. \(2012\)](#).

3.1.3 Campagne de mesures WISE

Le projet européen HYDRALAB IV s'inscrit dans la continuité d'HYDRALAB III / SANDS. La campagne de mesures WISE (*Water Interface Sediment Experiment*) se déroule dans les mêmes infrastructures (grand canal à houle CIEM de Barcelone) que la précédente campagne, permettant ainsi d'acquérir de nouveaux résultats dans les mêmes conditions expérimentales à savoir grande échelle spatiale (à l'échelle de la zone de *swash*) et temporelle (résolution à l'échelle du passage de chaque vague).

Lors de la campagne SANDS, un unique spectre de forçage a été utilisé, celui-ci, de type JONSWAP, a permis de modéliser la houle dans des conditions assez réalistes mais également complexes. Les ondes basses fréquences en décollant, ont induit une dynamique plus compliquée et ont engendré une accentuation de l'extension de la zone de *swash* selon la direction longitudinale x . Afin de pouvoir caractériser complètement la dynamique dans la zone de *swash*, la zone de mesures a ici été agrandie lors de cette nouvelle campagne pour atteindre un champ de mesures de $8 \times 2,5 \text{ m}^2$ (Figure 3.2(b)). Il faut également noter que cette fois-ci, l'étude se placera dans des conditions de forçage différentes, en utilisant différents types de forçage de houle (principalement bichromatiques). L'enjeu de cette campagne consiste à mieux comprendre l'influence du forçage sur l'évolution morphodynamique dans la zone de *swash*, lors du passage d'une vague, dans le cas de la modification du forçage.

a) Conditions de forçage WISE

Différentes conditions de forçage ont été appliquées lors de cette campagne, avec notamment l'application d'un forçage avec des conditions de houle aléatoire érosive (spectre JONSWAP (*Joint North Sea Wave Project*)) du même type que celui appliqué lors de la précédente campagne mais avec une énergie inférieure au cas précédent (80 % de l'énergie). Comme il a déjà été mentionné précédemment, dans le cadre de cette campagne de mesures, nous ne souhaitons pas reproduire la dynamique globale de la plage en étudiant les processus de transport sédimentaire dans leur globalité, mais nous cherchons à identifier les processus locaux se déroulant à l'échelle de la vague. Nous avons donc utilisé un climat de houle moins complexe, tout en conservant les effets de groupe. Un forçage bichromatique a ainsi été adopté.

Des études récentes menées à l'échelle 1 ont montré que l'application d'une houle bichromatique ou de vague irrégulière conduisait à un transport similaire, par opposition aux vagues régulières (Baldock et al. (2011)). Cette étude se place donc dans des conditions de forçage mieux contrôlées, en se focalisant principalement sur l'application de signaux bichromatiques dont les paramètres d'entrée (amplitude et période) ont été modulés afin de pouvoir analyser leur influence éventuelle. Ce forçage résulte de la somme de deux ondes sinusoïdales (Eq. 3.4). Dans la grande majorité des cas étudiés ici, les fréquences de ces sinusoïdes ont des valeurs voisines, et les amplitudes sont égales (sauf dans le cas des expériences EX06_A, EX07_A, EX11_B et EX12_B) afin d'obtenir une onde de haute fréquence modulée par une onde de basse fréquence (Eq. 3.5).

$$\eta(x, t) = a_1 \cos(\omega_1 t - k_1 x) + a_2 \cos(\omega_2 t - k_2 x) \quad (3.4)$$

$$\eta(x, t) = 2a \cos(\delta\omega t - \delta k x) \cos(\omega t - k x), \text{ cas } a_1 = a_2 = a \quad (3.5)$$

où :

$$k = \frac{k_1 + k_2}{2} \quad \delta k = \frac{k_1 - k_2}{2} \quad (3.6)$$

$$\omega = \frac{\omega_1 + \omega_2}{2} \quad \delta\omega = \frac{\omega_1 - \omega_2}{2} \quad (3.7)$$

η est l'élévation de la surface libre, $\omega_i = 2\pi/T_i$ la pulsation de l'onde i de période T_i et k_i le nombre d'onde. La durée d'un groupe de vagues ainsi obtenue est $\delta T = \frac{2\pi}{2(\delta\omega)}$.

L'intégralité de la campagne de mesures consiste ainsi en 15 expériences différentes avec 12 conditions de houle distinctes (notées EX, avec application des mêmes conditions de houle pour le doublet EX02_A/EX02_B, pour le doublet EX05_A/EX05_B et pour le doublet EX09_A/EX09_B), durant chacune environ 10 min, qui ont été menées successivement en faisant varier les paramètres de houle du signal bichromatique et sans reconstruire le profil de plage entre les séries temporelles. Pour ces différentes conditions de houle nous notons des valeurs du nombre d'Iribarren similaires (Tableau 3.1). Celles-ci sont d'ailleurs du

même ordre de grandeur que le nombre d'Iribarren obtenu dans le cadre de la campagne de mesures SANDS. L'expérience EX01_A a eu lieu sur un temps très court, ceci étant dû à un problème technique lié au batteur. Nous la conservons cependant dans la suite de cette analyse car celle-ci est source d'information, notamment en ce qui concerne l'extension maximale de sa zone de *swash*. Le Tableau 3.1 résume les différentes expériences menées lors de la campagne. La ligne pointillée correspond à une interruption de la Série A de mesure de la réponse du *swash* au forçage bichromatique, d'autres signaux, non étudiés dans le cadre de cette étude ont alors été appliqués, avant la reprise de nos mesures (Série B, Tableau 3.1).

Séries	Expériences	Onde courte 1		Onde courte 2		Groupe de vagues	Iribarren
		a ₁ (m)	T ₁ (s)	a ₂ (m)	T ₂ (s)		
A	EX01 _A	0,20	3,5	0,20	4	28,00	0,30
A	EX02 _A	0,15	3,5	0,15	4	28,00	0,38
A	EX03 _A	0,10	3,5	0,10	4	28,00	0,45
A	EX04 _A	0,15	3,34	0,15	4	20,24	0,36
A	EX05 _A	0,15	3	0,15	4	12,00	0,35
A	EX06 _A	0,16	3,5	0,12	4	28,00	0,38
A	EX07 _A	0,12	3,5	0,16	4	28,00	0,38
A	EX08 _A	0,15	2,5	0,15	3,5	8,75	0,33
A	EX09 _A	0,15	3,7	0,15	4	49,33	0,39
B	EX02 _B	0,15	3,5	0,15	4	28,00	0,32
B	EX10 _B	0,15	3,3	0,15	4	18,86	0,40
B	EX05 _B	0,15	3	0,15	4	12,00	0,38
B	EX09 _B	0,15	3,7	0,15	4	49,33	0,37
B	EX11 _B	0,15	3,5	0,10	4,5	15,75	0,29
B	EX12 _B	0,15	3	0,10	4	12,00	0,45

TABLE 3.1 – Tableau récapitulatif des conditions de houle imposées lors de la campagne de mesures WISE.

Pour chaque expérience environ 6000 images ont été relevées par les deux caméras (caméra 1 et caméra 2), avec une fréquence d'échantillonnage $\Delta f_s = 10$ Hz. Cette fréquence avait été évaluée en analysant les résultats obtenus lors de la campagne SANDS comme étant l'ordre de grandeur nécessaire à une bonne observation. Cette résolution temporelle assure une description fine des événements montants rapides.

b) Dispositif de mesure pour la campagne WISE



FIGURE 3.4 – Nouvelle plateforme dans le canal à houle CIEM pour fixer le dispositif optique (Mai 2012).

SYSTÈME OPTIQUE

Avant la mise en oeuvre de la campagne, il a été décidé de construire une plateforme d'appui, du côté du mur du canal, au-dessus de la zone de *swash* (structure métallique bleue, Figure 3.4). Notre équipement optique a été fixé sur cette plateforme. Pour la campagne WISE, la nécessité d'augmenter la hauteur du dispositif et la séparation de l'équipement optique ont motivé la construction d'une structure de support plus stable que celle utilisée lors de la campagne SANDS. Cette nouvelle plateforme doit permettre d'obtenir une rigidité accrue pour le système optique, ce qui est d'une importance cruciale pour la précision et l'exactitude des mesures. Tout l'équipement optique nécessaire à la technique stéréoscopique a été monté sur la plateforme (Figure 3.5), tandis que le poste de contrôle a été installé sur le côté faisant face au mur du canal, plus facilement accessible pour piloter les mesures (Figure 3.8). Le poste de contrôle était relié au système optique par des câbles.

Afin d'observer un plus grand champ de mesures, de $8 \times 2,5 \text{ m}^2$ dans la zone de *swash* (Figure 3.3(b)), deux caméras de haute résolution PCO 2000, disposant d'un capteur de 2048×2048 pixels ont de nouveau été utilisées durant la campagne WISE (les mêmes que lors de la précédente campagne). Afin d'élargir le champ d'étude à une courte distance de prise de mesures, la hauteur de fixation des caméras étant limitée par la hauteur sous plafond de l'infrastructure dans laquelle ont eu lieu les mesures, un objectif NIKON de longueur focale 14 mm (très faible focale / très grande ouverture de champ) a été utilisé. Cet objectif a ainsi permis d'obtenir un très grand champ de mesures avec une très faible distorsion. La PCO 2000 détient une grande dynamique de mesures avec ses 14 bits ($2^{14} = 16\,384$ niveaux de gris). Le temps d'exposition a été fixé à 20 ms.

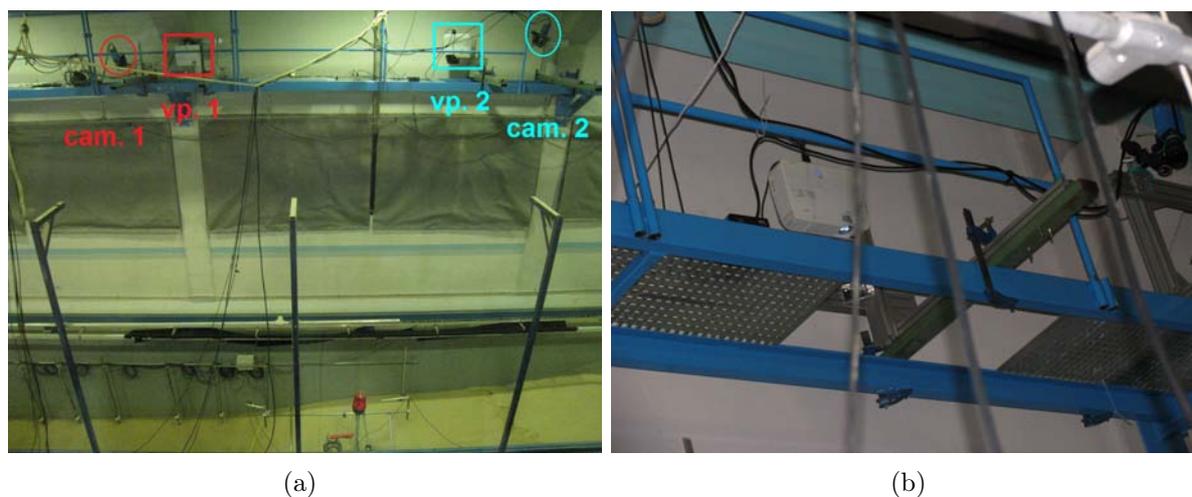


FIGURE 3.5 – Dispositif stéréoscopique lors de la campagne de mesures WISE sur la nouvelle plateforme. Vue de face (a) et vue d’en bas pour la caméra 2 et le vidéoprojecteur 2 (b).

Les caméras 1 et 2 ont été montées sur des rails d’aluminium Norcan pour être libres du positionnement vertical, ces rails étant eux-mêmes accrochés sur une passerelle fixée sur le mur longeant le canal (Figure 3.5). Afin de minimiser les vibrations subies par le système de mesures, pouvant induire des erreurs sur la mesure, des barres de renforcement ont été installées. Les caméras ont été fixées à une hauteur de 6,5 m environ de la surface de sable et éloignées entre elles d’une distance de 6 m. Afin de suivre l’inclinaison de la plage (1/15), le dispositif des caméras 1 et 2 est asymétrique : la caméra 1 se situant en bas et la caméra 2 en haut du profil de plage (Figure 3.6). Celles-ci sont inclinées d’un angle de 25° environ avec la verticale de manière à obtenir un champ de vue optimisé.

La zone à éclairer étant deux fois plus importante que lors de la première campagne de mesures, cette fois-ci la zone d’étude est éclairée par deux vidéoprojecteurs NEC M300 WG, d’un rendement lumineux de 3000 lumens permettant d’obtenir un contraste 2000:1 et disposant d’un capteur de 1600×1200 pixels (Figure 3.6). Deux matrices de points blancs régulièrement espacés sur fond noir sont projetées via ces deux vidéoprojecteurs, avec une zone de recouvrement. Cette matrice est constituée de 33×109 points (3597 points) pour les expériences de EX01_A à EX09_A puis de 28×109 points (3052 points) pour les autres expériences.

Concernant le positionnement des vidéoprojecteurs (Figures 3.6 et 3.7), la présence d’une surface d’eau peut entraîner, comme le ferait un miroir, des effets de réflexion parasites dus à la source lumineuse elle-même. Si cette réflexion parasite de haute intensité lumineuse est dans le champ de vue des caméras, la saturation statique induite sur le capteur peut l’endommager et bruyier le signal capté par diffusion. Afin de minimiser l’impact de cette réflexion parasite, dans cet environnement sous contraintes, les vidéoprojecteurs ont été positionnés le plus près possible du mur du canal (Figure 3.7). Ceci a permis de déplacer la réflexion parasite proche du mur, sur le rail longeant le canal et fixé

Le poste de contrôle des caméras comporte un oscilloscope, un Générateur Basse Fréquence (GBF) transmettant la tension aux caméras à l'arrivée du signal de déclenchement ("*trigg*") émis par le batteur à houle (Figure 3.8). Ce *trigger* externe permet une synchronisation de l'acquisition avec le déclenchement de l'expérience. De plus, la synchronisation d'acquisition des caméras permet d'éviter tout effet de retard entre les doublets d'images (Figures 3.11(a) et 3.11(b)) qui pourraient affecter la précision de la mesure. Cette technique permet ainsi d'améliorer la précision de la mesure obtenue par la technique stéréoscopique (§3.2.2). Chaque caméra est pilotée par le logiciel "CamWare" installé sur deux ordinateurs (un pour la caméra 1 et l'autre pour la caméra 2) où la sauvegarde a été faite en temps réel sur le disque dur de chaque ordinateur, via deux câbles *cameralink* de 5 m reliant chaque caméra à son ordinateur. Il est important de noter que désormais, ce qui n'était pas le cas lors de la campagne SANDS, l'acquisition des données se fait en continu grâce à l'utilisation de ces *cameralink*.

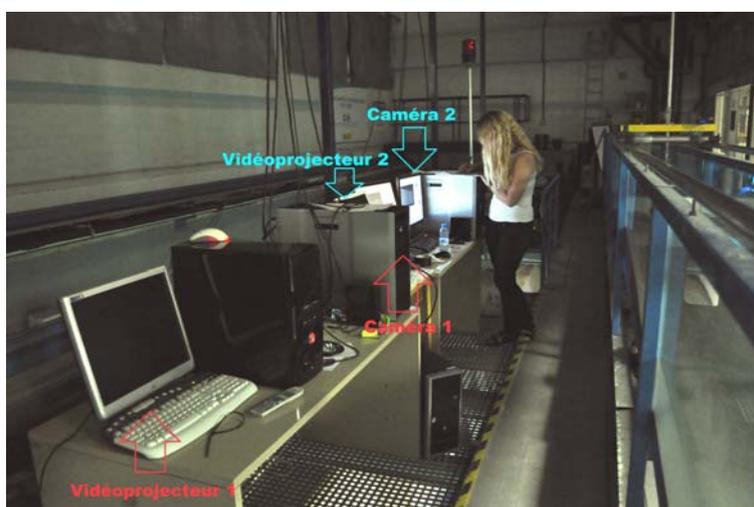


FIGURE 3.8 – Poste de contrôle pour le système stéréoscopique durant la campagne de mesures WISE.

MIRE DE CALIBRATION

Une étape de calibration est nécessaire à la reconstruction de surface par stéréoscopie. Dans le cas de WISE, pour lequel nous avons un grand champ de mesures, nous avons utilisé ici une grande mire de calibration. Cette mire est une plaque de $1 \times 1 \text{ m}^2$, de fond noir, sur laquelle est imprimée une matrice de 10×10 points blancs de 4 cm de diamètre et espacés entre eux de 10 cm (distance centre à centre), avec une précision de $50 \mu\text{m}$. Afin d'effectuer une calibration sur l'intégralité du champ de mesures, des images de la mire de calibration ont été prises en six positions différentes (Figure 3.9). En chacune de ces positions, 5 orientations différentes ont été enregistrées, ce qui fait 30 images de disponibles pour la procédure de calibration. Des tests effectués avec les données de la campagne SANDS ont montré que 8 à 9 images étaient suffisantes. Cette étape de calibration a été répétée deux fois, au début et au milieu des expériences. Une vérification du

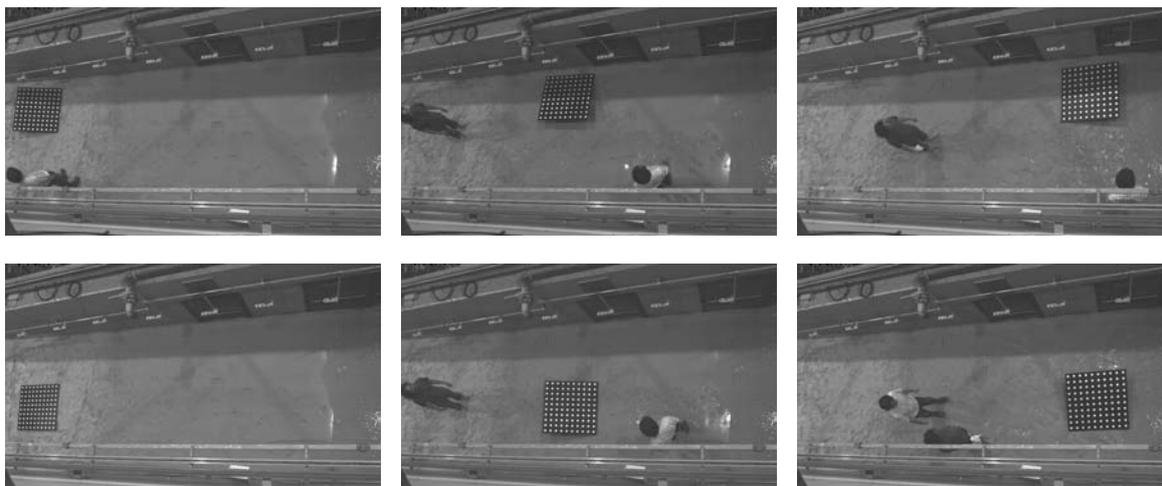


FIGURE 3.9 – Mire de calibration placée en six positions différentes dans la zone d'étude (sur les 30 images disponibles au total), en chacune d'elle 5 orientations ont été enregistrées.

mouvement des caméras a été effectuée en mesurant la position de points particuliers sur les parois du canal à houle (au pixel et au sous-pixel) et aucun mouvement n'a été observé.

3.2 Mesure de la position de la surface dans la zone de *swash*

3.2.1 Principe

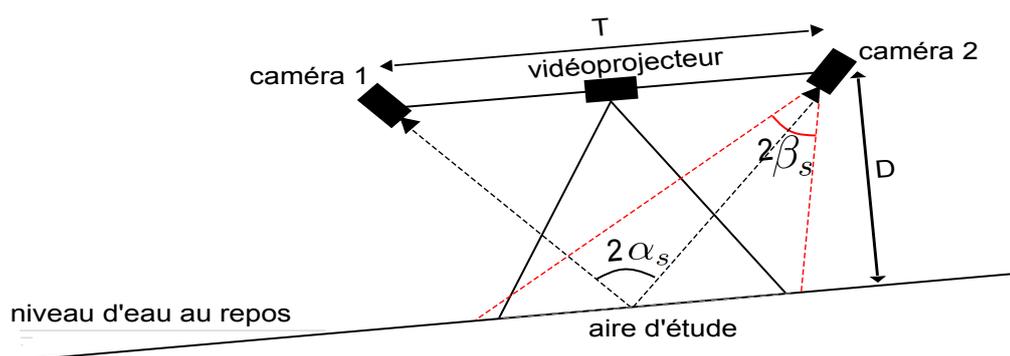


FIGURE 3.10 – Schéma du système de stéréovision. Les caméras 1 et 2 enregistrent le lit de sable dans une zone de mesure dans la zone de *swash*.

La technique stéréoscopique présentée ici a été initialement développée par [Astruc et al. \(2012\)](#) afin de mesurer l'évolution de la plage dans la zone de *swash*, dans une zone de $3 \times 2 \text{ m}^2$ lors de la campagne de mesures SANDS (Figure 3.2(a)). Dans le cas

3.2. MESURE DE LA POSITION DE LA SURFACE DANS LA ZONE DE *SWASH45*

de la campagne de mesures WISE, nous avons réutilisé cette technique en l'adaptant afin d'obtenir un champ de mesures plus grand, de $8 \times 2,5 \text{ m}^2$ (Figure 3.2(b)), tout en conservant la précision atteinte lors de la campagne SANDS sur les mesures effectuées. Le principe général de cette technique stéréoscopique consiste à reconstruire une surface, à partir de deux images planes de celle-ci, obtenues sous deux angles de vue différents. Afin de reconstruire cette surface il faut pouvoir distinguer chaque point sur une image et son point conjugué sur l'autre image afin de parvenir à apparier deux à deux les points identifiés sur chaque image.

Dans le cas d'une surface d'eau, la texture particulière et la forte réflectivité font qu'il est possible d'identifier des motifs singuliers à sa surface, communs aux caméras. Il est alors possible d'effectuer une corrélation directe sur tout le champ entre les deux images filmées par les deux caméras. Ici, nous souhaitons mesurer l'évolution de la surface du sable, qui contrairement à la surface d'eau ne présente pas la texture nécessaire à l'identification des motifs. Il est alors difficile d'effectuer une corrélation directe à partir de l'observation des images. Ainsi, afin de permettre l'appariement de motifs dans la zone de sable, [Astruc et al. \(2012\)](#) ont proposé l'utilisation d'une grille régulière de motifs circulaires projetés sur la plage qui sont facilement identifiables sur chacune des images (Figures 3.10, 3.11(a) et 3.11(b)). Les motifs lumineux ont été projetés à la surface de la plage, dans notre aire d'étude, à l'aide d'un (ou de deux) vidéoprojecteur(s) dans le cas de la campagne SANDS (et de la campagne WISE respectivement).

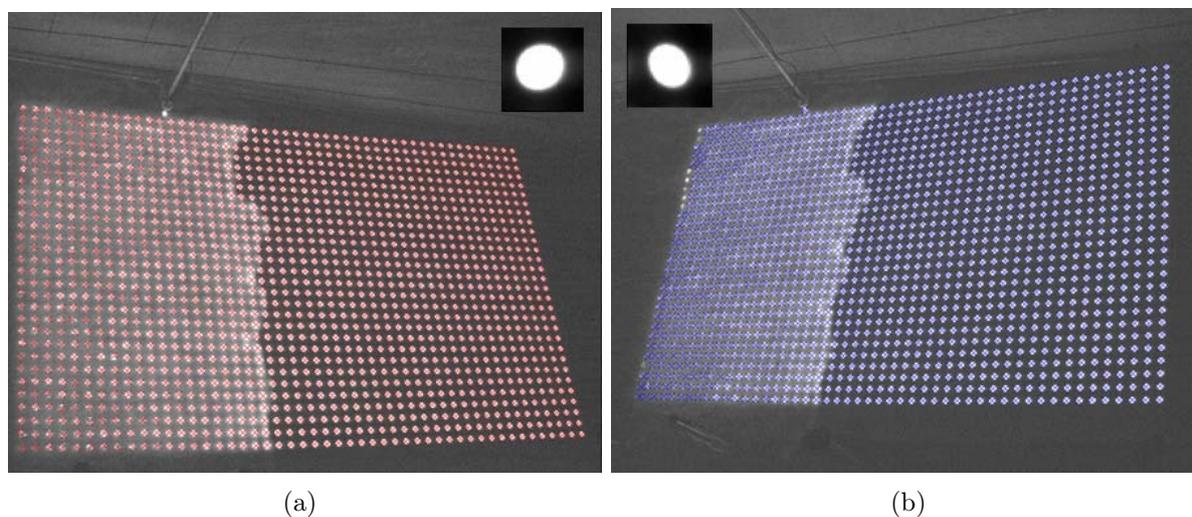


FIGURE 3.11 – Position des centres des points détectés en utilisant le motif de référence (encarts) pour la caméra 1 (a) et pour la caméra 2 (b) respectivement (superposés à l'image elle-même).

Dans le cas expérimental que nous allons présenter ici, des séquences d'images ont été acquises à l'aide de deux caméras filmant la même zone d'étude (Figure 3.10), afin d'obtenir des séquences d'évolution de la surface dynamique mesurée dans la zone de *swash*. Afin de reconstruire la surface de plage à partir des images de ces motifs lumineux proje-

tés, différentes étapes de calculs sont nécessaires. Ces différentes étapes sont présentées en figures 3.12 et 3.13. La figure 3.12 schématise les différentes étapes suivies pour chacune des caméras 1 et 2 indépendamment l'une de l'autre, puis la figure 3.13 schématise la fin de l'algorithme qui consiste en une mise en commun des données classées pour chacune des caméras afin de pouvoir reconstruire la surface de plage par triangulation (Benetazzo (2006); Astruc et al. (2012)).

Nous rappelons ici brièvement le déroulement de la méthode. La position du centre de chaque motif circulaire est tout d'abord estimée au pixel près en deux étapes (pour chacune des caméras indépendamment), chacune d'elle consistant en l'extraction de pics de corrélation provenant de la corrélation de l'image avec un motif de référence (fonction Matlab '*normxcorr2*', issue des travaux de Lewis (1995)). Il s'agit de calculer la corrélation croisée normalisée, entre le motif de référence et l'image considérée en utilisant la relation :

$$\gamma(u, v) = \frac{\sum_{x,y}[f(x, y) - \bar{f}_{u,v}][t(x - u, y - v) - \bar{t}]}{\left\{ \sum_{x,y}[f(x, y) - \bar{f}_{u,v}]^2 \sum_{x,y}[t(x - u, y - v) - \bar{t}]^2 \right\}^{0,5}} \quad (3.8)$$

où (x, y) est la coordonnée dans l'image f , (u, v) est la position du motif de référence t , \bar{t} est la moyenne du motif de référence et $\bar{f}_{u,v}$ est la moyenne de $f(x, y)$ dans la région où s'effectue la corrélation (zone de recouvrement avec le motif de référence) (Eq. 3.8).

Lors de la première étape, le motif de référence est un motif 'binaire' de forme circulaire (représentatif des motifs projetés), de rayon similaire au rayon des images des points projetés dans l'aire de mesure. Une carte des corrélations de référence est alors obtenue entre ce motif de référence et une image de plage de référence totalement sèche. Les pics de corrélation ainsi obtenus définissent la position du centre des motifs. En moyennant ces motifs, lors d'une dernière étape, nous obtenons alors le nouveau motif de référence (encarts des Figures 3.11(a) et 3.11(b) pour les caméras 1 et 2 réciproquement). La corrélation de chaque image avec ce nouveau motif de référence a ainsi été effectuée, permettant d'affiner la détection du centre de chaque motif. Un algorithme au sous-pixel est finalement utilisé pour extraire la position des points avec une précision de l'ordre de 0,05 pixels. En tirant profit du fait que la grille de motifs projetée est régulière, les points détectés sont alors classés pour chaque caméra indépendamment. Cette étape de classement permet un appariement de chaque motif d'une des caméras avec son motif correspondant pour l'autre caméra.

Une fois cet appariement de motifs inter-caméras établi, la surface de la plage est reconstruite par une étape dite de triangulation. L'étape de triangulation nécessite de connaître les paramètres extrinsèques et intrinsèques du système optique (Garcia (2001)). Une étape de calibration effectuée avant chaque expérience, permet d'estimer les propriétés du modèle utilisé pour représenter le système optique associé à chaque caméra. La procédure de calibration utilisée ici est expliquée dans Astruc et al. (2012). La position tridimensionnelle du centre des motifs $(X'(t), Y'(t), Z'(t))$ est alors obtenue en utilisant cette méthode de triangulation initialement développée par Bouguet (2004). Nous obte-

3.2. MESURE DE LA POSITION DE LA SURFACE DANS LA ZONE DE SWASH47

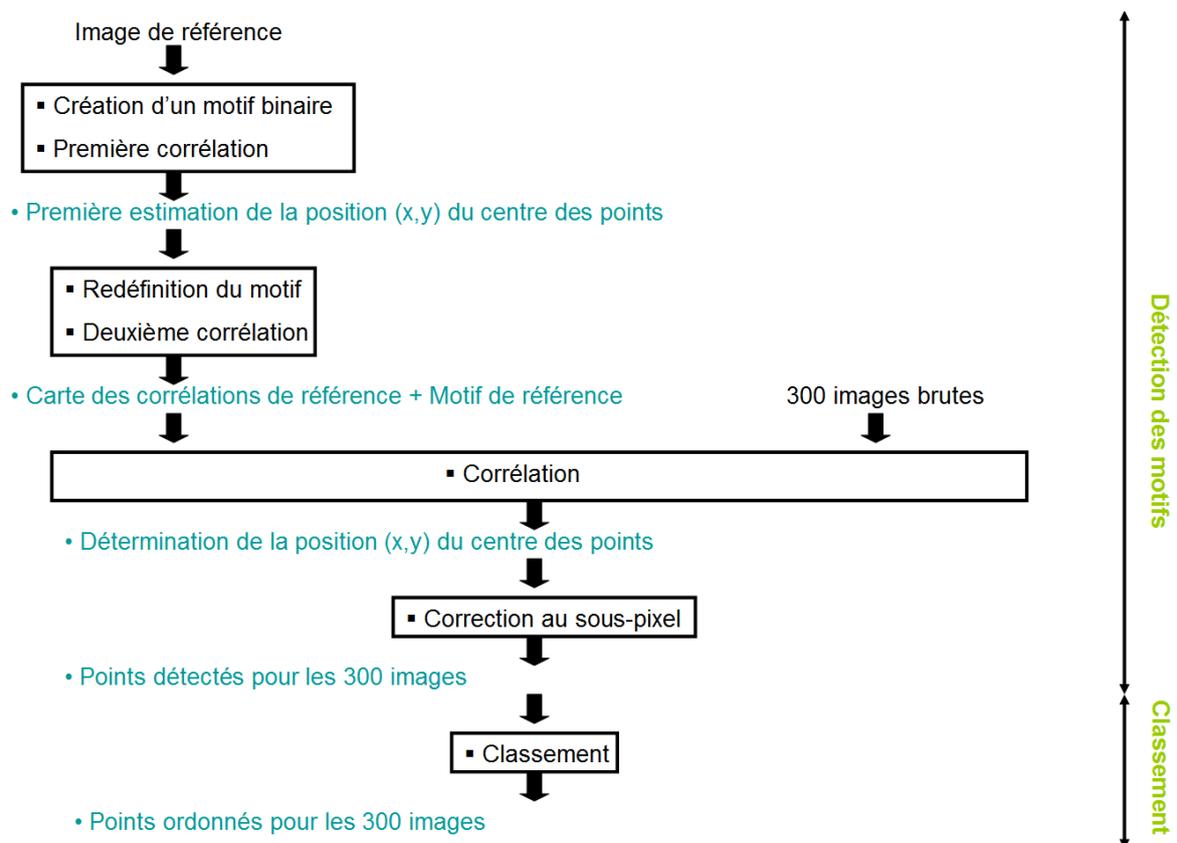


FIGURE 3.12 – Début de l’algorithme pour la reconstruction des profils de plage (commun aux caméras 1 et 2).

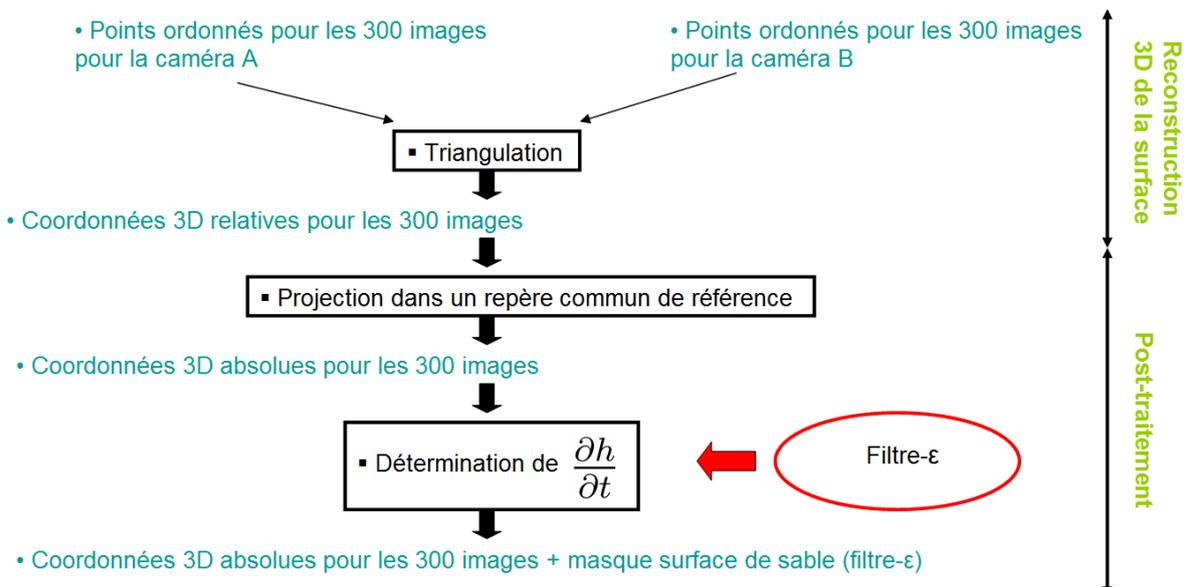


FIGURE 3.13 – Fin de l’algorithme pour la reconstruction des profils de plage.

nons alors les coordonnées 3D relatives du centre des motifs. Les coordonnées relatives sont alors exprimées dans un référentiel absolu. Dans les deux campagnes, l'origine du repère de référence utilisé pour les données traitées se situe à la position de la ligne d'eau au repos au début des expériences (75, 92 m du batteur à houle selon x et 2, 5 m du fond du canal), et au milieu du canal à houle dans la direction transverse. La direction x est alignée avec le canal à houle, la direction y correspond à la direction transverse et l'axe des z correspond à la direction verticale. Dans ce repère de référence nous obtenons ainsi la position tridimensionnelle du centre des motifs ($X(t), Y(t), Z(t)$) de la surface $h(x, y, t)$ (Figure 3.14).

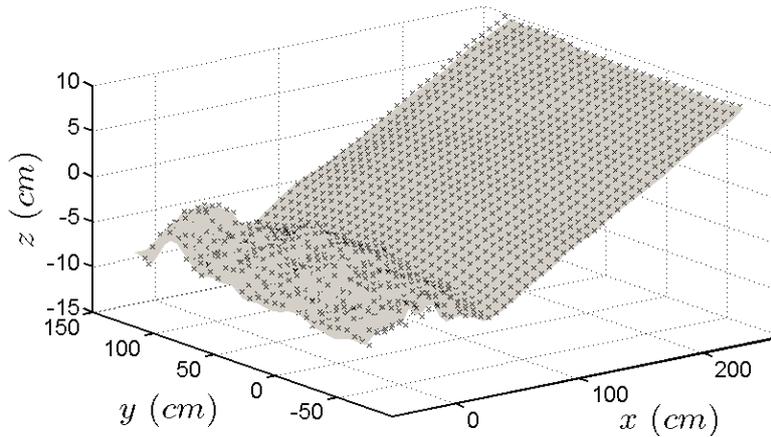


FIGURE 3.14 – Surface mesurée par la méthode stéréoscopique (croix correspondant à la position 3D des motifs lumineux projetés, reconstruite par stéréoscopie) et surface grisée superposée tracée à partir de ces mêmes données interpolées sur une grille régulière (campagne de mesures SANDS).

Enfin, la position tridimensionnelle du centre des motifs est interpolée sur une grille régulière dans le plan (x, y) . Cette surface, notée $h(x, y, t)$ est obtenue à partir des données "brutes" à l'aide de la fonction Matlab '*gridfit*' (D'Errico (2005)). Cette fonction utilise un schéma d'interpolation "triangulaire", c'est-à-dire que chaque cellule est divisée en triangle, puis une interpolation linéaire est effectuée à l'intérieur de chacun des triangles. Cette interpolation est faite en utilisant la méthode dite du "gradient", qui consiste à veiller à ce que la valeur du gradient de la hauteur calculée soit aussi lisse que possible sur tout le champ considéré. Le pas d'espace de la grille ($\Delta x = 5$ cm, $\Delta y = 5$ cm pour la campagne SANDS et $\Delta x = 7$ cm, $\Delta y = 7$ cm pour la campagne WISE) est choisi en accord avec la distance moyenne réelle séparant les motifs projetés sur la surface de sable. La figure 3.14, sur laquelle les croix correspondent à la position des centres des motifs projetés, montre bien que les données issues de l'interpolation utilisée correspondent parfaitement aux données issues de la technique stéréoscopique. Cette interpolation va nous permettre de travailler à l'aide d'une description eulérienne (grille spatiale fixe) plutôt qu'avec une description lagrangienne. $h(x, y, t)$ ainsi obtenu est alors filtré par un filtre présenté par la suite (§3.3.1) afin de pouvoir distinguer les surfaces de sable apparentes (masque surface de sable) des surfaces immergées.

3.2.2 Estimation de la précision de la mesure

L'erreur de la technique stéréoscopique se décompose en une erreur due au principe même et à une erreur due à sa mise en oeuvre. [Benetazzo \(2006\)](#) a proposé une estimation théorique de l'erreur. Celle-ci est maximale dans la direction perpendiculaire aux axes joignant les deux caméras et appartenant au plan défini par les deux lignes de vue des caméras. Ici, cette direction correspond pratiquement à l'axe vertical. L'estimation théorique de l'erreur est donnée par :

$$err_Z^t = \frac{D^2}{2TN} \frac{\sin(2\beta_s)}{\cos(\beta_s + \alpha_s)^2} \quad (3.9)$$

où D est la distance entre le profil de plage initial et les caméras, T est la distance entre les deux caméras, α_s est le demi-angle entre les lignes de vue des caméras et β_s correspond au demi-angle de vue des caméras (Figure 3.10). N est le nombre de pixels dans une direction du capteur. L'algorithme au sous-pixel utilisé donne une erreur dans l'estimation des positions des points-images de 0,05 pixels (direction verticale). N est remplacé par $N_{eff} = N/0,05$ pour évaluer l'erreur maximale. Dans le cas de la campagne de mesures SANDS, ($D = 5$ m ; $T = 4,5$ m ; $\alpha_s = 25^\circ$; $\beta_s = 17,5^\circ$ et $N_{eff} = N/0,05 = 2048/0,05$), l'erreur théorique obtenue est $err_Z^t \sim 100 \mu\text{m}$ (Eq. 3.9). Dans le cas de la campagne de mesures WISE, ($D = 6,5$ m ; $T = 6$ m ; $\alpha_s = 25^\circ$; $\beta_s = 31^\circ$ et $N_{eff} = N/0,05 = 2048/0,05$), l'erreur théorique obtenue est $err_Z^t \sim 250 \mu\text{m}$ (Eq. 3.9). L'erreur théorique évaluée dans le cas de la campagne WISE n'est que le double de celle obtenue pour la campagne SANDS. Si la configuration choisie pour la campagne SANDS avait simplement été agrandie en conservant le même angle d'ouverture β_s , cette erreur théorique aurait augmenté d'un facteur 2,3 ; qui correspond au rapport des longueurs.

Lors de l'analyse expérimentale de la campagne de mesures SANDS, une précision verticale de $600 \mu\text{m}$ a été obtenue comme détaillé dans [Astruc et al. \(2012\)](#). Afin d'estimer la précision effective de la mesure lors de l'analyse de la campagne de mesures WISE, l'estimation de l'erreur s'est faite de deux manières différentes.

(i) Une première estimation concerne l'erreur de reconstruction spatiale de la petite mire, qui est un objet de dimensions et de forme connues. Celle-ci est faite en évaluant la dispersion dans la reconstruction de la surface de cette mire ayant servi à la calibration (également utilisée pour la configuration SANDS) positionnée à l'horizontale et placée à différentes altitudes à la surface du sable (en différentes positions verticales, la mire ayant été translatée verticalement). Cette erreur est ainsi une erreur associée à la technique et donc à la reconstruction 3D par stéréoscopie. Une surface reconstruite typique de la mire de calibration est représentée sur la figure 3.15. Cette surface révèle une courbure globale avec une amplitude maximale d'environ $175 \mu\text{m}$ entre le centre de la mire et ses bords. Cette courbure globale a systématiquement été observée dans tous les cas de reconstruction de surface de la mire et ceci indépendamment de son orientation par rapport aux caméras ou de sa position sur la plage. Nous pouvons donc supposer que cela reflète une véritable déformation de la mire, quoique celle-ci soit très faible. L'erreur a été calculée

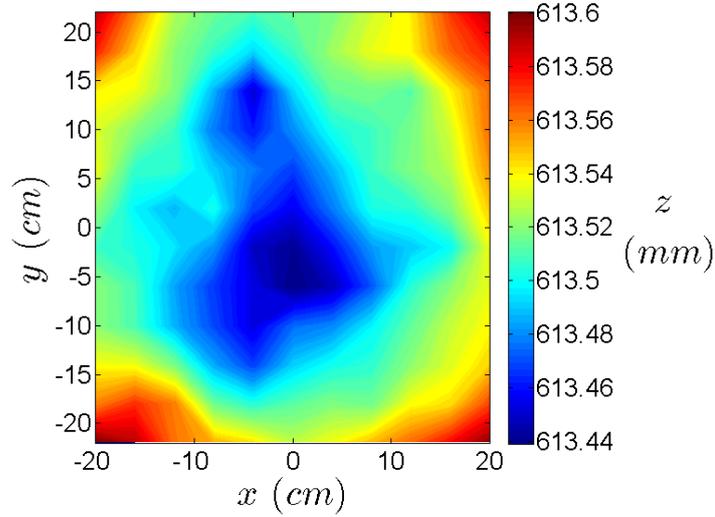


FIGURE 3.15 – Exemple de reconstruction de la petite mire de calibration en position horizontale. L'échelle de couleurs de la surface est en mm (le niveau de référence est arbitraire).

comme une évaluation de l'écart-type résultant de la reprojexion des surfaces de mires. Une erreur d'environ $175 \mu\text{m}$ est alors trouvée, indiquant la précision de la technique. Cette valeur peut être comparée à la précision estimée (basée sur des reconstructions de la même mire plane de calibration) d'environ $300 \mu\text{m}$ dans le cas de la configuration SANDS (Astruc et al. (2012)).

(ii) Une seconde estimation concerne l'erreur de reconstruction temporelle d'une surface (la plage sèche) dont nous ne connaissons pas, a priori, la forme spatiale. L'estimation de l'erreur est faite en évaluant la distribution spatiale de la dispersion temporelle des positions successives obtenues pour la partie sèche de la plage. Dans ce cas, bien entendu, l'erreur est obtenue sur des parties de la plage sèche non modifiées par des passages de vagues. L'estimation de cette erreur permet donc d'intégrer tout mouvement parasite lié aux conditions réelles (vibrations du système). Pour ce faire, deux séquences temporelles ont été analysées. Une séquence de cinq secondes (50 images) en début d'expérience, avant que les vagues n'arrivent dans la zone de mesure, pour laquelle nous considérons le champ illustré en figure 3.16, cas pour lequel la quasi-totalité du profil de plage est sèche et immobile. Ensuite, une séquence de 40 secondes (400 images) est considérée pendant l'expérience, c'est-à-dire avec une dynamique dans la zone de *swash*. Dans ce cas, nous ne considérons que la partie haute de la plage qui n'est pas atteinte par les fronts d'eau et dont le champ est illustré en figure 3.17.

Dans le cas de l'analyse de ces deux séquences temporelles, pour chaque image, nous notons (X_k, Y_k, Z_k) la position d'un motif dans cette portion sèche, avec $k \in [1; n_i]$ indice de l'image considérée, et n_i nombre total d'images considérées (ici $n_i = 50$ ou $n_i = 400$). Pour ce motif, sa distance ξ à l'origine $(0,0,0)$ est calculée en chacune des images, avec $\xi(k) = (X_k^2 + Y_k^2 + Z_k^2)^{1/2}$. La répartition spatiale de l'écart-type, de la position de ce

3.2. MESURE DE LA POSITION DE LA SURFACE DANS LA ZONE DE *SWASH* 51

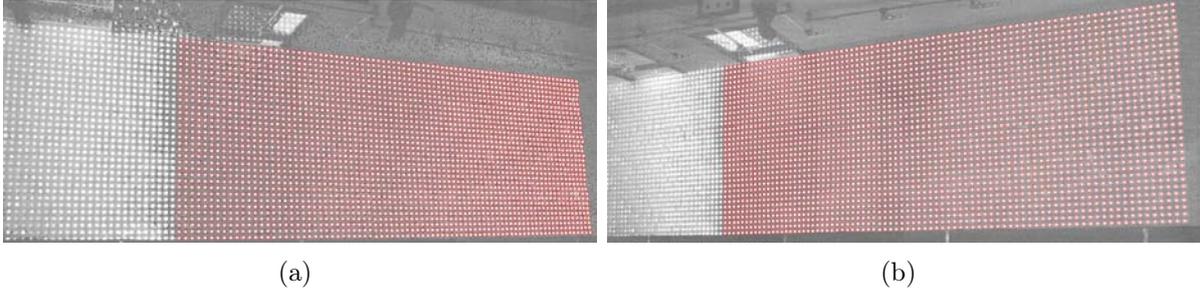


FIGURE 3.16 – Champ considéré pour la détermination de l’erreur avant l’arrivée du signal de houle dans la zone de mesure pour la caméra 1 (a) et pour la caméra 2 (b) (zone ronds rouges).

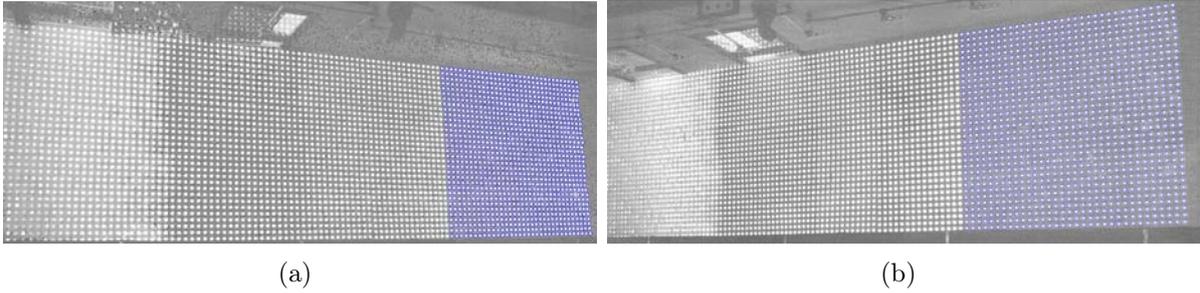


FIGURE 3.17 – Champ considéré pour la détermination de l’erreur lorsque le signal de houle est arrivé dans la zone de mesure pour la caméra 1 (a) et pour la caméra 2 (b) (zone ronds bleus).

point de la plage sèche, est alors calculée en utilisant la formule suivante :

$$err_Z^m = s(\xi) \quad (3.10)$$

avec :

$$s(\xi) = \frac{1}{n_i - 1} \left(\sum_{k=1}^{n_i} (\xi_i - \bar{\xi})^2 \right)^{1/2} \quad (3.11)$$

où s correspond à la valeur de l’écart-type. Si l’on répète cette opération pour chaque motif sur le champ de mesure sec, nous obtenons alors une carte de l’erreur comme illustrée sur les figures 3.18 et 3.19. Les variations à grande échelle peuvent alors être déduites, allant d’environ $50 \mu\text{m}$ à environ $300 \mu\text{m}$. L’erreur minimale observée se situe autour de la ligne centrale du système optique, comme prévu par la théorie (près de $x = 350 \text{ cm}$ et pour les valeurs de y positives, c’est-à-dire du côté du canal où les caméras sont fixées). Les pics très localisés à $400 \mu\text{m}$ et au-delà peuvent être attribués à la non-convergence et/ou à la très forte déformation de la surface de sable car dans ces zones là nous constatons visuellement que le profil de plage initial n’était pas totalement plan et les motifs projetés à la surface de la plage étaient alors très fortement déformés.

Dans le cas de la figure 3.18, la valeur minimale de l’erreur obtenue sur tout le champ est de $60 \mu\text{m}$ et la valeur maximale est de $630 \mu\text{m}$. Dans le cas de la figure 3.19, la valeur

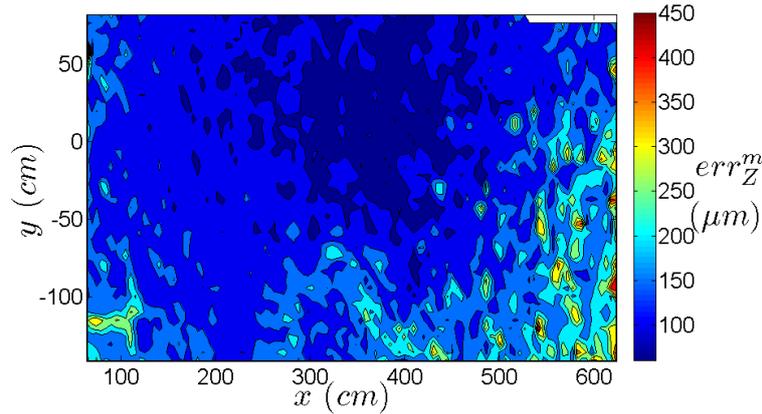


FIGURE 3.18 – Carte de l'erreur sur la zone sèche pour le cas de la plage entière (zone rouge de la Figure 3.16).

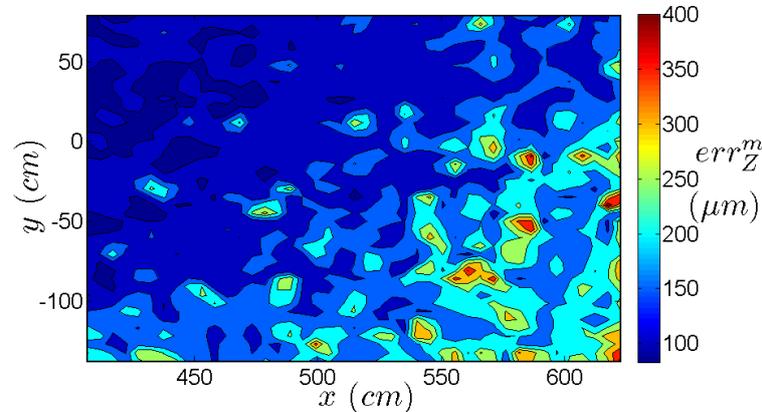


FIGURE 3.19 – Carte de l'erreur sur la zone sèche colorée en bleu sur la figure 3.17 (haut de plage).

minimale de l'erreur obtenue sur tout le champ est de $80 \mu\text{m}$ et la valeur maximale est de $580 \mu\text{m}$. L'erreur moyenne de l'écart-type est d'environ $140 \mu\text{m}$ (Figure 3.18) et d'environ $160 \mu\text{m}$ (Figure 3.19), ce qui est nettement inférieur à l'estimation obtenue dans le cadre de la campagne SANDS pour laquelle il avait été obtenu une erreur équivalente de $600 \mu\text{m}$, l'estimation de cette erreur étant également basée sur des images de lit sec (Astruc et al. (2012)).

Finalement, la valeur retenue est la valeur maximale de la valeur moyenne de ces écart-types. Ainsi, une précision de l'ordre de $175 \mu\text{m}$ (valeur inférieure à la valeur théorique estimée) a été obtenue avec le dispositif installé lors de la campagne de mesures WISE. En comparant maintenant les deux campagnes, nous constatons que malgré une augmentation de l'erreur stéréoscopique théorique estimée entre les campagnes SANDS et WISE de $100 \mu\text{m}$ à $250 \mu\text{m}$, l'erreur mesurée lors de la campagne WISE est du même ordre de grandeur que sa valeur théorique et est même légèrement inférieure à celle-ci ($175 \mu\text{m}$). Dans ce dernier cas, l'amélioration de la précision de la mesure par rapport à celle prédite, peut principalement être attribuée à une meilleure estimation algorithmique au

sous-pixel de la position des points-images que celle estimée (c'est-à-dire que l'erreur dans cette estimation serait inférieure à 0,05 pixels), ainsi qu'à la nouvelle implémentation de la technique.

Pour rappel, l'objectif initial était d'agrandir notre champ d'étude sans pour autant augmenter l'erreur de mesure et il peut finalement être constaté que non seulement l'erreur sur la mesure n'a pas augmenté, mais qu'en fait celle-ci a diminué d'un facteur 4, valeur qui est bien inférieure à la taille typique des grains de sable. Pour les deux campagnes de mesures présentées dans le cadre de cette étude, le niveau de précision atteint est tel que celui-ci permet de mesurer les variations d'une amplitude de l'ordre de 1 mm. Ces variations sont les plus petites fluctuations observables dans la dynamique de la zone de *swash*.

3.3 Distinction des surfaces de sable et d'eau

La technique stéréoscopique permet de déterminer l'évolution temporelle de la surface mesurée, $h(X, Y, t)$ (ou plus précisément des points $(X(t), Y(t), Z(t))$ définissant le centre des motifs) dans la zone de mesure. Cependant, comme la zone de *swash* est alternativement couverte et découverte par les vagues, l'analyse de son évolution nécessite de distinguer la surface du sable de la surface de l'eau (Figure 3.14). Un critère va ainsi être présenté ici, permettant d'identifier la nature de la surface mesurée. La surface qui nous intéresse plus particulièrement dans le cadre de cette étude est la surface de sable. L'observation des images brutes permet de distinguer deux zones différentes dans le champ de mesure : une surface de sable (D_S) et une surface d'eau (D_W) (Figure 3.20(a)). Dans le cadre de cette étude, le critère introduit permet de distinguer deux zones : une surface de sable détectée (d_S) et une surface d'eau détectée ($d_W = d_{W_1} \cup d_{W_2} \cup d_{W_3}$) (Figure 3.20(b)).

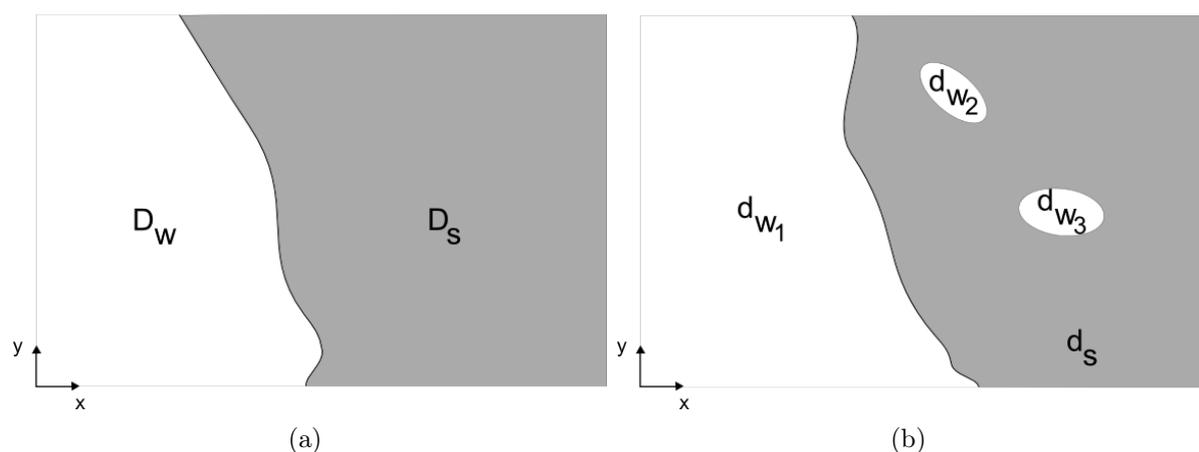


FIGURE 3.20 – Surface de sable (D_S)/surface d'eau (D_W) observées (a) et (correspondantes) surface de sable (d_S)/surface d'eau détectées ($d_W = d_{W_1} \cup d_{W_2} \cup d_{W_3}$) par le critère (b, §3.3.1) dans la zone de *swash*.

Le filtre choisi dans cette méthode doit ainsi permettre de minimiser $\left| \frac{\sum_i d_{W_i} - D_W}{D_W} \right|$ et $\left| \frac{d_S - D_S}{D_S} \right|$. Il convient de noter à ce stade qu'une définition d'une région de sable, supposée sèche, n'est pas évidente car même visuellement à partir des images brutes, un doute persiste dans certains cas pour savoir s'il reste ou non un film d'eau à la surface du sable. En particulier, le "*backwash*" est un processus hydrodynamique complexe faisant intervenir différentes échelles de temps, dont les effets sont difficilement perceptibles sur les images obtenues. Nous pensons en particulier aux processus de ruissellement dans la zone de *swash* qui se produisent à une échelle de temps beaucoup plus longue que l'échelle de temps des ondes gravitaires et sont en outre fortement influencés par la position de la nappe phréatique.

3.3.1 Filtre- ϵ pour les variations rapides observables dans la zone de *swash*

Un critère a été proposé par Turner et al. (2008), pour distinguer la surface de sable 'sèche' de la surface immergée. Ce critère s'appuie sur le fait qu'une région de sable non recouverte d'eau est caractérisée par une position de surface immobile. La surface de sable est définie par $|\partial h / \partial t| < \epsilon$ et la surface d'eau par $|\partial h / \partial t| \geq \epsilon$, avec $\epsilon = 0,05$ cm/s. Le seuil $\epsilon = 0,05$ cm/s est dimensionnel et adapté au cas spécifique de l'étude *in situ* menée par Turner et al. (2008). Cette méthode est utilisée ici et la valeur ϵ est ré-évaluée dans notre cas de mesures continues spatialement.

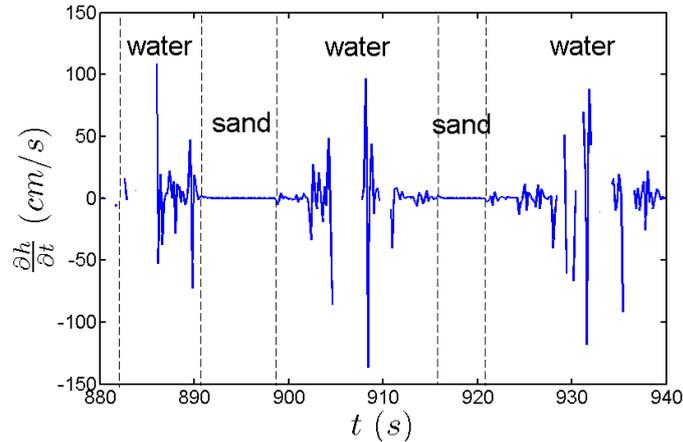


FIGURE 3.21 – Exemple d'évolution temporelle de la dérivée temporelle de l'élévation de la surface mesurée $h(x, y)$ en une position donnée du champ d'étude.

A une position donnée, les régions de surface de sable (Figure 3.20) sont définies par une évolution temporelle de leur hauteur, $\partial h / \partial t$, qui est faible mais non nulle, la valeur minimum étant associée à l'erreur de la technique stéréoscopique (Figure 3.21). D'autre part, la région immergée est associée à une variabilité significative de $\partial h / \partial t$. Le seuil ϵ ,

défini précédemment, est un paramètre dimensionnel, sa valeur peut alors être évaluée à l'aide des paramètres expérimentaux utilisés lors des deux campagnes de mesures.

Dans le cas de la campagne de mesures SANDS, le champ de mesure est tel que la distribution spatiale de l'erreur de mesure sur la surface de sable est assez homogène. Nous pouvons alors définir ici une vitesse d'évolution verticale limite $\frac{err_Z}{\Delta t_S}$ en dessous de laquelle le signal est confondu avec le bruit de mesure (Eq. 3.12). En particulier, dans le cas de cette campagne de mesures, avec une précision de la technique stéréoscopique err_Z (avec $err_Z = 600 \mu\text{m}$) et une période d'échantillonnage Δt_S ($\Delta t_S = 1/\Delta f_S$, avec Δf_S la fréquence d'échantillonnage égale à 5 Hz), une borne inférieure pour le paramètre ϵ peut être estimée :

$$\epsilon \geq \frac{err_Z}{\Delta t_S} = \frac{err_Z}{1/\Delta f_S} \quad (3.12)$$

L'Eq. 3.12 équivaut à $\epsilon \geq 0,3 \text{ cm/s}$. Afin d'extraire un maximum d'information dans les régions sableuses, une valeur légèrement supérieure à ce seuil a été choisie, soit $\epsilon = 0,4 \text{ cm/s}$ pour le traitement des données de la campagne SANDS. Nous avons également développé une autre méthode permettant de distinguer les surfaces de sable et d'eau dans la zone de *swash*. Par cette méthode, présentée en annexe A, nous avons retrouvé $\epsilon = 0,4 \text{ cm/s}$.

L'utilisation de l'Eq. 3.12 pour la campagne WISE conduit à une valeur de ϵ trop faible qui nous fait perdre une part importante de l'information sur la zone de sable. Ceci peut s'expliquer par le fait que dans ce dernier cas, la distribution spatiale des erreurs est beaucoup plus variable (Figures 3.18 et 3.19). L'idée développée ici, s'appuie sur le fait que les dérivées calculées doivent être comparées au mouvement de la surface réelle et non plus seulement aux imprécisions de la mesure.

Dans le cas de la campagne de mesures WISE, nous considérons alors que l'erreur, dans la détermination de la valeur de l'altitude z des points relevés, suit une distribution spatiale Gaussienne. Une borne inférieure pour le paramètre ϵ peut alors être estimée :

$$\epsilon \geq \frac{2n \cdot err_Z}{\Delta t_S} = \frac{2n \cdot err_Z}{1/\Delta f_S} \quad (3.13)$$

Nous avons choisi d'avoir un intervalle de confiance à 95 % pour la détermination instantanée de la hauteur de la surface de sable apparente, ce qui correspond à une valeur de $n = 2$. Ainsi avec $err_Z = 175 \mu\text{m}$, $\Delta t_S = 0,1 \text{ s}$ et $n = 2$, l'Eq. 3.13 équivaut à $\epsilon \geq 0,7 \text{ cm/s}$. Afin d'extraire un maximum d'information dans les régions sableuses, une valeur légèrement supérieure à ce seuil a été choisie soit $\epsilon = 0,8 \text{ cm/s}$ pour le traitement des données de WISE.

Les figures 3.22 et 3.23 illustrent l'ascension d'un front montant mesuré lors des campagnes de mesure SANDS et WISE respectivement. Les croix correspondent à la position des centres des motifs projetés. $h(x, y, t)$ obtenu par interpolation des motifs projetés

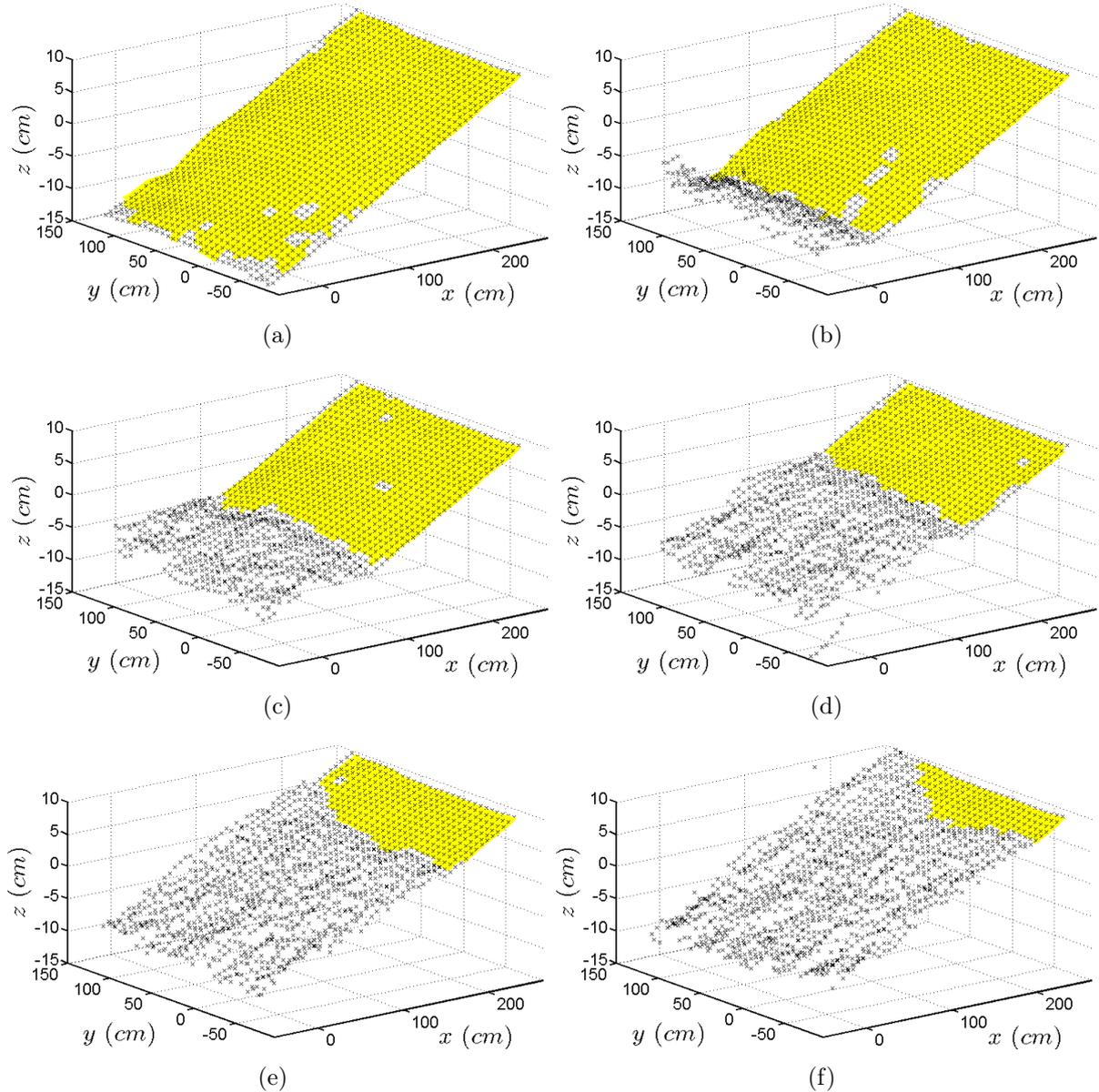


FIGURE 3.22 – Evolution temporelle (de (a) à (f)) d'un événement de *run-up* et détection des régions sableuses ($|\frac{\partial h}{\partial t}| < 0,4$; jaune) et immergées ($|\frac{\partial h}{\partial t}| \geq 0,4$) dans la zone de *swash* (campagne de mesures SANDS).

(§3.2.1) est alors filtré avec $\epsilon = 0,4$ cm/s pour la campagne SANDS (respectivement $\epsilon = 0,8$ cm/s pour la campagne WISE). La région obtenue à l'issue du filtre est représentée en jaune dans les figures 3.22 et 3.23. Par la suite, ce filtre sera appelé filtre- ϵ . Pour conclure, ce filtre permet de distinguer en première estimation la région de sable de la surface d'eau et de capturer avec précision la dynamique d'un front d'eau montant mais celui-ci présente une certaine limitation pendant les événements de "*backwash*", durant lesquels d'autres échelles de temps interviennent, même si une partie de la redescente du front est quand même identifiée par cette procédure.

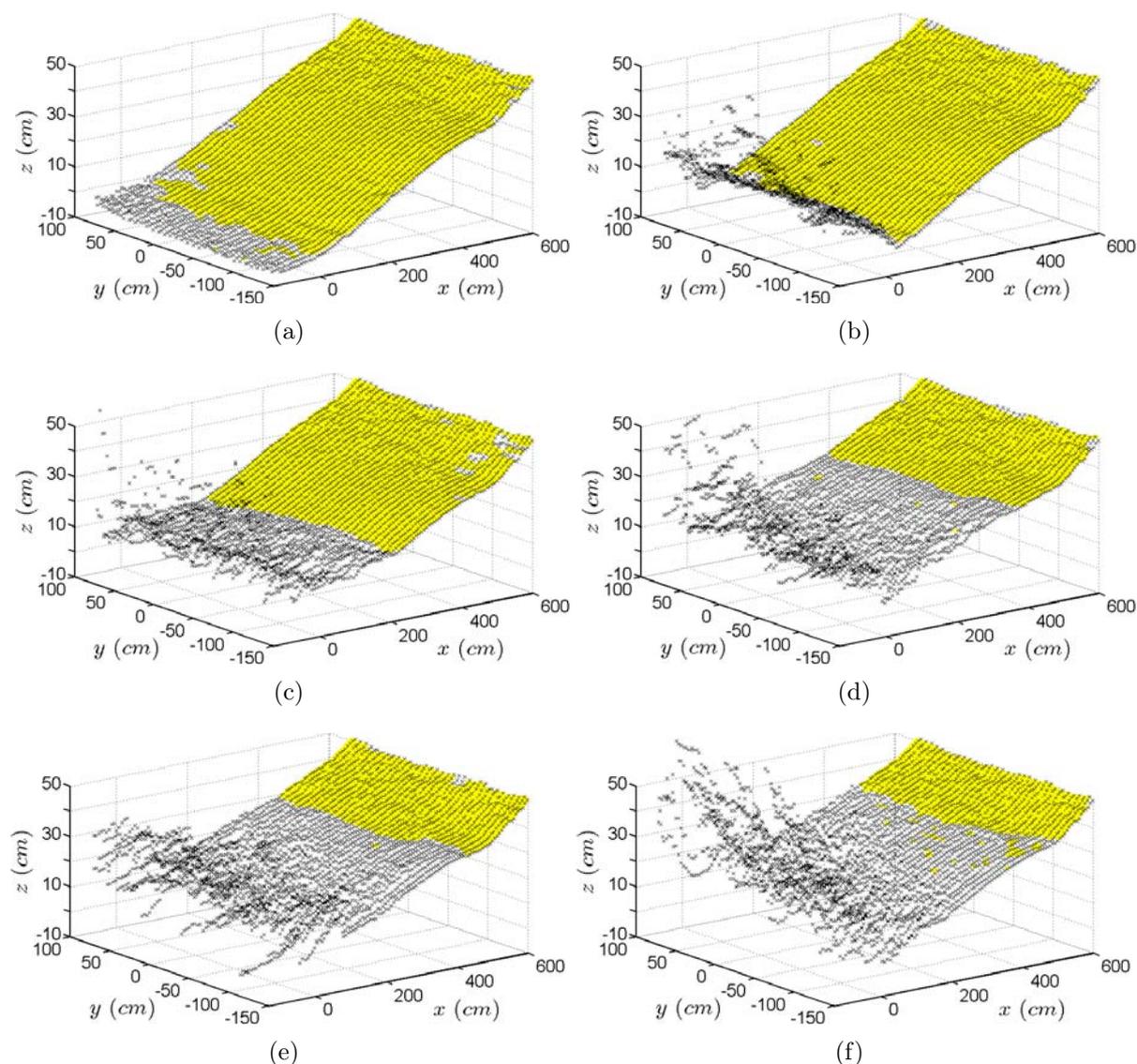


FIGURE 3.23 – Evolution temporelle (de (a) à (f)) d'un événement de *run-up* et détection des régions sableuses ($|\frac{\partial h}{\partial t}| < 0,8$; jaune) et immergées ($|\frac{\partial h}{\partial t}| \geq 0,8$) dans la zone de *swash* (campagne de mesures WISE).

3.3.2 Filtre pour les variations lentes observables dans la zone de *swash*

Dans le cas des événements de *run-up*, il est possible de distinguer quantitativement les régions de sable des régions immergées et donc d'analyser l'évolution des fronts. En revanche, pendant un événement de *backwash*, les phénomènes mis en jeu sont plus complexes et la distinction entre les régions de sable et d'eau est alors plus difficile à effectuer. Un exemple de cet effet est représenté en figure 3.24(a), pour laquelle la hauteur issue du filtre- ϵ est tracée en fonction du temps en trois positions x différentes. Comme nous pouvons l'observer, certains points isolés traduisent la présence de surfaces mouillées non

identifiées comme telles par le filtre- ϵ . Nous avons constaté que ces données étaient principalement associées à des événements de *backwash*. Une observation similaire est montrée dans le diagramme spatio-temporel en figure 3.25(a) pour laquelle les zones grisées correspondent aux données vérifiant $|\partial h/\partial t| < 0,4$ cm/s.

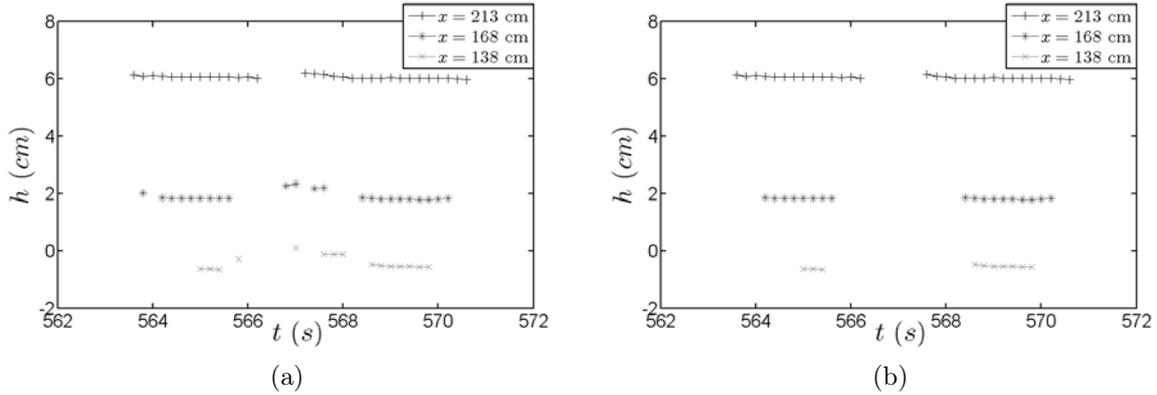


FIGURE 3.24 – Surface reconnue comme du sable obtenue après application du filtre- ϵ (a) et même surface reconnue comme du sable après application d'un critère supplémentaire de convergence temporelle (b), en $y = -50$ cm, en trois positions différentes ($x = 138$ cm (\times), $x = 168$ cm ($*$) and $x = 213$ cm ($+$)) (campagne de mesures SANDS).

Ces phénomènes de redescente lente des fronts d'eau sont très isolés et génèrent du bruit sur les résultats obtenus (Figure 3.25(a)). Ils n'altèrent pas significativement l'analyse de l'évolution du *wash* sur les échelles de temps longues. En revanche, ils altèrent l'estimation quantitative des mesures d'érosion/d'accrétion entre événements. Il est donc crucial d'éliminer ces données qui ne correspondent pas à des régions de plage "sèches" car la surface de sable est toujours recouverte d'un fin film d'eau. Afin d'analyser des zones de plage "sèches" entre chaque passage de vague, un nouveau critère a été développé et validé lors de la campagne SANDS. L'objectif de ce nouveau critère est double :

- distinguer chaque événement de plage découverte, entre deux passages de vagues consécutifs. Un événement correspond ici au cas d'une surface de sable "sèche" entre deux passages de vague consécutifs. Chaque événement doit ainsi être quasiment continu au cours du temps (à quelques approximations près, les points trop disjointes temporellement sont éliminés) ;
- définir des zones sèches à la précision de la mesure stéréoscopique près, en considérant le fait que nous ne pouvons pas être plus précis que la précision de notre mesure. L'altitude des points à la surface de sable doit ainsi très peu varier temporellement à la précision de la mesure près.

Pour répondre à ces deux objectifs, le nouveau critère comporte trois étapes successives. Lors de la première étape, nous recherchons la position X_{max} (Figure 3.25(a)). X_{max} est la position maximale selon x atteinte par un événement de *run-up* donné. Celle-ci correspond également à la position extrême pour laquelle il nous est encore possible de distinguer deux événements de plage découverte distincts de part et d'autre de l'onde

considérée. En $x = X_{max}$, deux événements de plage sont considérés comme distincts lorsque $\Delta t_v \geq n\Delta t_S$ (Figure 3.25(a)). Dans cette inégalité Δt_v est l'intervalle de temps pour lequel aucun point n'a été détecté comme sec par le filtre- ϵ au point $x = X_{max}$, Δt_S est l'échantillonnage temporel de la campagne de mesures et $n=3$ (ou $n=5$) dans le cas des ondes gravitaires (ou infragravitaires) est un paramètre empirique ajustable.

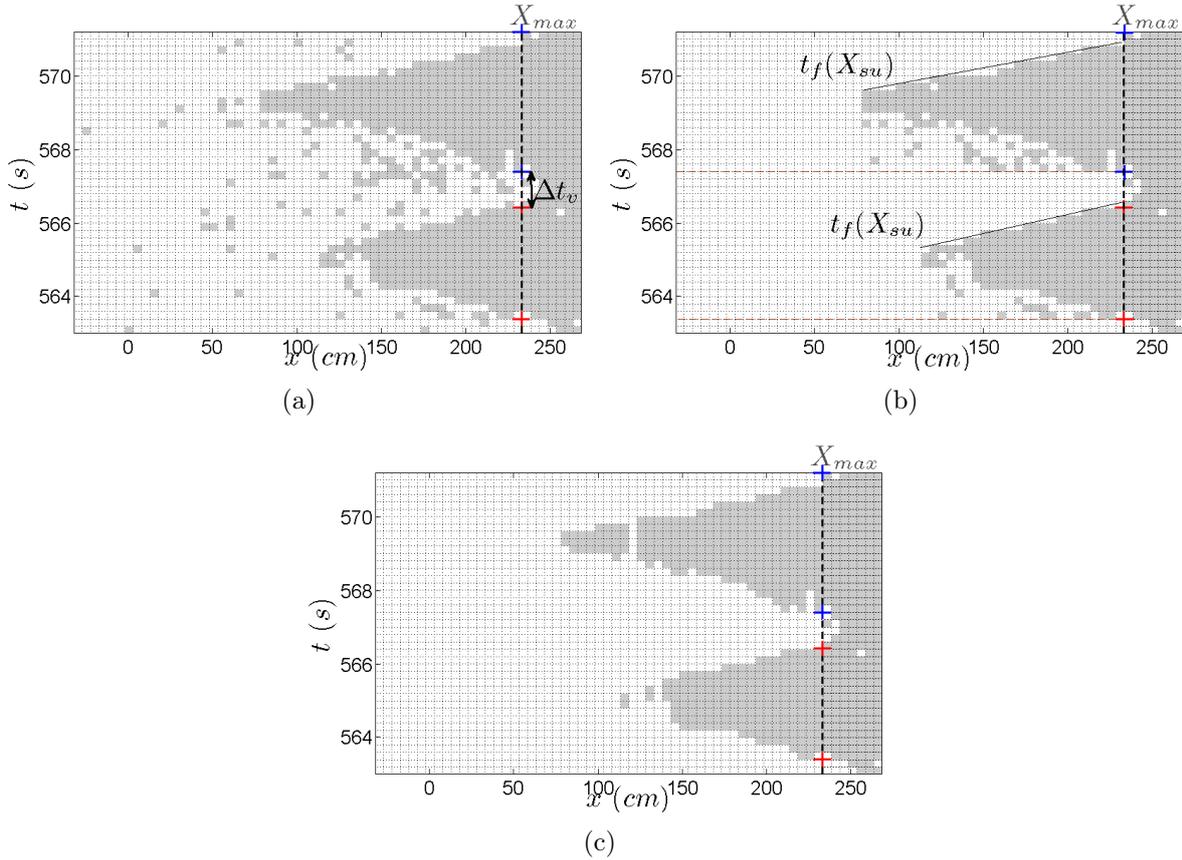


FIGURE 3.25 – Lit de sable détecté par le filtre- ϵ (campagne de mesures SANDS). La ligne pointillée verticale donne la position de X_{max} , les croix rouges et les croix bleues délimitent les intervalles temporels $[t_i, t_f]$ du 1^{er} et du 2nd événement de plage stabilisée (avant et après le passage de l'onde respectivement) (a). Puis, lit de sable détecté après la deuxième étape. Les lignes pointillées horizontales marrons illustrent la condition imposée pour t_i (pour tout (x, y) , $t_i = t_i(X_{max})$) (b). Enfin, lit de sable détecté après la troisième étape (c).

La recherche des événements "secs" se focalise sur l'analyse de l'impact du passage d'une vague unique (un seul événement gravitaire ou infragravitaire). L'étude de l'évolution du fond induite par les événements courts et très tridimensionnels nécessite d'avoir une première approximation de l'intervalle temporel autour de l'événement de vague considéré. A partir de cet intervalle temporel déterminé, la méthodologie développée consiste à se positionner à l'extrémité maximale de notre champ de mesures (selon x) et à rechercher par valeurs de x décroissantes la position X_{max} à partir de laquelle nous parvenons à distinguer deux événements de plage découverte séparés (ligne verticale pointillée sur

la Figure 3.25(a)). A l'issue de la première étape, les bornes temporelles extrêmes t_i et t_f (en $x = X_{max}$) sont alors extraites pour chaque événement sec autour des différents événements gravitaires et infragravitaires.

Les étapes suivantes de la méthode sont appliquées séparément à chaque événement "sec" de plage détecté lors de la première étape. D'abord, une étape concerne plus particulièrement la phase de *run-up*. Lors de cette étape, nous faisons une approximation, au sein de l'algorithme concernant l'instant initial, en imposant que $t_i = t_i(X_{max})$ en chaque position (x, y) du champ pour les différents événements de plage découverte (cf. lignes pointillées marron en Figure 3.25(b)).

Lors d'un événement de *run-up*, nous avons vu que le filtre- ϵ nous permet de détecter assez précisément l'allure de la propagation du front d'eau montant qui est le plus souvent bidimensionnelle et nette avec une interface eau/sable bien marquée. Cependant, dans certains cas, quelques points peuvent venir parasiter la mesure (Figure 3.25(a)). Cette étape consiste donc, par précaution, à venir filtrer des points qui auraient pu échapper au filtre- ϵ . Ainsi pour chaque événement "sec", à partir de la position X_{max} par valeurs de x décroissantes, les valeurs t_f recherchées vérifient $X(t_f) = X_{su}$ pour tout (x, y) et ce tant que $t_f(X) \geq t_i(X_{su})$ correspond à la position selon x de la ligne d'eau lors de l'*uprush*, courbe croissante ou stationnaire temporellement selon x). A l'issue de cette étape, s'il restait des données parasitant la description de la dynamique du front lors de la phase d'*uprush*, celles-ci ont été filtrées (Figure 3.25(b)).

La dernière étape consiste à filtrer les données parasites non enlevées par le filtre- ϵ lors de la phase de descente de la nappe de retrait du *swash*. A l'issue du filtre- ϵ , l'information issue de la propagation de cette nappe est plus bruitée que pendant la phase d'*uprush*, avec une interface sable/eau moins nette et des phénomènes observables à des échelles de temps plus longues caractérisés par une vitesse de l'ordre de la valeur du paramètre ϵ . En définissant σ comme étant l'écart-type, dérivé de la moyenne temporelle de $h(x, y, t)$ sur l'intervalle $[t_i, t_f]$, la dernière étape consiste à déterminer t_i pour chaque couple de point (x, y) , afin d'obtenir l'intervalle temporel maximal $t_f - t_i$ vérifiant :

$$\sigma < err_Z \quad (3.14)$$

où err_Z , correspondant à la précision de la mesure stéréoscopique, vaut respectivement $600 \mu\text{m}$ et $175 \mu\text{m}$ pour les campagnes SANDS et WISE (Eq. 3.14). Les résultats obtenus à l'issue de cette dernière étape sont illustrés par les figures 3.24(b) et 3.25(c).

Ce filtre très fin permet d'obtenir une mesure précise des positions de lit de sable. Il est donc utilisé pour étudier l'évolution du fond, mais n'est pas un critère significatif pour permettre d'évaluer l'évolution de la ligne d'eau à des échelles de temps plus longues que des événements uniques.

3.3.3 Mesures de l'élévation de la surface d'eau

En analysant les données non filtrées par les différents filtres présentés au §3.3 (Figure 3.22), nous avons constaté qu'en plus de pouvoir mesurer la surface de sable apparente, il nous était également possible de mesurer l'évolution temporelle de la surface libre de la zone immergée, au moins près du trait de côte, zone où la mousse produite par les processus de la zone de *surf* est présente à la surface de l'eau, et permet ainsi d'obtenir une bonne définition de la réflexion des motifs à la surface. Un exemple de mesure de l'évolution de la position de la surface libre moyennée selon la direction transverse y est illustré en figure 3.26. Les points aberrants ont été filtrés des données (d'où la présence de certaines zones blanches sur la portion basse du diagramme selon x). Cette figure illustre le fait qu'il est également possible de suivre la dynamique des fronts montant sur le profil de plage à la suite d'autres fronts et se propageant ainsi sur une surface d'eau jusqu'à entrer en interaction avec le *backwash* précédent.

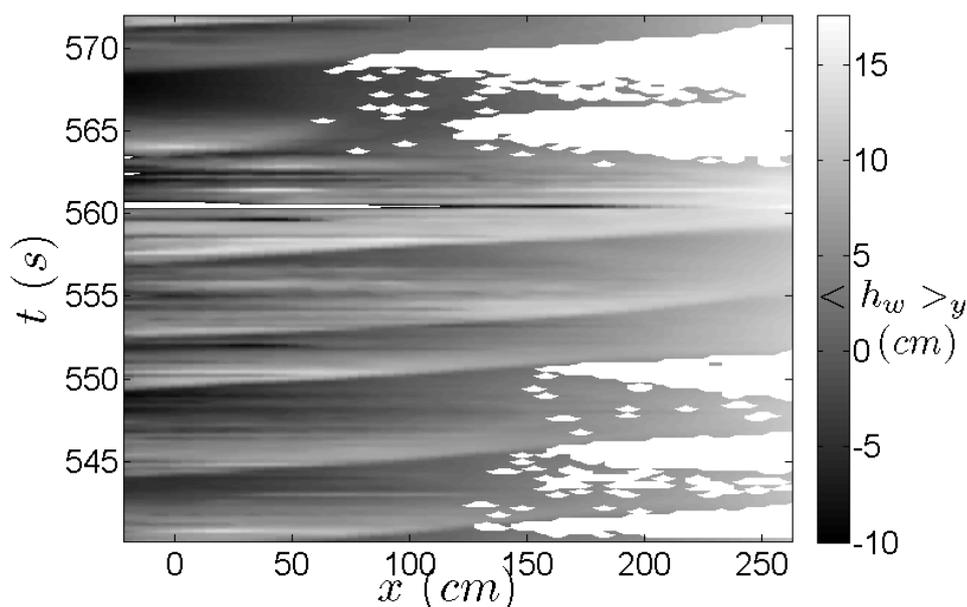


FIGURE 3.26 – Evolution spatio-temporelle de la position de la surface libre (zones grisées) dans la zone de *swash*, les zones blanches correspondant aux zones filtrées par le filtre- ϵ .

3.4 Influence du paramètre ϵ : identification des fronts d'eau

Nous étudions à présent l'influence du paramètre ϵ sur l'identification des différents fronts observables dans la zone de *swash*. Cette analyse est illustrée dans le cas de la campagne de mesures SANDS.

Nous nous intéressons ici au cas de trois fronts montants consécutifs (Figure 3.27). Les positions successives de ces fronts ont été extraites des diagrammes spatio-temporels tel que celui présenté en figure 3.26. Les points obtenus au cours du temps sont représentés sur la figure 3.28. Un premier front d'eau arrive sur la plage totalement sèche et traverse la zone de mesure (Figure 3.27(a)). Puis, un deuxième front apparaît dans le sillage du premier et se propage ainsi sur une plage mouillée (Figure 3.27(b)). Enfin, un troisième et dernier front arrive sur le second front (Figure 3.27(c)). Celui-ci le rattrape, tandis que le front précédent commence à ralentir (Figure 3.27(d)). Il le dépasse finalement, l'entraînant ainsi sur son passage, pour enfin finir sa traversée de la zone d'étude (Figure 3.27(e)).

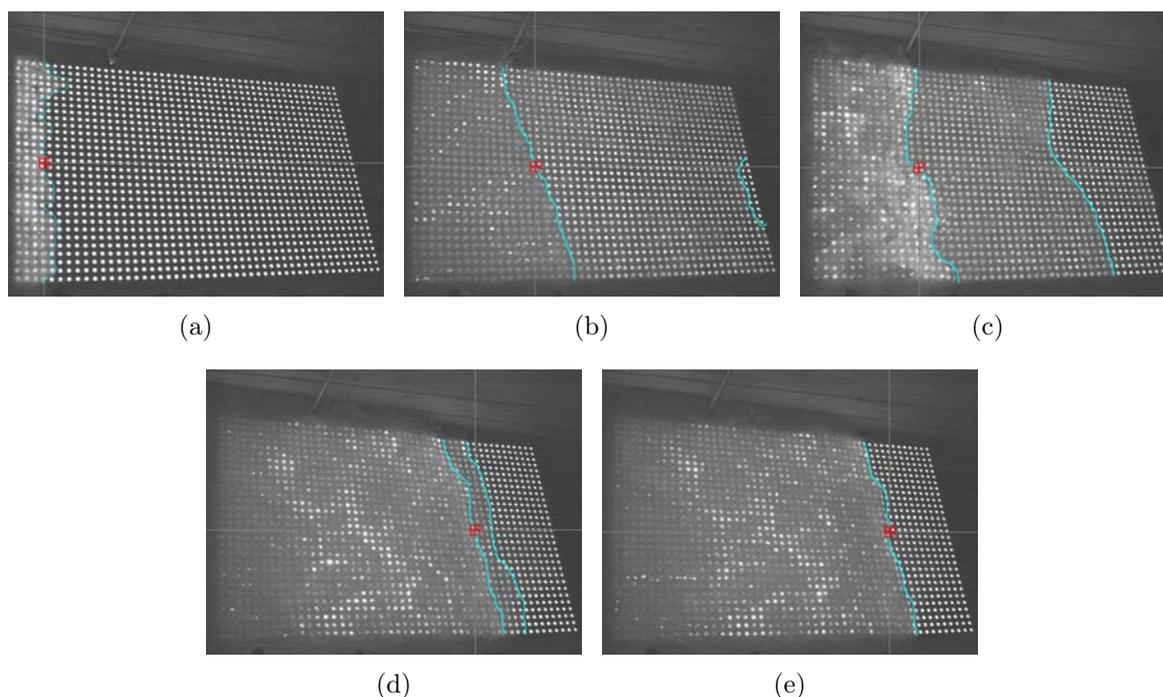


FIGURE 3.27 – Suivi de trois fronts consécutifs au cours de leur ascension : un premier front (front 1, (a)), un deuxième front (front 2, (b)) et enfin un troisième front (front 3, (c)). Le front 3 rattrape progressivement le front 2 (d) puis le dépasse (e).

Nous nous intéressons alors à l'influence de la valeur de ϵ sur le type de front détecté. En faisant varier la valeur de ce paramètre, en choisissant trois valeurs $\epsilon = 0,1$ cm/s (valeur inférieure à $\epsilon = 0,4$ cm/s, retenue ici pour la détection du sable), $\epsilon = 1$ cm/s et

3.4. INFLUENCE DU PARAMÈTRE ϵ : IDENTIFICATION DES FRONTS D'EAU

$\epsilon = 1,5$ cm/s (Figure 3.28), nous constatons qu'en ce qui concerne le front 1, la valeur du paramètre ϵ semble peu influencer les résultats. Par contre, lorsque l'on s'intéresse aux fronts 2 et 3, les faibles valeurs de ϵ ($\epsilon = 0,1$ cm/s) semblent peu performantes pour permettre la détermination de la position de ces fronts, car les points trouvés sont peu nombreux et relativement distants des points extraits des diagrammes spatio-temporels. Au contraire, de plus fortes valeurs du paramètre ($\epsilon = 1$ cm/s et $\epsilon = 1,5$ cm/s) permettent de mieux déterminer l'allure du déplacement de ces fronts.

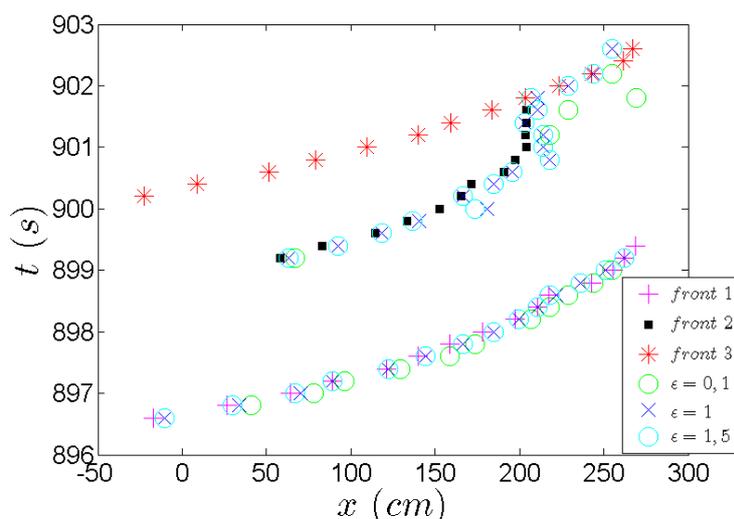


FIGURE 3.28 – Suivi de trois fronts successifs au cours du temps et positions de ces mêmes fronts évaluées pour trois valeurs de ϵ différentes : $\epsilon = 0,1$ cm/s, $\epsilon = 1$ cm/s et $\epsilon = 1,5$ cm/s.

Nous concluons donc qu'en ce qui concerne les fronts arrivant sur une plage "sèche" (sans présence préalable d'eau, cas du front 1), la valeur du paramètre ϵ influe peu sur les résultats. Par contre, dès qu'il s'agit de déterminer l'allure du déplacement des fronts sur du sable mouillé ou sur d'autres fronts (cas des fronts 2 et 3), il faut que ϵ soit au moins égal à 1, afin de pouvoir capturer tous les fronts et l'intégralité de leur dynamique. Cependant, il est important de noter que pour ces grandes valeurs de ϵ toutes les zones 'sèches' sont identifiées mais que l'on conserve également des zones faiblement immergées, qui elles aussi sont détectées comme appartenant à la surface de sable. Ces zones considérées comme appartenant à la surface de sable risqueraient de fausser les analyses d'évolution du fond, d'où un choix de valeur de ϵ plus faible dans le cadre de cette étude.

Chapitre 4

Cas d'un forçage aléatoire

Sommaire

4.1	Introduction	67
4.2	Experimental apparatus	69
4.2.1	Experimental conditions	69
4.2.2	A stereoscopic technique for sand surface measurement	71
4.2.3	Sand region recognition	72
4.3	Hydrodynamics of the swash zone	75
4.3.1	Shoreline response to wave forcing	75
4.3.2	Shear estimation in the swash	78
4.4	Analysis of the sand bottom evolution in the swash zone	81
4.4.1	Long time-scale bed evolution	81
4.4.2	Bed evolution within a time series	83
4.4.3	Erosion and accretion at infragravity and gravity wave time scales	85
4.5	Conclusion	89
4.6	Acknowledgements	90

Ce chapitre est présenté sous la forme d'un article récemment soumis au journal *Coastal Engineering* et intitulé *Wave flume investigation of swash zone dynamics under erosive random waves conditions* (Astier et al.). L'étude présentée ici s'intéresse à l'analyse de l'évolution du fond dans la zone de *swash* à haute résolution spatiale et temporelle pour enquêter à des échelles de temps allant d'une vague unique jusqu'à une série de plusieurs vagues. Les mesures sont obtenues sous les conditions expérimentales décrites au §3.1.2 ($d_{50} = 250 \mu\text{m}$ et pente de la plage 1/15) en utilisant la technique stéréoscopique décrite dans la partie 3.2, afin de mesurer l'évolution de la surface de sable dans la zone de *swash*. Un forçage avec des conditions de houle aléatoire érosive (spectre de JONSWAP) est utilisé ici et est répété 25 fois (25 séries temporelles sont relevées). Ces expériences nous ont permis de capturer la dynamique du *swash* et l'évolution du fond aux différentes échelles de temps. Un comportement érosif global du profil de plage est en effet observé

avec la formation d'une barre. Malgré cette évolution montrant un recul global, les résultats montrent que la réponse temporelle du trait de côte est quasiment invariante au cours des séries temporelles successives et ce malgré que le fond évolue, la plage n'étant pas reconstruite entre chaque expérience. Au sein d'une série temporelle, le processus d'érosion présente une forte variabilité temporelle et s'est avéré être non monotone. Ce résultat prouve que certains événements hydrodynamiques particuliers peuvent engendrer une évolution du fond considérable. A une échelle de temps plus courte, nous pouvons observer la signature des ondes gravitaires et infragravitaires dans la dynamique du front de vague. Pour de tels événements, il a été constaté que la variabilité spatiale du fond à l'échelle de temps gravitaire est plus prononcée qu'à l'échelle de temps infragravitaire, pour laquelle l'évolution du fond est quasiment invariante dans la direction transverse. Ces résultats renforcent l'idée maintenant établie que l'évolution moyenne du fond dans la zone de *swash* est le résultat d'événements de différente nature, qui eux-mêmes dépendent des détails de l'hydrodynamique du *swash*.

Wave flume investigation of swash zone dynamics under erosive random waves conditions

J. Astier¹, L. Lacaze¹ and D. Astruc¹

Abstract

The present work is dedicated to the study of the swash zone sand bed evolution at a high temporal and spatial resolution to investigate single-wave to wave-group time scales. The measurements are obtained in a large-scale wave flume with a 1/15 sloping beach of well-sorted sand ($d_{50} = 250 \mu\text{m}$). The wave regime considered is an erosive random Jonswap spectrum which is repeated for 25 time series. A stereoscopic technique (Astruc et al. (2012)) has been used to measure the sand bed evolution in the swash zone. This experiment allows us to capture the shoreline dynamics and the bottom evolution at the different temporal scales. An overall erosive behavior of the beach is indeed observed with a bar formation. Apart from an onshore migration, the results prove the quasi-invariance of the shoreline temporal response over the successive time series, even if the bottom evolves. We showed that inside a time series, the erosion process exhibits a strong variability in time and proved to be non-monotonic. This result proves that some particular hydrodynamics events may generate dramatic bed changes. At an even shorter time scale, we can observe the signature of gravity and infragravity waves. For such events, the bottom evolution spatial variability is shown to be stronger at gravity time scale than at infragravity time scale where the evolution is almost invariant in the transverse direction.

Keywords : swash zone ; sand bed evolution ; gravity and infragravity waves ; stereoscopic technique.

4.1 Introduction

The upper part of the nearshore area, known as the swash zone, is the place of intense sediment transport and very fast morphological changes. It is now admitted that this very specific behavior is due to the very complex and energetic hydrodynamic processes close to the shoreline (Butt and Russell (2000), Elfrink and Baldock (2002)). It is worth noticing that knowledge of swash dynamics is fundamental to predict the evolution of coastal areas as the swash zone acts as a boundary condition for nearshore hydrodynamic and morphodynamic models at larger scale (Brocchini and Baldock (2008)).

Over the last decade, a special attention has been paid towards the understanding of the swash zone hydrodynamics, its bottom evolution and the corresponding sediment exchanges with the surf zone. These studies show that these quantities are related to the local hydrodynamics and sediment transport in the swash zone, which intrinsically evolve

1. Université de Toulouse ; INPT, UPS ; IMFT (Institut de Mécanique des Fluides de Toulouse) ; Allée Camille Soula, F-31400 Toulouse, France / CNRS ; IMFT ; F-31400 Toulouse, France.

at the wave time scale (Masselink and Puleo (2006); Puleo and Butt (2006); Bakhtyar et al. (2009)). In particular, the randomness of the incident wave forcing leads to a strong temporal and spatial variability of the hydro-sedimentary processes with different kind of interactions between consecutive waves.

Recently a field study (Turner et al. (2008)) has shown that bed-level variations induced by a single swash event may reach an amplitude of the order of cm, comparable to the mean evolution over experiment duration (several hours). The same kind of observation has been made in wave flume experiments (Cáceres and Alsina (2012)). Therefore, long-term beach evolution modeling requires an accurate description of wave time scale processes which remain not fully understood due to both the complexity of the processes and the difficulty of measurements in this area, as for instance the intermittency of the flow.

It is thus a significant challenge to obtain highly resolved and accurate measurements over a significant spatial extent of the swash area which has been recognized as a key point for further understanding (Puleo and Butt (2006)). Some innovative techniques were proposed to carry out these measurements. An acoustic gauge system was used by Turner et al. (2008), to obtain high frequency and non-intrusive measurements of the bed position at some specific locations, with a vertical accuracy of 1 mm. An extension to spatially-resolved measurements is possible using an optical stereoscopic technique to reconstruct the three-dimensional bottom position. Holland and Holman (1997) proposed an *in situ* implementation of such a technique in which the foamy runup edge was used as a natural pattern for a scanned beach surface reconstruction. The vertical accuracy of this technique was estimated to be of the order of 2 cm. Another stereoscopic method was developed for large scale laboratory facility which allows an instantaneous measurement of a $3 \times 2 \text{ m}^2$ area in the swash zone (Astruc et al. (2012)). This technique which relies on a projected light pattern on the sand surface, proved to have a vertical accuracy of less than 1 mm. This technique allows the high frequency sampling rate which is needed for a wave-by-wave analysis.

The present work is dedicated to a laboratory study of the swash zone bed evolution under random wave erosive conditions at high temporal and spatial resolution using the latter technique. The purpose is to investigate the bed evolution over a range of time scales from a single gravity wave to several infragravity waves.

The paper is organized as follows. In the next section, the experimental apparatus and the stereoscopic technique are described. Then, some flow properties in the swash zone are presented in section 3. An analysis of the spatio-temporal bottom variation at the various time scales is performed in section 4. Finally, conclusions are drawn.

4.2 Experimental apparatus

4.2.1 Experimental conditions

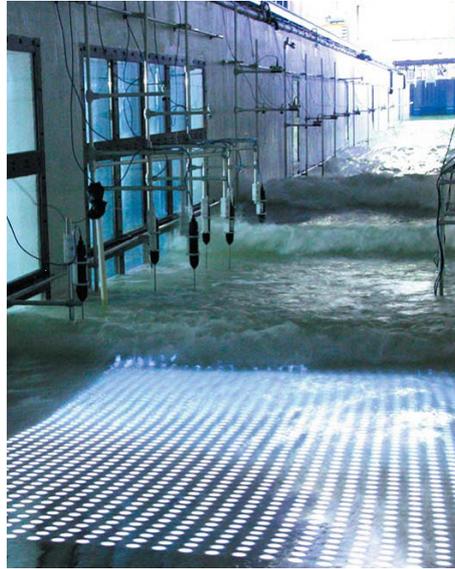


FIGURE 4.1 – Grid of light dot patterns projected onto the swash zone in the CIEM large-scale wave flume at the UPC (Barcelona).

The measurements were performed in the CIEM large-scale wave flume (100 m long and 3 m wide) at UPC in Barcelona (Fig. 4.1), within the HYDRALAB III/SANDS project (Sánchez-Arcilla et al. (2011)). The initial sand bottom was a 1/15 sloping beach of well-sorted sand ($d_{50} = 250 \mu\text{m}$). A random wave forcing with erosive conditions was imposed thanks to a controlled paddle located at the opposite side of the flume. More specifically a Jonswap spectrum (Hasselmann et al. (1973)) with peak enhancement factor $\gamma = 3.3$, a significant wave height $H_s = 0.53 \text{ m}$ and a peak period $T_p = 4.14 \text{ s}$ was used.

This experiment involved several teams and complementary analysis can be found in Alsina and Cáceres (2011) and Alsina et al. (2012). The entire experiment consists of 25 time series (TS) of 30 min duration each, which are carried out successively with the same wave forcing. A time $t \in [0, 30] \text{ min}$, is defined in each TS with $t = 0$ at the beginning of the TS which will therefore be specified when necessary.

The origin of the spatial coordinate system is set at the center of the flume, on the initial shoreline (75.42 m from the wave paddle). x -axis corresponds to the cross-shore direction, y -axis is the longshore direction and z -axis is the vertical direction.

Wave gauges deployed along the flume allow temporal measurement of the water surface position from which the spatial evolution of the wave spectrum along the cross-shore direction can be obtained (Fig. 4.2). The continuous Jonswap spectrum imposed by the

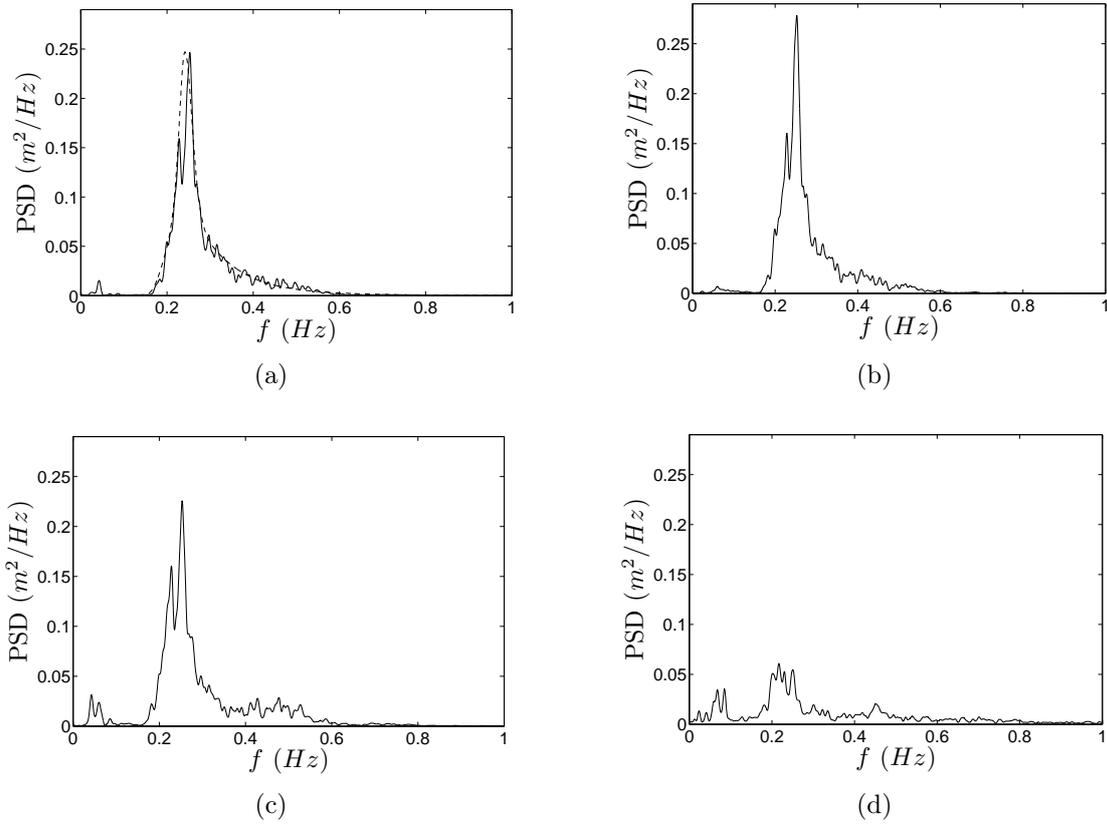


FIGURE 4.2 – Wave signal spectrum for $TS02$ at different cross-shore positions $x = -60.97$ m (a), $x = -51.01$ m (b), $x = -38.01$ m (c) and $x = -7.31$ m (d). In (a), dotted line represents the Jonswap spectrum defined as [Hasselmann et al. \(1973\)](#).

wave paddle and indeed measured close to it (Fig. 4.2(a)) evolves along the cross-shore direction toward a signal composed of mostly identifiable discrete frequencies. In particular, part of the energy remains in a frequency domain which is around the forced frequency peak, ~ 4 s, and that will be referred to as the gravity wave in the following. Energetic components of the spectrum are then observed at different smaller frequencies corresponding to long wave periods and which may be generated to various hydrodynamic processes. One of them is the excitation of the basin mode that can be observed both at the wave paddle and at the shoreline and corresponds to a period of 23.33 s. Other long wave components with significant amplitude at the shoreline only are present, which are related to more complex interactions between the non-linear wave dynamics and the topography of the beach ([Baldock et al. \(2000\)](#)).

On the time scale of the experiment, measurements of the entire bed topography were performed between some TS using a mechanical profiler (Fig. 4.3). The formation of the bar during the first 5 TS is clearly observed. After $TS05$, the shape of the entire beach remains qualitatively similar except close to the shoreline where most of the erosion takes place.

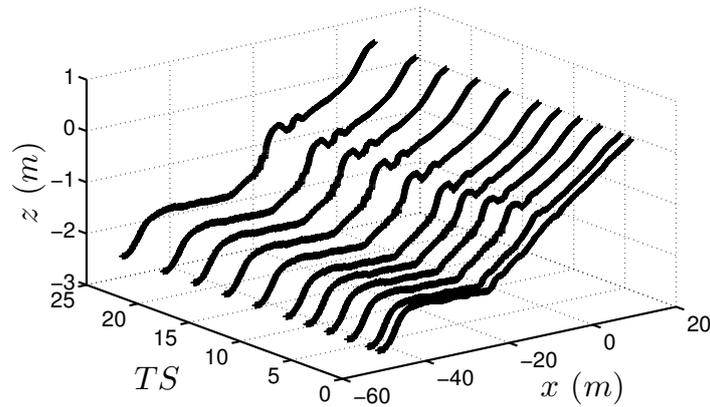


FIGURE 4.3 – Bottom profiles measured at different TS .

4.2.2 A stereoscopic technique for sand surface measurement

The stereoscopic technique developed by [Astruc et al. \(2012\)](#) was used to measure the bed evolution over a $3 \times 2 \text{ m}^2$ area in the swash zone (Fig. 4.1). The principle of the method consists in the reconstruction of the sand bed surface in the swash zone by imaging the area where a pattern of dots is video-projected (Fig. 4.1) with two different view sights (Fig. 4.4). Such a reconstruction was performed by first matching identifiable the light dots projected on the sand surface. Then, the three-dimensional position of each pattern is computed using a triangulation method developed by [Bouguet \(2004\)](#) which necessitates a calibration process prior to the experiments as explained in [Astruc et al. \(2012\)](#).

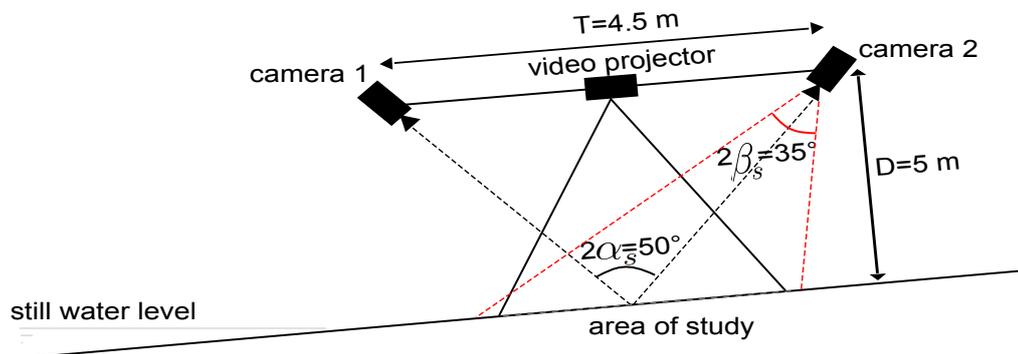


FIGURE 4.4 – Sketch of the stereovision system set-up (not to scale). Cameras 1 and 2 record the sand-bed in a $3 \times 2 \text{ m}^2$ area in the swash zone. Black dashed lines correspond to the optical axes of the cameras, red dashed lines bound the angle of view of the cameras and black lines bound the projection area of the video projector.

In order to reach a high accuracy in the sand surface measurement, two synchronised high-resolution, high-sensitivity 14-bit PCO-2000 cameras (2048×2048 pix² with a CCD cell size of 7.4×7.4 μm) were chosen, coupled to 24 mm Nikon lenses ($f = 24$ mm). To eliminate vibrations, the cameras were attached on a rigid and strong aluminium structure, the distance between the cameras and from the zone of interest being about $T = 4.5\text{m}$ and $D = 5$ m, respectively (Fig. 4.4). The two cameras thus recorded the same field with an angle between the two lines of sights $2\alpha_s = 50^\circ$. To optimise the imaged field and limit distortion differences between the two cameras, the line between the two cameras is parallel to the initial 1/15 slope of beach (Fig. 4.4).

From experimental analysis, the maximum error of the measurements was attributed to the precision which was found to be $err = 600$ μm in the vertical direction (see [Astruc et al. \(2012\)](#) for details). At that level of accuracy, the variations with an amplitude of about 1 mm, can be measured ([Astier et al. \(2012\)](#)).

In order to properly sample the period of the gravity waves ($T_p = 4.14$ s) an acquisition frequency of $f_s = 5$ Hz has been chosen. Due to camera in-board memory limitation, it was not possible to record images for the entire TS duration. Instead five specific intervals (referred as *bursts* 1 to 5 in the following) of 1 min duration were selected within each TS . Within each TS , the *bursts* were selected such that $t \in [140, 200]$, $t \in [540, 600]$, $t \in [880, 940]$, $t \in [1220, 1280]$, $t \in [1650, 1710]$ (in s) for *bursts* 1 to 5 respectively.

In the chosen spatial system of references, the measured area corresponds to $x \in [-75, 225]$ for $TS01$ to $TS03$ and $x \in [-35, 265]$ for $TS04$ to $TS25$ and $y \in [-50, 150]$ (in cm).

4.2.3 Sand region recognition

The stereoscopic technique allows to measure the temporal evolution of the measured surface, $h(x, y, t)$, in the swash zone. However, as the swash zone is alternatively covered and uncovered by waves, investigation of its evolution now requires to distinguish the sand surface from the water surface (Fig. 4.5). It should be noted at this point that a definition of a ‘dry’ sand region is not trivial since backwash, for instance, is a complex hydrodynamic process involving different time scales that can be hardly distinguished from video analysis. In particular, percolation processes in the swash zone occur on a time scale much longer than the gravity wave time scale and are moreover strongly affected by the water table position. Therefore, filtering of steady sand regions from the rest of the measured 3D surface requires a 2-steps analysis.

a) ϵ -filter for rapid variations in the swash zone : run-up events

As a first step, the criterion proposed by [Turner et al. \(2008\)](#) is used. As uncovered sand region is characterized by a steady surface position, [Turner et al. \(2008\)](#) proposed

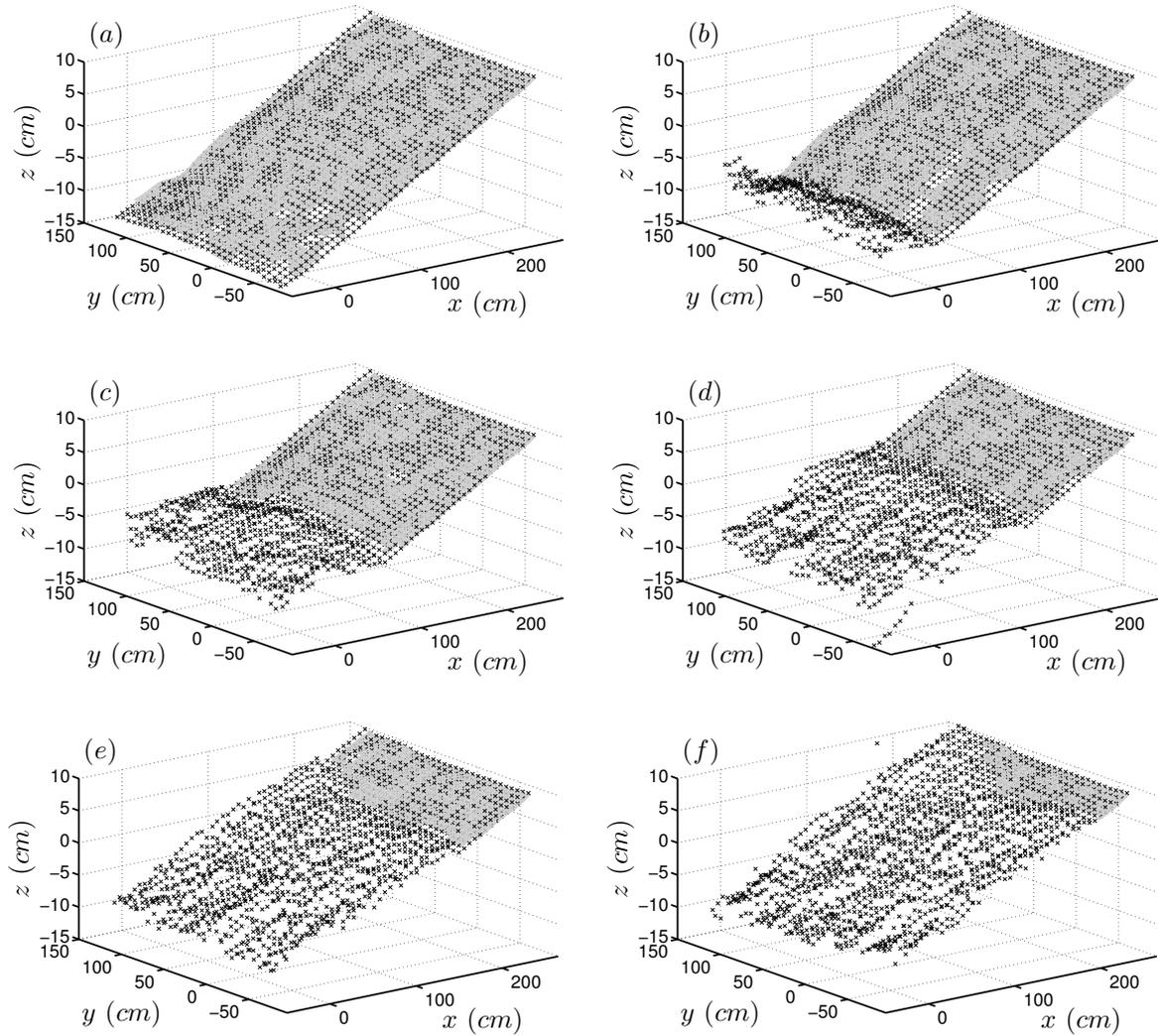


FIGURE 4.5 – Time evolution (from (a) to (f)) of a run-up event and detection of sand ($|\partial h/\partial t| < \epsilon$, grey) and water ($|\partial h/\partial t| \geq \epsilon$) regions in the swash zone ($\epsilon = 0.4$ cm/s).

to distinguish the sand surface defined by $|\partial h/\partial t| < \epsilon$ from the water surface such as $|\partial h/\partial t| \geq \epsilon$ ($\epsilon = 0.05$ cm/s in their case). As ϵ is a dimensional parameter, its specific value for the present configuration has to be determined.

At a fixed position, the time evolution of the measured surface, $\partial h/\partial t$, is shown to be indeed small in the sand region but not zero, the minimum value being correlated to the error of the stereoscopic technique. A lower limit of ϵ (which corresponds to the limit for which the signal cannot, a priori, be distinguished from the noise) can therefore be estimated from the precision of the measurement technique ($err = 600$ μm in the present case) and the sampling period $\Delta t_S = 1/\Delta f_S = 0.2$ s here :

$$\epsilon \geq \frac{err}{\Delta t_S} = \frac{err}{1/\Delta f_S} \sim 0.3 \text{ cm/s} \quad (4.1)$$

In order to extract as much information as possible before applying the final filter in

the second step, a slightly higher value $\epsilon = 0.4$ cm/s is preferred.

Fig. 4.5 shows the time evolution of a run-up event. Cross symbols correspond to the 3D position of the projected light patterns reconstructed using the stereo algorithm. These data are interpolated on a regular grid using a 2D spline interpolation. The obtained $h(x, y, t)$ is then filtered with $\epsilon = 0.4$ cm/s. The filtered region obtained is shown as grey level in Fig. 4.5. In the following, this filter will be referred to as ϵ -filter. To conclude with, this filter allows an accurate first estimation of the sand region and to properly capture the waterfront during a run-up event. A more detailed analysis shows however some limitations in sand surface detection during backwash event during which other time scales are involved.

b) Filtering slow variation in the swash zone : backwash events

The less energetic the waterfront is, the more delicate its position detection is. In the case of a run-up event, the propagation of the front is well defined. It is thus possible to quantitatively distinguish sand from water regions and therefore to analyze the front evolution. On the other hand, during a backwash event, the phenomena involved are more complex and the distinction more difficult to obtain. An example of this effect is shown in Fig. 4.6(a) in which the height processed through the ϵ -filter is plotted as a function of time at three different locations. As observed, isolated data remain between what can be considered as dry beach zones. These data were observed to be mostly associated with complex backwash events. A similar observation is shown in the spatio-temporal diagram in Fig. 4.7(a) in which grey zones correspond to data such as $|\partial h / \partial t| < 0.4$ cm/s.

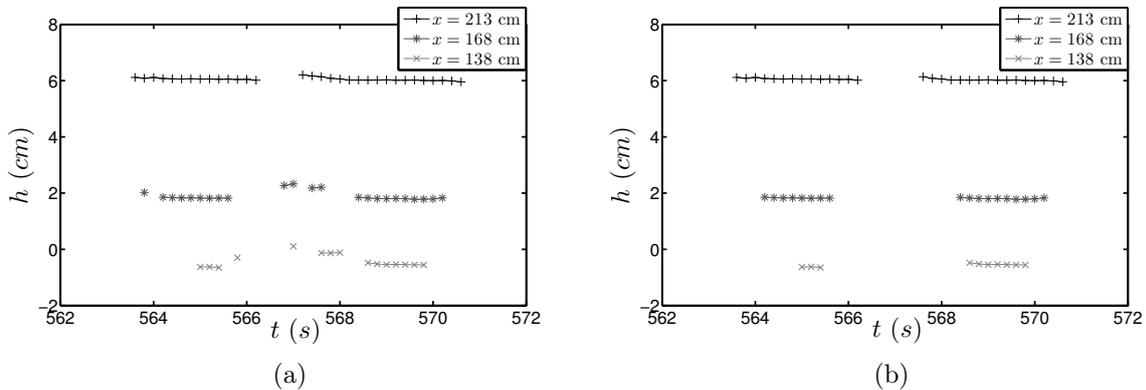


FIGURE 4.6 – Filtered value of h at $y = -50$ cm, during *TS07*, within *burst 2*, at three locations ($x = 138$ cm (\times), $x = 168$ cm ($*$) and $x = 213$ cm ($+$)) using the ϵ -filter only (a) and the two consecutive filters mentioned in the text (b).

These phenomena are very isolated and resemble to noise (Fig. 4.7(a)). Therefore, they do not alter significantly the analysis of swash zone sand-bed evolution on long time scale. However, they do alter quantitative estimation of erosion/accretion measurements between wave events. It is therefore crucial to filter extra data that do not correspond

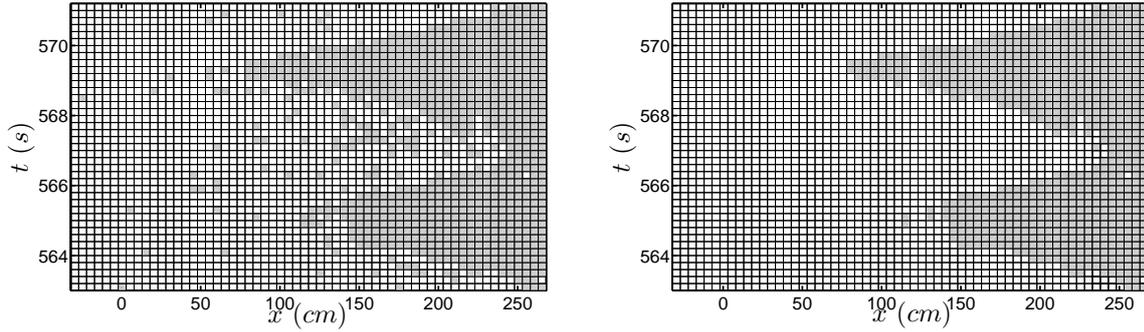


FIGURE 4.7 – Same as Fig. 4.6 in a spatio-temporal diagram (t, x) .

to stabilized beach regions. For this purpose, the following criterion is applied at each position (x, y) to data that has already been ϵ -filtered. First, let σ be the standard deviation obtained from temporal average of $h(x, y, t)$ over the interval $[t_i, t_f]$ where t_i (resp. t_f) corresponds to the initial (resp. final) time of a uncovered beach event. As mentioned above, t_f is well defined from the ϵ -filtered since it corresponds to a run-up event. However, in order to avoid uncertainty due to possible noise on the estimation of t_f , both t_i and t_f are supposed unknown. Finally, interval $[t_i, t_f]$ is defined as the obtained biggest interval $t_f - t_i$ for which

$$\sigma < 600 \mu\text{m} \quad (4.2)$$

where the value $600 \mu\text{m}$ corresponds to the precision of the stereo measurement.

Results obtained after this second filter are shown in Fig. 4.6(b) and Fig. 4.7(b). This very refined filter allows to clearly separate both regions, removing the noise observed after the ϵ -filtered. Accurate measurement of sand-bed positions can then be obtained.

4.3 Hydrodynamics of the swash zone

4.3.1 Shoreline response to wave forcing

A remarkable feature of the swash zone hydrodynamics is the shoreline motion resulting from the successive incoming waves. As the shoreline separates dry areas from water, its spatio-temporal evolution is tracked using the ϵ -filter. For this purpose the second filter is not necessary.

A typical spatio-temporal shoreline evolution for the successive TS (within *burst 2* at a fixed position $y = -50 \text{ cm}$) is shown in Fig. 4.8. It can be noted that over the whole experiment, dry zones, and therefore shoreline positions, are continuously shifted onshore. A global erosive behavior expected from the forcing parameters considered here is indeed observed. Yet, the temporal evolution within the burst is very robust from TS to TS with similar occurring time for each event. It is therefore observed that swash hydrodynamics

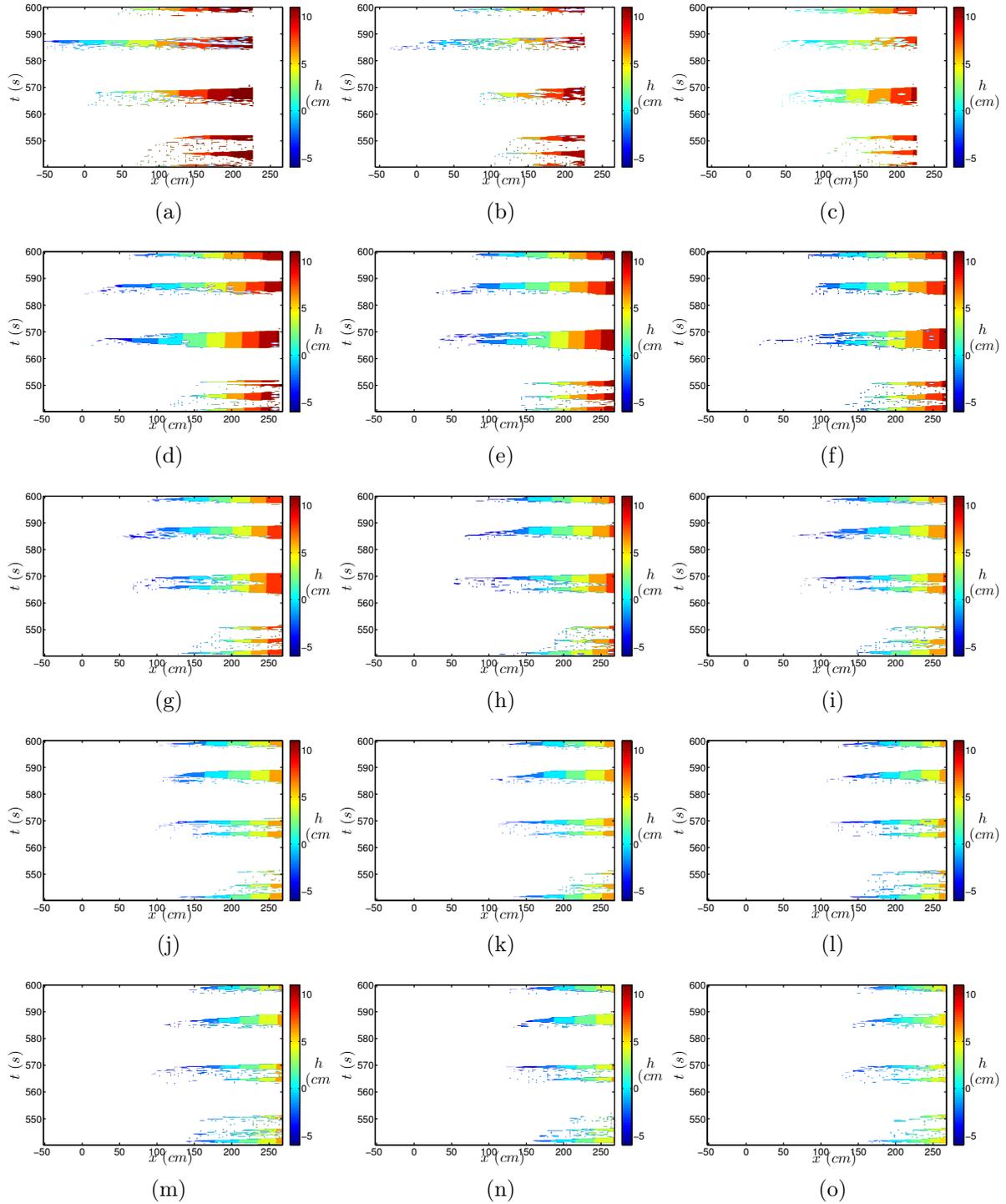


FIGURE 4.8 – Spatio-temporal evolution of the shoreline position delimiting colored areas (sand zone) and uncolored areas (water), at $y = 0$ cm, in *burst 2* from *TS01* to *TS15*.

at the overall scale of the experiment does not crucially depend on the local evolution of the sand bottom. Nevertheless, one can observe that all the shoreward positions of the

shoreline for the dry events within the burst tends to converge to a similar value with time. This trend could be due either to the disappearance of a long wave (of period larger than the burst duration) or to the local modification of the bed inducing an adaptation of the local hydrodynamics. At this stage, it is difficult to conclude.

The evolution of the shoreline within four of the bursts is plotted in Fig. 4.9 (*burst 1*, *burst 2*, *burst 3* and *burst 5* correspond to Fig. 4.9(a), Fig. 4.9(b), Fig.4.9(c) and Fig. 4.9(d) respectively). Two different time scales can be identified on these figures, (i) a small scale associated with gravity waves $Tg_k^{(burst)}$ (with k labeling each short event within a burst) and (ii) a long scale corresponding to infragravity waves $Ti_k^{(burst)}$ (with k labeling each long event), which evolves more significantly from event to event and consequently from burst to burst. These two time scales are consistent with the spectral signature of the wave signal at the outer boundary of the swash zone (Fig. 4.2(d)).

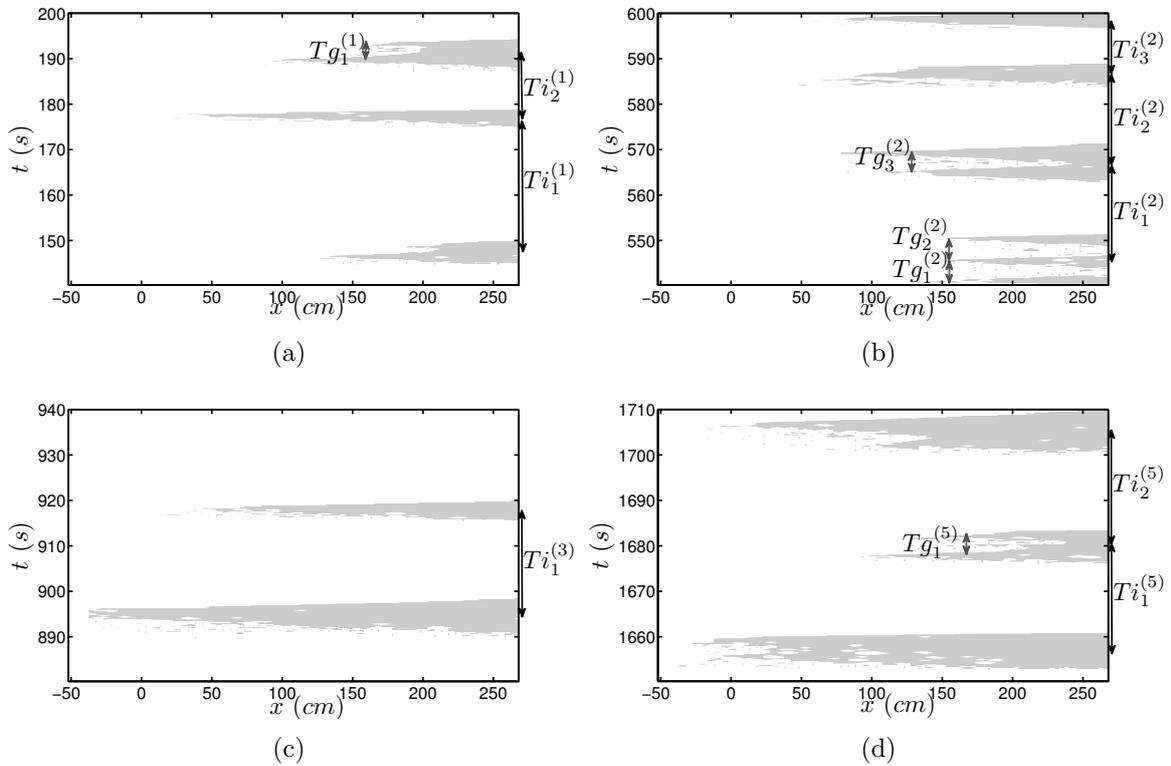


FIGURE 4.9 – Spatio-temporal evolution of the shoreline delimiting dry region (grey areas) from water zone (white), at $y = -50$ cm, for *TS07* within *burst 1* (a), *burst 2* (b), *burst 3* (c) and *burst 5* (d). $Tg_i^{(k)}$ is the period of a gravity wave event i , whereas $Ti_i^{(k)}$ is the period of an infragravity wave event i , with k being the burst label.

In Fig. 4.10 measured $Tg_k^{(burst)}$ and $Ti_k^{(burst)}$ are plotted as a function of the *TS*. It can be first noted that swash events induced by gravity waves have a typical time scale ~ 4 s (Fig. 4.10(a)) which is close to the peak frequency of the Jonswap spectrum. However, a dispersion of $Tg_k^{(burst)}$ is observed which can be explained by the spreading of the gravity

wave spectral band around the peak period, as observed in Fig. 4.2(d). Note that short time scale dry events tends to disappear from the measured area for increasing TS due to the onshore shift of the beach (Fig. 4.9).

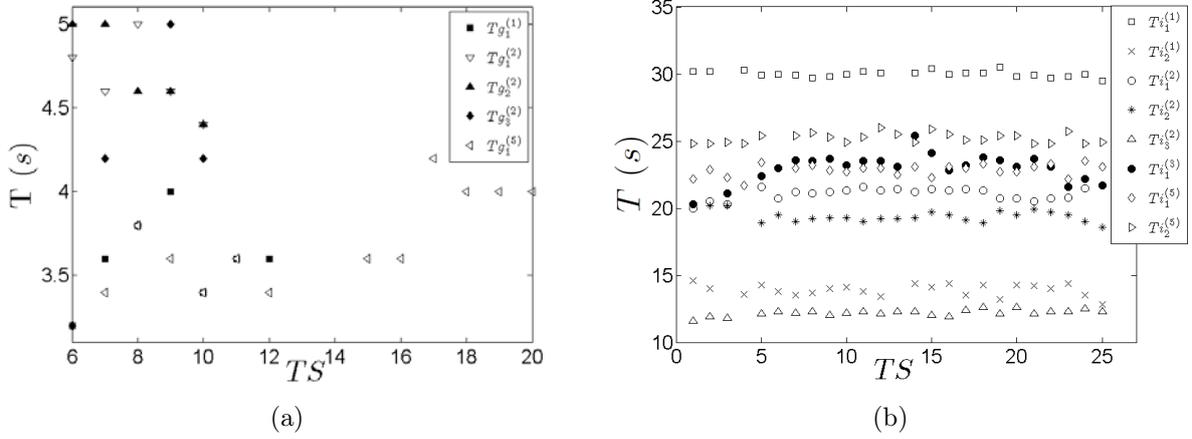


FIGURE 4.10 – Tg (a) and Ti (b) as a function of TS .

The long period motion characteristic time scales $Ti_k^{(burst)}$ are in the range of 12 to 30 s and thus quite different from event to event (Fig. 4.10(b) and Fig. 4.9). This low-frequency motion of the shoreline is indeed related to the infragravity part of the wave spectrum (Fig. 4.2(d)). [Alsina and Cáceres \(2011\)](#) have analyzed the spatio-temporal structure of the infragravity motion. They identified several discrete modes with periods in the range of 11 to 45 s, an interval which includes the measured $Ti_k^{(burst)}$.

It can be observed on Fig. 4.10(b) that the period of both the shortest events (~ 10 s) and the longest infragravity events (~ 30 s) remain quite independent of TS contrary to the intermediate time scales which exhibit a time dependence in particular for $TS < 7$, i.e. before the stabilization of the bar. This behavior highlights the influence of the topography on the infragravity waves motion and in turn on the low frequency shoreline motion.

4.3.2 Shear estimation in the swash

Following [Erikson et al. \(2005\)](#), a model for the shoreline (waterfront) position can give access to a friction factor and wave height for the different observed events. This model is based on a simple inertia-gravity-frictional forces balance for the fluid close to the shoreline position which can be written as :

$$\frac{d^2 x_s}{dt^2} = -g \sin(\alpha) \pm \frac{f}{2\delta h} \left(\frac{dx_s}{dt} \right)^2, \quad (4.3)$$

where x_s is the shoreline position, f is a friction factor and δh the wave front height unknown in our case. The sign corresponds to uprush (-) and backwash (+). Solutions

of equation (4.3) can be found in Erikson et al. (2005) for both uprush and backwash events. In particular, a solution can be derived for the front velocity (first integration) or for the time-dependent shoreline position (second integration).

In the present study, for convergence reasons, we chose to use the position solution for uprush events :

$$x_{su}(t) = \frac{2\delta h_u}{f_u} \ln \left(\frac{\cos(F + G)}{\cos(G)} \right) \quad (4.4)$$

whereas the velocity solution is used for backwash events :

$$u_{sb}(t) = - \left(\frac{2g\delta h_b \sin(\alpha)}{f_b} \right)^{1/2} \tanh(E) \quad (4.5)$$

E , F and G come from time integration and are given by

$$E = \frac{1}{2}t \sqrt{\frac{2gf \sin(\alpha)}{\delta h}} \quad (4.6)$$

$$F = -t \sqrt{\frac{gf \sin(\alpha)}{2\delta h}} \quad (4.7)$$

$$G = \tan^{-1} \left[\frac{u_{su}(t_0)\sqrt{f}}{\sqrt{2g\delta h \sin(\alpha)}} \right] \quad (4.8)$$

where δh corresponds to δh_u or δh_b depending on the flow direction. In equations (4.4) and (4.5), subscripts u and b stand for uprush and backwash respectively. In these equations, the unknown are $f_u/\delta h_u$ and $f_b/\delta h_b$ and can therefore be estimated for each event by time integrating (4.4) and (4.5) over the duration of the event. In addition to the beach slope angle α and to the duration of the considered event, $f_u/\delta h_u$ and $f_b/\delta h_b$ are therefore found to depend on $(L_u, u_{su}(t_0))$ and $u_{sb}(t_\infty)$ respectively, with L_u the uprush length, $u_{su}(t_0)$ the initial velocity of the bore entering the swash zone and $u_{sb}(t_\infty)$ the final velocity of the backwash event. The latter quantity is the most difficult to estimate and has been chosen here to be the maximum velocity measured during a backwash event. Here, only gravity wave events are considered.

Fig. 4.11 shows $f_u/\delta h_u$ as a function of the uprush length L_u (4.11(a)) and $f_u/\delta h_u$ as a function of $u_{sb}(t_\infty)$ (4.11(b)).

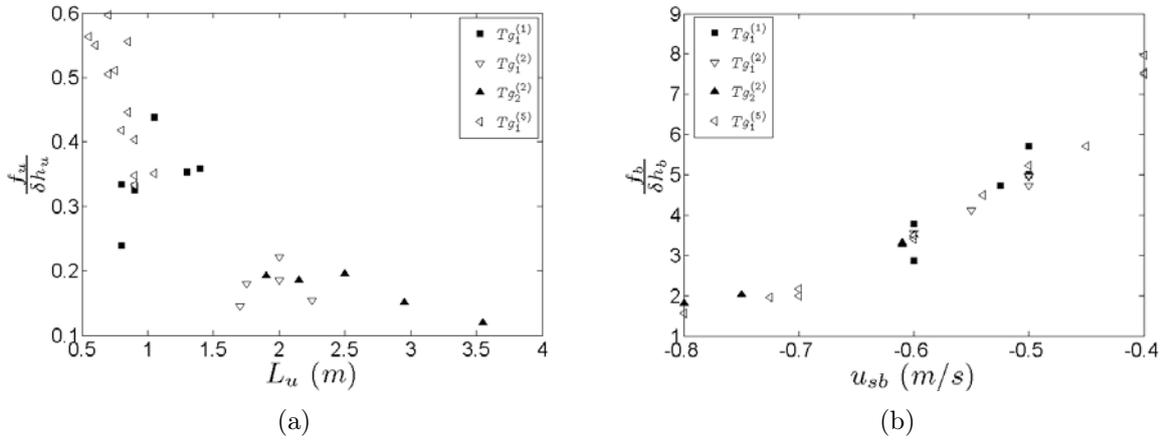


FIGURE 4.11 – $f_u / \delta h_u$ as a function of L_u (a) and $f_b / \delta h_b$ as a function of $u_{sb}(t_\infty)$ (b) for the different short events.

From $f_u / \delta h_u$ an estimation of the friction factor and the wave height is possible using models proposed in the literature. The following model (Hughes (1995)) has been used :

$$f = \frac{2}{\left(2.5 \ln \left(\frac{5.32 \delta h \rho g (s-1)}{1/2 \rho f |u_s| u_s} \right)\right)^2}, \quad (4.9)$$

where ρ is the water density and s the ratio of sediment to water density. This specific model allows to extract an explicit value of f as a function of $f / \delta h$ for both uprush and backwash events. In fact, this solution would only be valid for significant solid transport (see Wilson (1989) for instance) and therefore depends on the Shields number. In our case, the Shields number is a posteriori deduced and it has been shown that the solution is indeed valid for uprush events while it is less clear for backwash events. However, other models have been tested for backwash event and did not show significant differences. Therefore, only results using model (4.9) are shown here.

Fig. 4.12 shows the estimated wave height δh and friction factor f for uprush (circles) and backwash events (black squares) for the different TS . As expected, it is shown that the backwash wave height δh_b is roughly one order of magnitude smaller than the uprush wave height δh_u . Both remaining almost constant over the experiment time scale with a noticeable variability for δh_u . On the other hand, the friction factor is shown to be larger for backwash events at least at the beginning of the experiment $TS < 10$. The values for f are in the range of estimations found in the literature (Puleo and Holland (2001) and Erikson et al. (2005)).

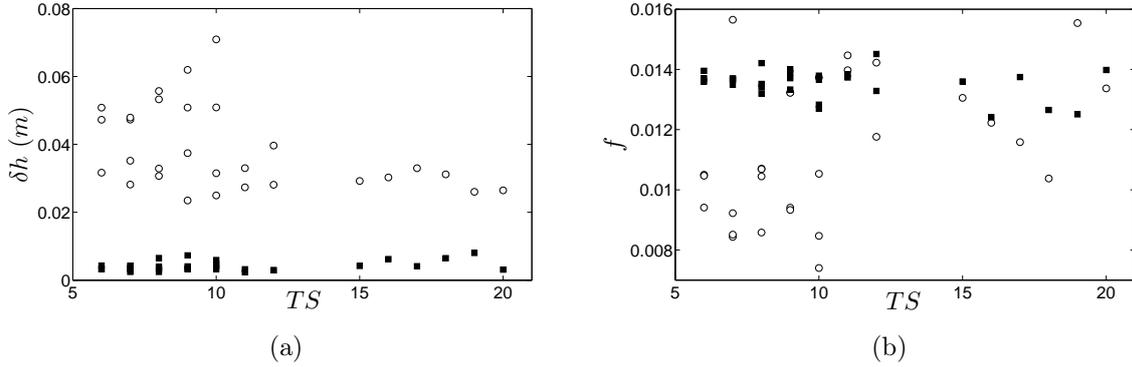


FIGURE 4.12 – δh (a) and f (b) as a function of TS : uprush (circles) and backwash (black squares).

4.4 Analysis of the sand bottom evolution in the swash zone

The hydrodynamics of the swash zone involves different temporal and spatial scales. In the following, specific attention is paid to highlight the influence of these different time scales (experiment, infragravity and gravity waves) on the sand-bed evolution in the swash zone.

The results presented correspond to a dry beach estimated using the two filters detailed previously. In the following, $h(x, y, t)$ will refer to filtered height data and therefore dry beach position only.

4.4.1 Long time-scale bed evolution

The evolution of the sand bed along the entire wave flume over the whole experiment (Fig. 4.3) was already presented in [Astruc et al. \(2012\)](#) (see their Fig. 12) where the erosive behavior was noticed. Here, we focus on the swash zone bed evolution. Fig. 4.13(a) shows y -averaged values of the bed position time averaged over the duration of the dry event which maximizes the emerged beach in each TS (which corresponds to a low frequency filtering). At the very beginning of the experiment ($TS01$ to $TS04$), the erosion is strong and quite large cross-shore bottom variations indicate a significant transport of sand offshore. This erosive behavior is related to the overall beach profile adjustment leading to the formation of the bar at the mean breakpoint position (Fig. 4.3) occurring during these early TS . After this transient period, the sand bed in the swash area erodes nearly monotonically on the time scale of the entire experiments (It will be shown later that this behavior is in fact more complex when considering different time scales).

A quantification of the long term erosion is shown in Fig. 4.13(b), in which z_{is} is

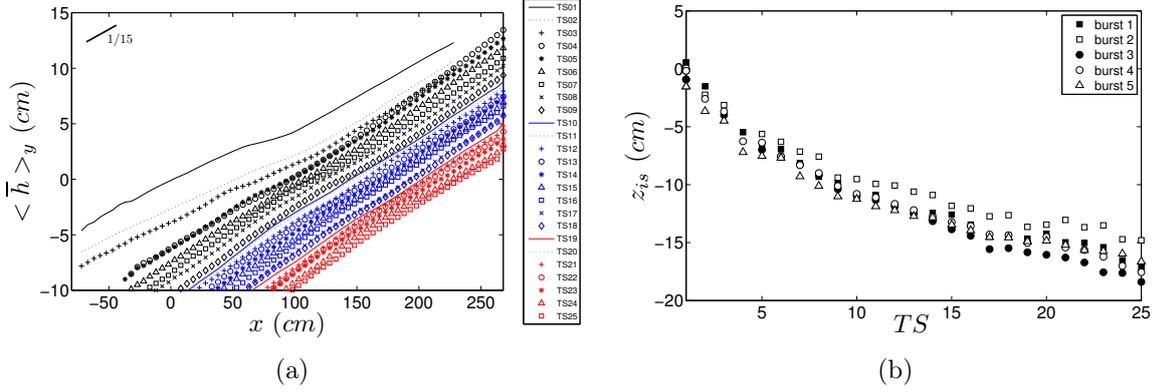


FIGURE 4.13 – Cross-shore profiles $z = \langle \bar{h} \rangle_y(x)$ of the sand bed level at different times (a). $\langle \bar{h} \rangle_y(x)$ is the double average value of $h(x, y, t)$ along the transverse direction and in time regarding a continuous dry beach event. Evolution of z_{is} , defined in the text, as a function of TS (b).

defined such that $z_{is} = \langle \bar{h} \rangle_y(x = 0, TS)$ and corresponds to the vertical evolution of the bed at the initial position of the shoreline. Again, $TS04$ is shown to be a transition for which a change of slope is observed in the evolution of z_{is} .

The quasi-linear cross-shore profiles of the swash bed (Fig. 4.13) suggests that the bed can be approximated at first order by a plane. This approximation will give first quantitative informations on the evolution of the swash in the different spatial directions. Even if a plane is defined by two angles and a single point, we prefer here to keep the two angles with respect to the horizontal plane $z = 0$ (α for the cross-shore inclination and β for the long-shore inclination) and to use the coordinates of two distinct points, x_s such that $\langle \bar{h} \rangle_y(x_s, TS) = 0$ (cross-shore evolution of the initial shoreline position) and y_{as} such that $\bar{h}(x_s, y_{as}, TS) = 0$ (which can highlight the asymmetry of the sand bed in the transverse direction).

Fig. 4.14 shows the cross-shore slope $\tan(\alpha)$ (a) and the longshore slope $\tan(\beta)$ (b) for the different bursts (symbols) as a function of TS . It can be seen that while the slope $\tan(\alpha)$ does not depend much on TS (at least for $TS \geq 4$), a more significant variation exists within each TS . This trend is also observed for the longshore slope $\tan(\beta)$ even if less obvious.

The evolution of x_s (resp. y_{as}) on the experimental time scale is shown in Fig. 4.15(a) (resp. Fig. 4.15(b)). At the beginning of the experiment, $TS < 8$, the cross-shore position of the bed is rapidly evolving (Fig. 4.15(a)). Then an almost constant onshore motion is observed which is the signature of the global erosion. At large time scale, y_{as} remains nearly constant, showing a nearly 2D evolution of the system. However, on smaller time scales, y_{as} exhibits some variability (Fig. 4.15(b)) due to the effects of specific events. The system is long-shore dependent at short time scales.

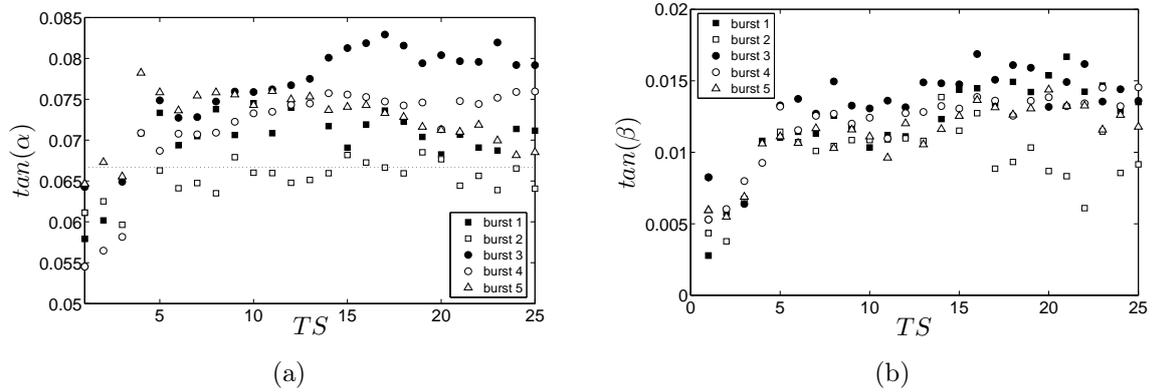


FIGURE 4.14 – Angles for the plane swash zone model for each burst as a function of TS : α (a) (dotted line represents the $1/15$ initial slope) and β (b).

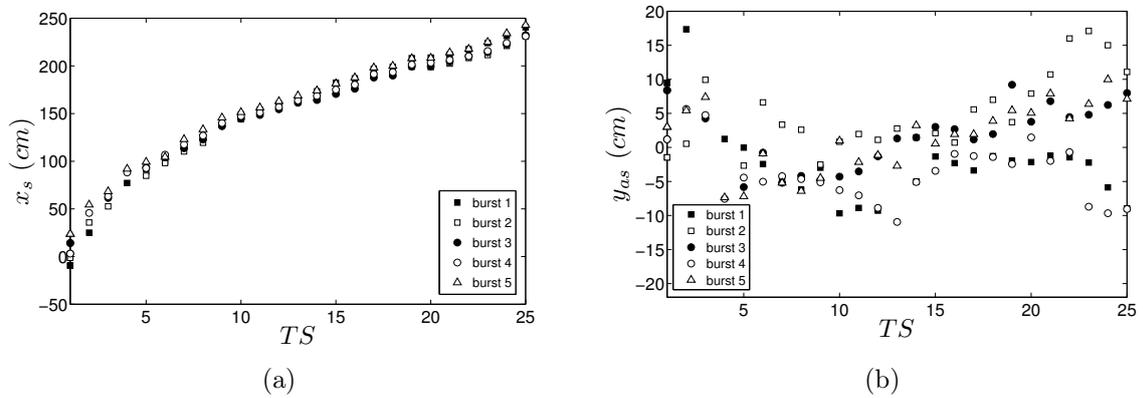


FIGURE 4.15 – Positions for the plane swash zone model for each burst as a function of TS : x_s (a) and y_{as} (b).

This first order spatial analysis at large time scale, from TS to TS , shows that the swash system tends to evolve towards a ‘quasi-steady’ state for which the evolution from TS to TS is a recoil at constant speed of the shoreline, which is basically a shift of the spatial frame.

4.4.2 Bed evolution within a time series

The evolution of the beach face is now considered within a time series. In particular, as most of the characteristics of the first order beach face model does not vary significantly TS to TS , an averaging was performed over the different time series.

For instance, in Fig. 4.16, TS -averaged values for $\tan(\alpha)$, $\tan(\beta)$ and y_{as} are plotted as a function of the *burst* (x_s cannot be averaged due to the overall onshore motion).

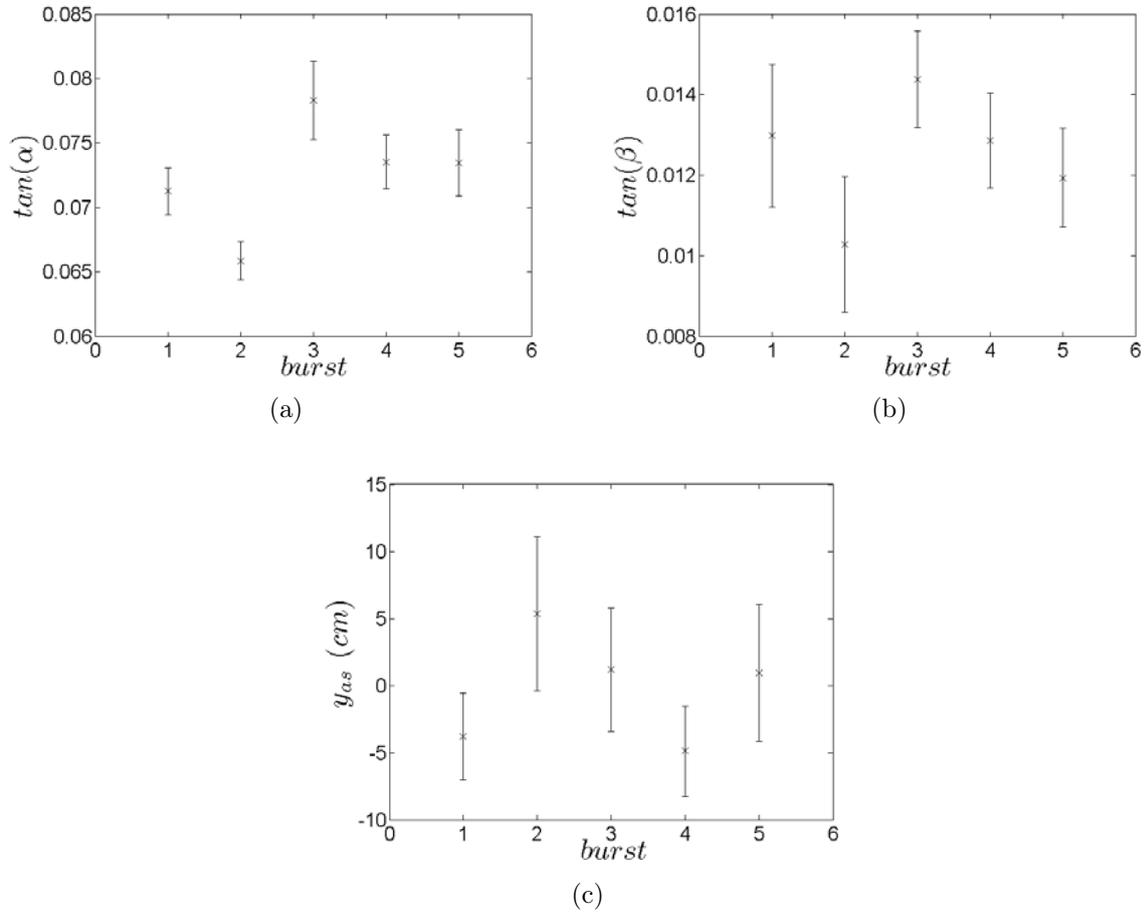


FIGURE 4.16 – $\tan(\alpha)$ (a), $\tan(\beta)$ (b) and y_{as} (c) as a function of *burst*. Values are averaged from *TS* to *TS*, error bars correspond to the associated standard deviation.

Within a burst, the largest dry area is retained to estimate the model plane parameters value in order to reach a reasonable precision in the estimation. Error bars on Fig. 4.16 are thus related to the fluctuations from *TS* to *TS*. These results show that within a *TS* the swash zone sand bed experiences variations which are no longer monotonic, unlike what has been observed at the overall experiment time scale. The observed evolution shows that the variation of swash bottom is likely to be related to the specific forcing events occurring in between bursts or in the bursts themselves and not to the long term evolution of the entire system. In particular, it is shown that very specific events might occur between *burst* 1 and *burst* 2, and, *burst* 2 and *burst* 3 inducing the strongest variations of α , β and y_{as} observed. However, the identification of such events is not possible from the available dataset. These events are probably related to the specific events identified by [Alsina and Cáceres \(2011\)](#) which proved to generate peaks of suspended sediment in the low swash area. In particular, most of the efficient events reported in [Alsina and Cáceres \(2011\)](#) (with concentration above 100 g/l) occur between these specific bursts.

Finally it should be noted that α , β and y_{as} in *burst* 2 are significantly different from their values in the other bursts. At the same time, one can observe that while the lower position of the swash is quite constant within this burst (see Fig. 4.9(b)). This observation might be related to the presence of a stable beach face profile for which symmetry exists between run-up and backwash.

4.4.3 Erosion and accretion at infragravity and gravity wave time scales

The optical stereoscopic technique used here allows the quantification of the spatio-temporal evolution of the sand bed at even shorter time scales. This evolution is related to the quantity $\Delta h(x, y)$ which is the variation of $h(x, y)$ between two dry events. According to the selection of these two events, $\Delta h(x, y)$ will represent the bed variation induced by a gravity or an infragravity wave.

First, $\Delta h(x, y)$ is plotted (Fig. 4.17) for a given infragravity event of *burst* 1 ($Ti_2^{(1)}$) for different TS . The spatial pattern of bottom evolution seems to be almost similar for the various times series. Which indicates a similar effect of the given infragravity wave on the bottom evolution. This should be related to the relative invariance of the hydrodynamics from TS to TS . However, the amplitude of bottom evolution is stronger for $TS \leq 8$ (Figs. 4.17 (a), (b) and (c)) than for $TS \geq 8$ (Figs. 4.17 (d), (e) and (f)) which is in accordance with the long term evolution of the bed profile.

Now, the bottom evolution for different infragravity wave events from various bursts ($Ti_2^{(1)}$, $Ti_2^{(2)}$, $Ti_1^{(3)}$ and $Ti_2^{(5)}$) is shown in Fig. 4.18. The spatial pattern of bottom evolution proved to be dependent of the infragravity wave event which is considered highlighting the clear dependence of the bottom response to the detail of the fluid forcing. However, some similarities are nevertheless quite remarkable. Firstly, the bottom evolution is qualitatively invariant in the transverse direction, meaning that areas of accretion and erosion might be clearly delineated in the cross-shore direction. Secondly, accretion is mainly observed in the low region of the swash zone, which is due to an offshore sand transport resulting from the erosion of the upper part of the beach (not in the measurement area).

A similar analysis is performed for a given gravity wave event. In Fig. 4.19 the bed evolution is shown for a gravity wave event in *burst* 2 ($Tg_2^{(2)}$) in $TS06$ and in $TS07$. This figure shows that for a gravity wave event, the bottom evolution from TS to TS is not similar. Moreover, accretion and erosion area are also cross-shore dependent, which shows that unlike the behavior for long waves, the bottom experiences a 2D-evolution. The rate of erosion and accretion is also smaller for a single gravity wave (± 2 mm) than for an infragravity wave (± 1 cm).

The bed evolution for different gravity wave events is shown in Fig. 4.20. Again complex 2D patterns are observed. These patterns are all different even for two successive

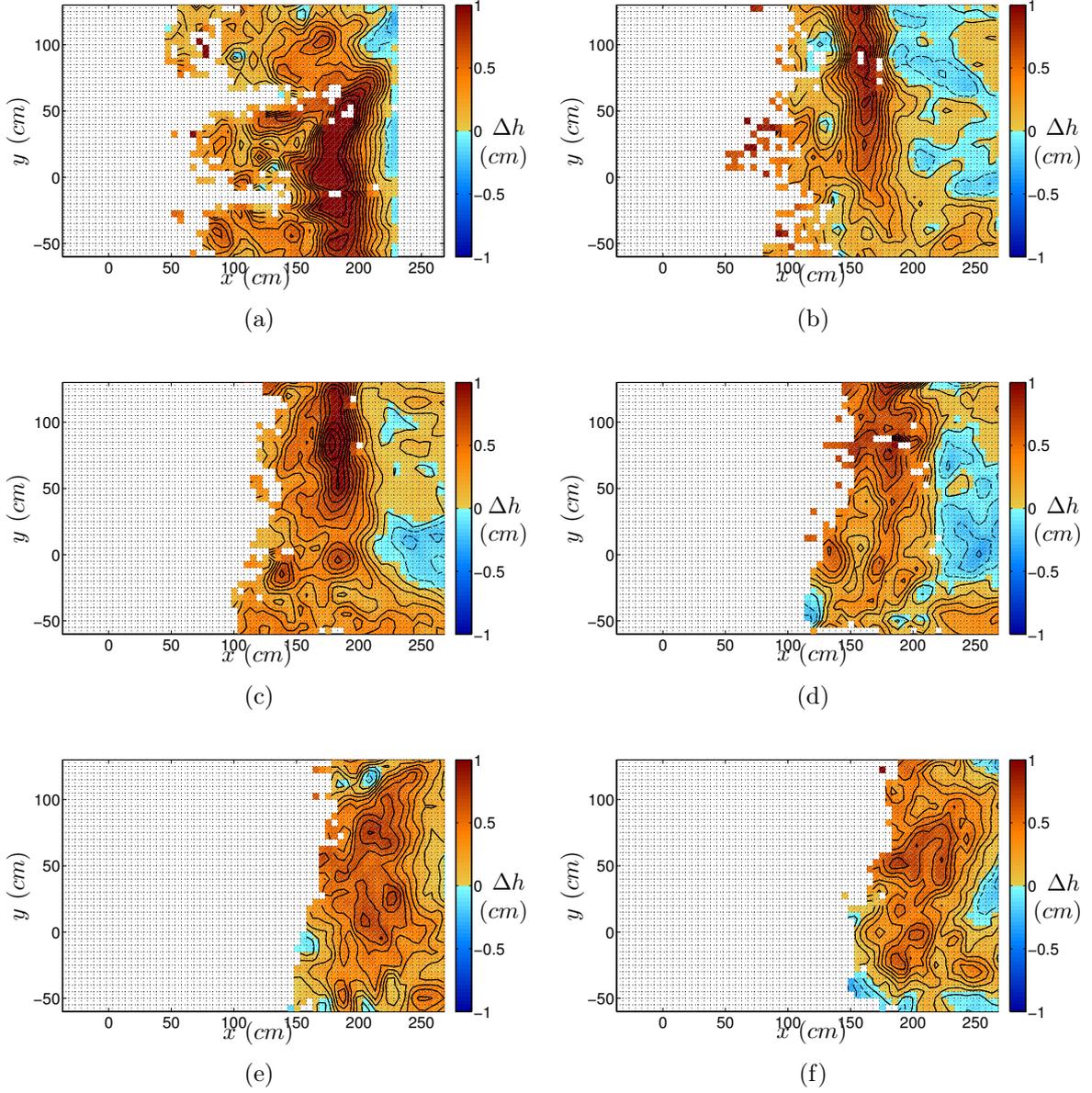


FIGURE 4.17 – $\Delta h(x, y)$ maps in the (x, y) plane for the second infragravity wave event in *burst 1*, corresponding to a period of $Ti_2^{(1)} \sim 13$ s, for *TS01* (a), *TS04* (b), *TS07* (c), *TS10* (d), *TS14* (e) and *TS16* (f).

gravity wave events in the same burst (Figs. 4.20 (a) and (b)).

To conclude with, a global quantification of the sand transport between two events is proposed :

$$\Delta H_G = \frac{1}{S} \int_S |\Delta h(x, y)| dx dy, \quad (4.10)$$

where the integral is performed over the dry zone shared by the two events S . One

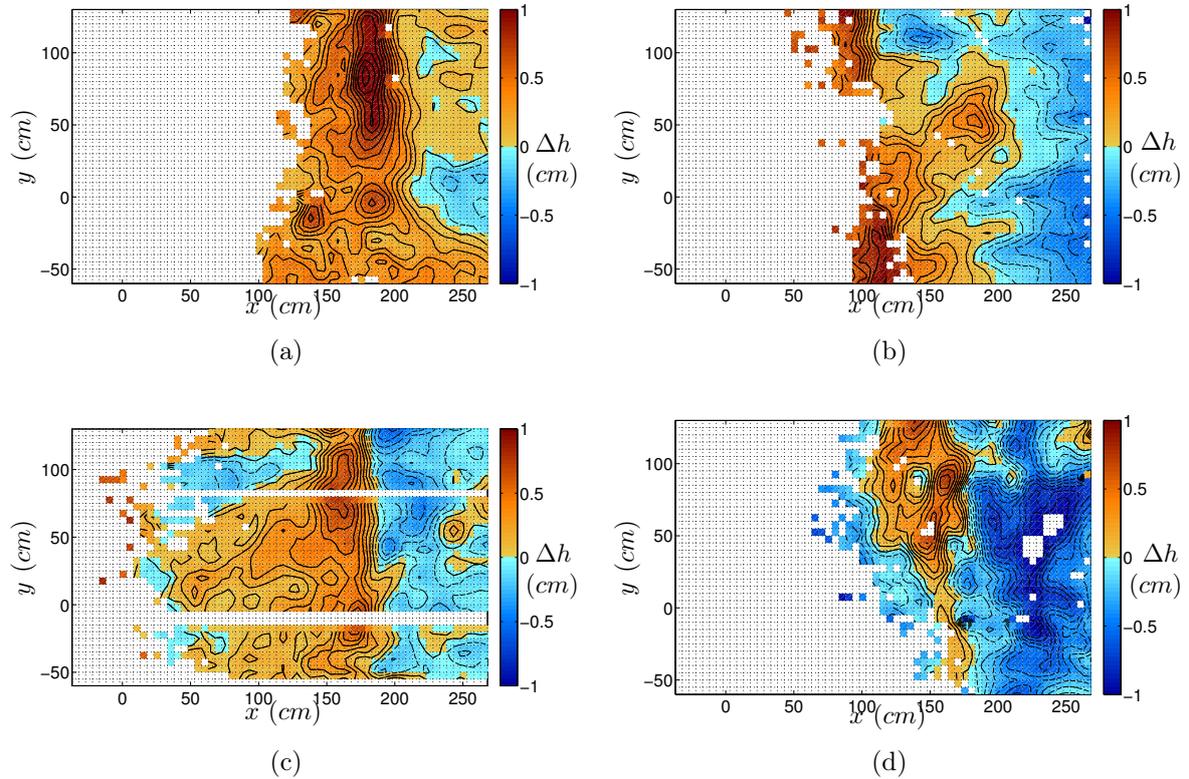


FIGURE 4.18 – $\Delta h(x, y)$ maps in the (x, y) plane for infragravity wave events, corresponding to a period of $Ti_2^{(1)} \sim 13$ s (a), $Ti_2^{(2)} \sim 20$ s (b), $Ti_1^{(3)} \sim 23$ s (c) and $Ti_2^{(5)} \sim 25$ s (d), within *TS07*.

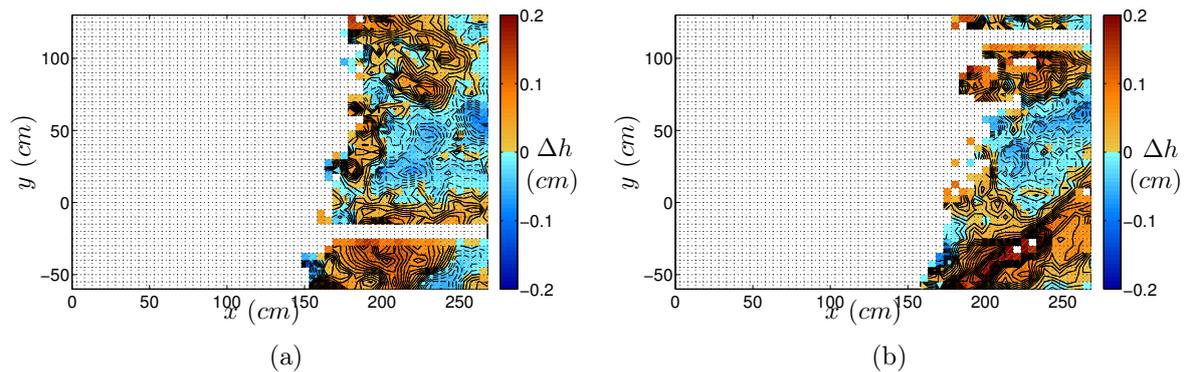


FIGURE 4.19 – Bottom evolution for the second gravity wave event in *burst 2* ($Tg_2^{(2)}$) for *TS06* (a) and *TS07* (b).

should have in mind that this area does not include the entire swash zone due to the limitation of the measurement area.

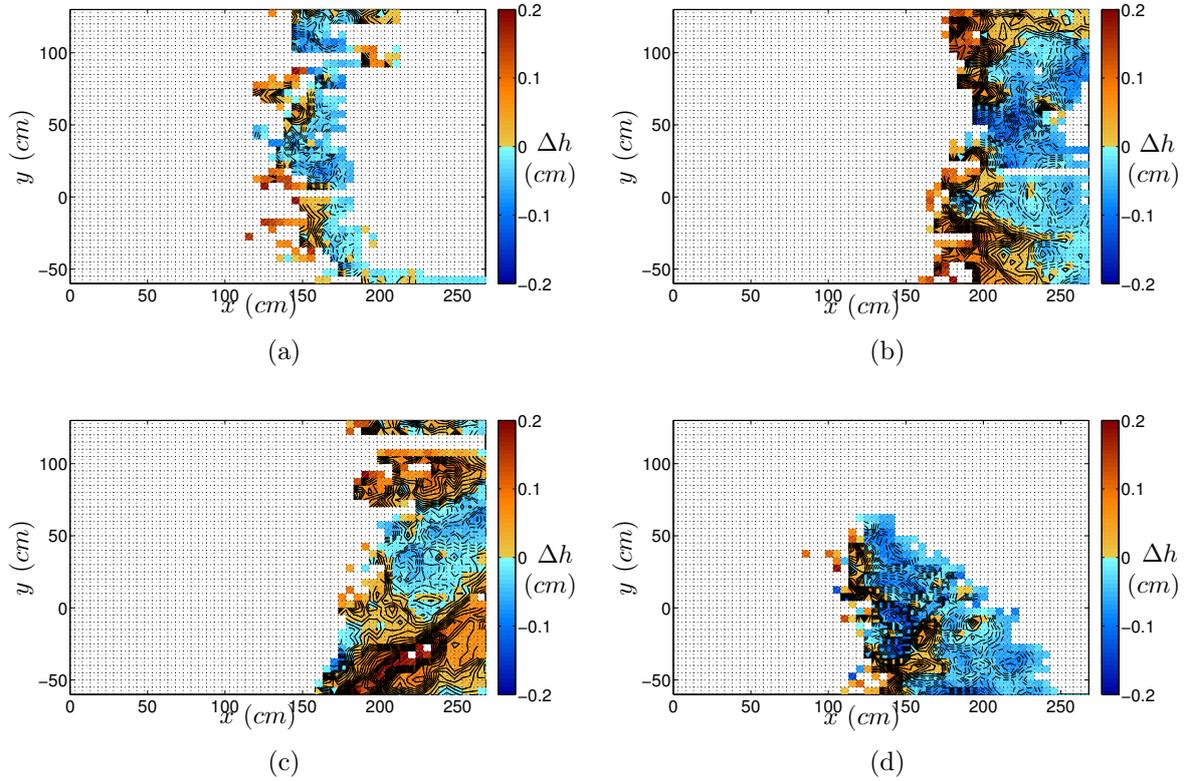


FIGURE 4.20 – Bottom evolution for various gravity wave events within $TS07$: $Tg_1^{(1)}$ (a), $Tg_1^{(2)}$ (b), $Tg_2^{(2)}$ (c) and $Tg_3^{(2)}$ (d).

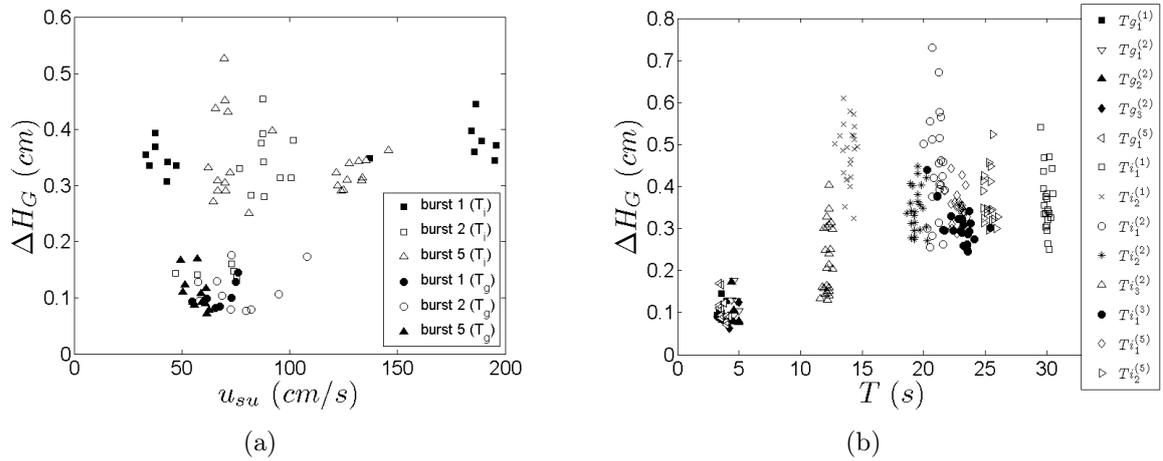


FIGURE 4.21 – ΔH_G for the different events (short waves and long waves) as a function of the initial uprush velocity $u_{su}(t_i)$ (a) and the event time duration T (b).

In Fig. 4.21 the volume of displaced sand is plotted for several gravity and infragravity events for all the time series where they are observed, as a function of either the initial

uprush velocity $u_{su}(t_i)$ or the event duration T . None of these two parameters seems to be the control parameter for the displaced sand volume. The dry event duration is however better correlated. Surprisingly the displaced sand volume is not monotonous as a function of the dry event duration and a maximum is observed for intermediate durations (Fig. 4.21(b)). This finding supports the idea of the presence of efficient short event interaction during some of the long waves events as suggested by Cáceres and Alsina (2012).

4.5 Conclusion

In this paper, the sand bed evolution in the swash zone of a 1/15 sloping beach of well-sorted sand has been investigated for an erosive random wave forcing. The experiment was conducted in a large scale wave flume and the bottom evolution has been measured at high temporal and spatial resolution by a non-intrusive and innovative stereoscopic optical technique. This technique allows an estimation of the vertical position of a steady surface with a precision of the order of the grain size. A careful post-processing of the raw data has been developed to properly distinguish dry and wet areas. The wave forcing in the experiment consists in a succession of 25 identical series of a given time series based on a JONSWAP spectrum. On the other hand, the sand bottom continuously evolves from series to series as a response of the wave forcing.

Measurements in swash area have shown that the hydrodynamic response of the system is only weakly dependent on the time series, i.e. on the wave forcing except the overall onshore shift of the shoreline position due to the global erosion of the beach. Within a time series, the shoreline motion exhibits at least two time-scales (i) at the peak frequency of the wave forcing spectrum (gravity waves) and (ii) at lower frequencies (infragravity waves) due to both seiche modes of the basin and edge waves non-linearly generated by the wave grouping.

The bottom shear stress for the gravity waves events has been estimated from an equilibrium model of the waterfront dynamics on the basis of the waterfront celerity and height. A clear asymmetry between uprush and backwash (larger by a factor of 1.4) is observed, at least up to the mid experiment. In the second part of the experiment, gravity wave events tend to happen out of the measured area so only few events can be detected. However, the shear stress seems to be more symmetric which might be viewed as the signature of a convergence towards an equilibrium of the shape of the beach profile which only experiences an onshore almost constant translation.

Within a time series the swash sand-bed evolution has been analyzed first at the *burst* time scale. At this time scale the measured bed is approximated at low order as a plane. The plane parameters (angles and position) have been computed for all the time series and proved to exhibit a significant variability from *burst* to *burst* even larger than the variability during the overall experiment. This feature highlights the fact that the bed

evolution is strongly influenced by some particular hydrodynamics events which has also been observed by other investigations (Cáceres and Alsina (2012)). Moreover a transverse variability of the sand bed is observed even though smaller than the cross shore evolution.

The bed evolution has been analyzed at gravity and infragravity time scales within the *bursts*. At the infragravity time scale, the bottom evolution proved to be almost invariant along the transverse direction, whereas at gravity time scale, the evolution is clearly three-dimensional.

Despite the variability of the sand-bed evolution magnitude inside the recorded bursts, no clear evidence of a particular dramatic event has been reported. A continuous measurement of the sand-bed evolution all over the experiment would be necessary to elucidate the origin of the most dramatic bed changes.

4.6 Acknowledgements

The first author was supported by a PhD grant from DGA (Direction Générale de l'Armement, France).

The present work has been funded by the EC Hydralab-III SANDS project (contract number : 022441) and the EC Hydralab-IV WISE Project (contract number : 261520).

Chapitre 5

Cas d'un forçage bichromatique

Sommaire

5.1	Conditions expérimentales	92
5.1.1	Fonds utilisés	93
5.1.2	Conditions de houle	94
5.2	Evolution du signal de houle dans le canal	95
5.2.1	Transformation de la houle le long du canal	95
5.2.2	Caractérisation en entrée de la zone de <i>swash</i>	97
5.3	Réponse hydrodynamique de la zone de <i>swash</i>	109
5.3.1	Réponse du front d'eau de la zone de <i>swash</i>	110
5.3.2	Caractérisation de l'évolution du front d'eau de la zone de <i>swash</i>	110
5.4	Réponse morphodynamique de la zone de <i>swash</i>	129
5.4.1	Evolution du profil de plage sur la campagne expérimentale	129
5.4.2	Evolution du fond pour les expériences identiques	131
5.4.3	Evolution du fond pour les différentes expériences	136
5.5	Conclusions	161

Dans le chapitre précédent, le cas d'un forçage par une houle aléatoire érosive avait été considéré. Le modèle utilisé présente l'avantage de reproduire une certaine variabilité de la réponse dans la zone de *swash* observée dans la nature. Pourtant, malgré cette grande variabilité temporelle des caractéristiques des vagues successives qui arrivent sur la plage, ce forçage présentait une fréquence caractéristique d'onde courte quasi-constante. En revanche, nous avons pu constater l'apparition de basses fréquences le long du canal dont la période dans la réponse du trait de côte variait au cours de la campagne de mesures. Afin d'identifier les processus associés aux ondes courtes et aux ondes longues, il est donc nécessaire de simplifier le signal pour limiter les variations de période de l'onde longue. Nous avons donc décidé d'utiliser un forçage bichromatique nous permettant de générer des fréquences d'entrée contrôlées et un signal de haute et de basse fréquence connu. Ce forçage est caractérisé par quatre paramètres à savoir deux amplitudes (a_1 , a_2) et deux périodes (T_1 , T_2). Nous allons donc étudier la réponse morphologique dans la zone de *swash*, à différents forçages bichromatiques, en fonction des quatre paramètres d'entrée

contrôlés (a_1, a_2, T_1, T_2) que nous allons faire varier. Ici, l'évolution du fond dans la zone de *swash* est supposée être contrôlée par le forçage hydrodynamique entrant dans la zone de *swash*. Ce forçage hydrodynamique en entrée de la zone de *swash* est déterminé par le forçage connu du batteur, par l'interaction avec le fond à barre, similaire au premier ordre entre les expériences et par la dynamique non linéaire des ondes. Ainsi, dans ce chapitre, nous présenterons tout d'abord les conditions expérimentales utilisées lors de la campagne de mesures, à savoir la bathymétrie et les conditions de forçage (Partie 5.1), puis nous analyserons les transformations subies, le long du canal, par le signal de houle forcé par le batteur jusqu'à la zone de *swash* ainsi que les caractéristiques hydrodynamiques mesurées en entrée de cette zone (Partie 5.2). Nous caractériserons ensuite l'hydrodynamique mesurée dans la zone de *swash* (Partie 5.3) et enfin nous analyserons l'évolution morphologique qui en découle (Partie 5.4).

5.1 Conditions expérimentales

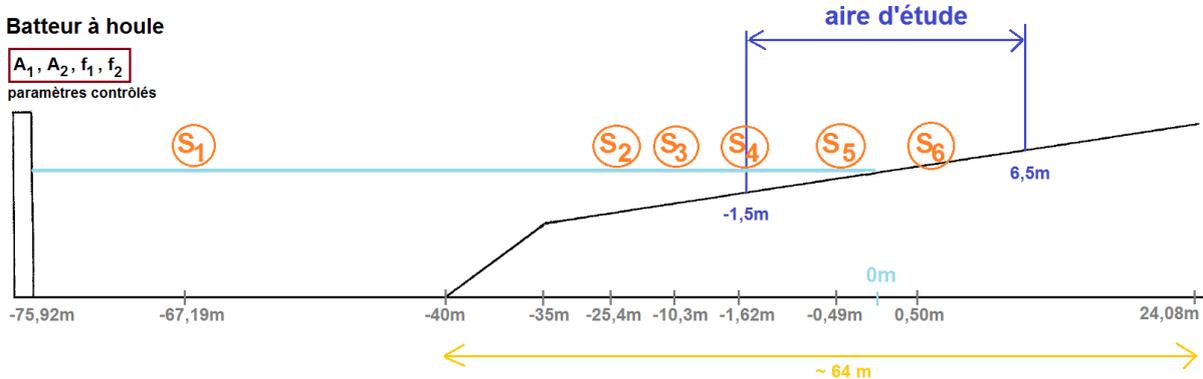


FIGURE 5.1 – Schéma du canal à houle CIEM dans le cas de la campagne WISE.

Dans cette partie les différentes conditions de fonds (bathymétrie) considérées pour les deux séries de mesures effectuées lors de la campagne sont présentées. Nous présenterons également les conditions de houle qui seront analysées par la suite. Lors de cette campagne de mesures, tout comme dans celle de SANDS, nous avons en plus des données stéréoscopiques eu accès aux données d'autres dispositifs de mesures positionnés le long du canal (Figure 5.1). En particulier, les données de trois sondes résistives (S_1 à S_3) et de trois sondes capacitatives (S_4 à S_6) réparties dans le canal à houle dans l'aire d'étude et en amont de celle-ci seront analysées. Ces sondes déployées le long du canal permettent une mesure temporelle de l'élévation de la hauteur d'eau.

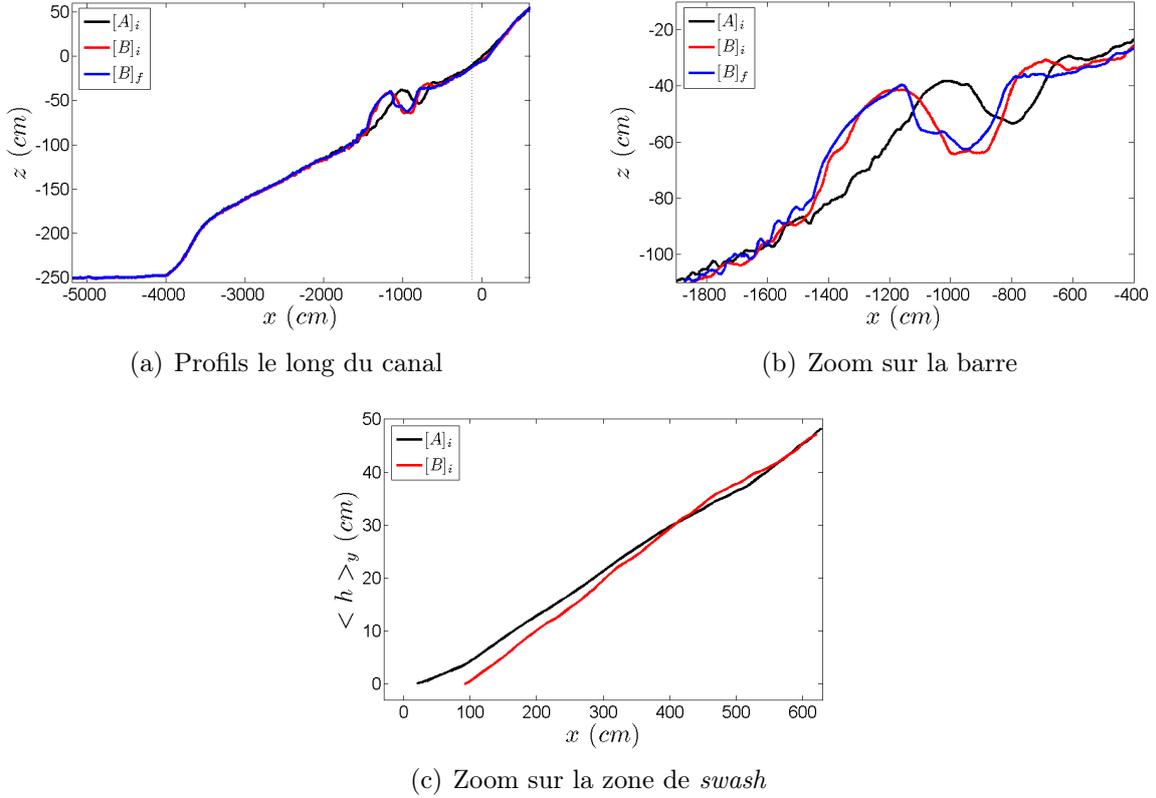


FIGURE 5.2 – Profils du fond sableux mesurés en utilisant un profileur mécanique ((a) et (b)) et par la méthode stéréoscopique ((c), zone à droite de la ligne pointillée de (a)). Cette figure illustre le profil de plage initial $[A]_i$ précédant la première expérience de la Série A, le profil de plage $[B]_i$ mesuré juste avant les expériences de la Série B et enfin le profil de plage final après la Série B ($[B]_f$).

5.1.1 Fonds utilisés

Nous considérons ici le cas d'une plage à barre. Les deux séries ont été réalisées sur deux fonds initiaux différents. La Série A s'est déroulée sur le profil de plage initial $[A]_i$, tandis que la Série B s'est déroulée sur le profil de plage initial $[B]_i$ (Figures 5.2(a) et 5.2(c)). Sur les figures 5.2(a) et 5.2(b), il est également possible d'observer l'évolution du profil de plage de la Série B entre son état initial $[B]_i$ et son état final $[B]_f$.

Sur la figure 5.2(a), nous observons le déplacement de la barre entre les profils de plage $[A]_i$ et $[B]_i$. Entre ces deux profils, le sommet de cette barre se déplace significativement, de $x = -10,30$ m à $x = -12$ m et semble alors se stabiliser (presque plus de variation de position entre le profil de plage $[B]_i$ et le profil de plage final de la Série B $[B]_f$, Figure 5.2(b)). Le déplacement de la barre entre $[A]_i$ et $[B]_i$ peut alors modifier la transformation de la houle dans la zone de *surf* et donc de *swash*. Dans les deux séries, le profil de plage dans la zone de *swash* (Figure 5.2(c)) varie sensiblement avec une pente du bas de *swash* de l'ordre de $\frac{1}{13}$ ($[A]_i$) et de $\frac{1}{11}$ ($[B]_i$). La réponse de cas de forçages

similaires pourra être comparée sur ces différents profils.

5.1.2 Conditions de houle

Groupes	Paramètres		Exp	Onde courte 1		Onde courte 2	
	fixes	variables		a_1 (m)	T_1 (s)	a_2 (m)	T_2 (s)
I	$a_1 = a_2 = a, T_1, T_2$	a	EX01 _A	0,20	3,5	0,20	4
			EX02 _A	0,15		0,15	
			EX02 _B				
			EX03 _A	0,10		0,10	
II _a	$a_1 = a_2, T_2$	T_1	EX09 _A	0,15	3,7	0,15	4
			EX09 _B				
			EX02 _A		3,5		
			EX02 _B		3,34		
			EX04 _A		3,3		
			EX10 _B		3		
			EX05 _A				
EX05 _B							
II _b	$a_1 = a_2$	T_1, T_2	EX02 _A	0,15	3,5	0,15	4
			EX02 _B		2,5		3,5
			EX08 _A				
II _c	$a_1 \neq a_2$	T_1, T_2	EX12 _B	0,15	3	0,10	4
			EX11 _B		3,5		4,5
III _a	T_1, T_2	a_1, a_2	EX02 _A	0,15	3,5	0,15	4
			EX02 _B	0,16		0,12	
			EX06 _A	0,12		0,16	
			EX07 _A				
III _b	a_1, T_1, T_2	a_2	EX05 _A	0,15	3	0,15	4
			EX05 _B			0,10	
			EX12 _B				

TABLE 5.1 – Classement des différentes expériences par groupes (Tableau 3.1). Les paramètres qui varient dans chaque groupe sont représentés en gras.

Les différentes conditions de forçage bichromatique sont rappelées dans le tableau 5.1. Il y a 12 conditions de houle distinctes (neuf dans la Série A, six dans la Série B) réparties en deux séries de mesures effectuées sur des fonds initiaux différents. Trois conditions de houle (EX02, EX05, EX09) ont été reproduites pour les deux séries. Ces trois doublets d'expériences vont donner des éléments de réponse sur l'effet éventuel du fond, qui est le paramètre non "contrôlable" dans cette étude.

Afin d'identifier des dynamiques comparables au cas du forçage aléatoire, les caractéristiques du forçage bichromatique sont choisies telles que la période d'onde courte soit proche de $T_p = 4,14$ s et la période caractéristique des paquets d'ondes du forçage bichromatique δT est choisie voisine des périodes obtenues avec le forçage aléatoire (Ta-

bleau 5.1).

Trois groupes (I, II et III) ont été distingués pour classifier les différents forçages (Tableau 5.1). Le groupe I permet d'évaluer l'influence de l'amplitude des ondes incidentes, dans le cas où celles-ci ont la même amplitude, tous les autres paramètres étant fixés. Le groupe II permet d'analyser l'influence de la période du groupe de vagues δT en fixant $a_1 = a_2$ et en faisant varier T_1 (II_a), ou T_1 et T_2 (II_b, remarque¹) et dans le cas $a_1 \neq a_2$ (II_c). Enfin, le groupe III permet d'évaluer l'influence des amplitudes relatives a_1 et a_2 en faisant varier a_1 et a_2 (III_a) ou en fixant a_1 et en faisant varier a_2 (III_b).

5.2 Evolution du signal de houle dans le canal

Dans cette partie, nous souhaitons déterminer les éléments permettant de caractériser la transformation de la houle entre le batteur et la zone de *swash*. Il s'agit ainsi de mieux caractériser la réponse du système au forçage. Cette analyse est menée par une étude en fréquence des données issues des 6 sondes S₁-S₆.

5.2.1 Transformation de la houle le long du canal

La réponse fréquentielle du signal bichromatique forcé par le batteur à houle est analysée ici par une décomposition de Fourier (Annexe B). Les densités spectrales de puissance sont calculées pour des séries temporelles de positions du niveau d'eau à partir des mesures des sondes résistives et capacitives placées le long du canal (Figure 5.1). Nous présentons ici les expériences EX05_A et EX05_B pour illustrer la démarche adoptée (Figure 5.3). Mais les résultats de l'analyse effectuée ici dans ces cas particuliers s'appliquent également aux autres expériences.

La figure 5.3 illustre la densité spectrale de puissance (notée *PSD* pour *Power Spectral Density*) aux positions S₁ à S₆ pour les expériences EX05_A et EX05_B. Nous pouvons tout d'abord remarquer que l'allure des densités spectrales pour les différentes fréquences est quasi-identique entre les deux expériences. L'influence du fond ($[A]_i$ vs $[B]_i$) semble donc faible sur la dynamique considérée. Au large, dans le cas de la sonde la plus proche du batteur à houle (sonde S₁, Figure 5.3(a)), nous observons deux pics aux deux fréquences (f_1 et f_2) imposées par le forçage. Bien que dans le signal d'entrée les deux composantes aient la même amplitude ($a_1 = a_2 = 15$ cm), nous remarquons ici que l'amplitude de la densité spectrale pour f_2 est légèrement plus grande que celle pour f_1 indiquant déjà une évolution du signal du batteur à la sonde S₁. En observant l'évolution spatiale des amplitudes le long du canal de ces fréquences fondamentales (f_1 , f_2), nous constatons que

1. Il est à noter que pour le groupe II_b, une des ondes courtes forcée est la même d'une expérience à l'autre. Ici, la notation est telle que $T_1 < T_2$, cette onde similaire correspond à (a_1 , T_1) pour EX02 et (a_2 , T_2) pour EX08_A.

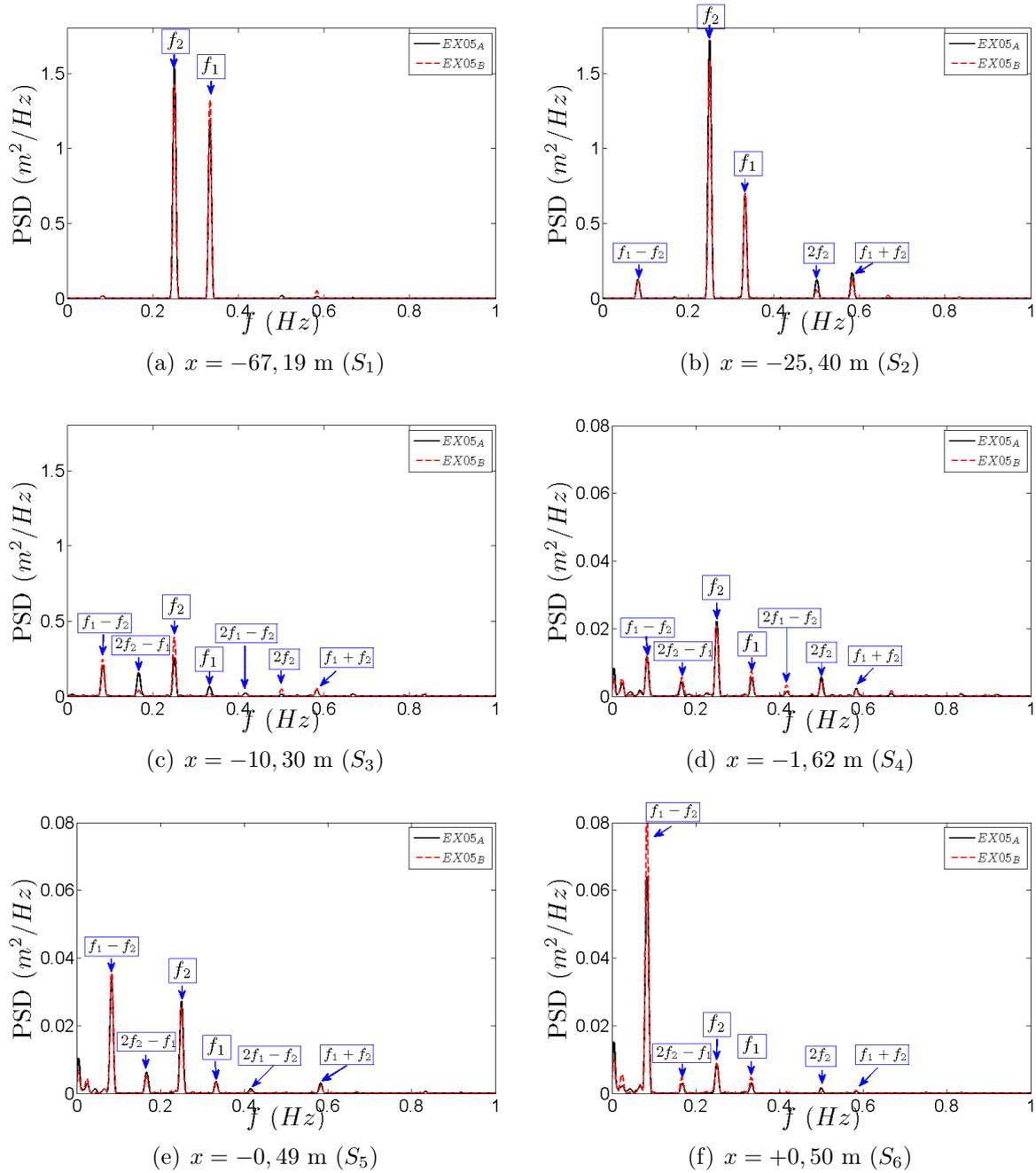


FIGURE 5.3 – Densités spectrales de puissance mesurées en différentes positions dans la canal à houle pour $EX05_A$ (ligne noire continue) et $EX05_B$ (ligne rouge pointillée), $f_1 = 0,33 \text{ Hz}$ et $f_2 = 0,25 \text{ Hz}$. Le déferlement des vagues dans le canal se produit entre (b) et (c) ($x \sim -12 \text{ m}$). Remarque : il y a un changement d'échelle verticale à partir de (d) pour une meilleure lisibilité.

celles-ci sont sensiblement altérées au fur et à mesure de la propagation du signal dans le canal mais qu'une partie de l'énergie reste dans un domaine de fréquence qui est de l'ordre de ces fréquences fondamentales. De plus, la densité spectrale pour la fréquence

f_2 est supérieure à celle pour f_1 le long du canal et la différence de densité spectrale entre ces deux ondes tend à s'amplifier. Lorsque l'on s'éloigne du batteur à houle, nous constatons l'apparition de nouvelles valeurs de fréquences plus hautes et plus basses que les fréquences fondamentales. Ces fréquences résultent d'interactions non-linéaires entre les modes libres (f_1 et f_2) qui induisent des transferts d'énergie entre les différentes composantes de l'onde. Celles-ci produisent des sous-harmoniques et des super-harmoniques (Levacher (2002)).

Les amplitudes des différentes fréquences évoluent le long du canal, avec notamment une diminution subite observée en figure 5.3(c). Cette chute brutale des valeurs d'amplitude a lieu au passage de la barre ($x \sim -12$ m, §5.1.1), et provient de la dissipation due au déferlement. Au-delà du point de déferlement, nous observons une plus grande énergie pour les plus basses fréquences ($f \sim f_1 - f_2$) que pour les hautes fréquences.

Parmi les fréquences apparaissant dans le signal, nous pouvons notamment constater l'apparition de pics pour les hautes fréquences en $2f_1 - f_2$, en $2f_2$ (première harmonique de f_2), en $f_1 + f_2$ et dans certains cas en $2f_1$ (première harmonique de f_1). De même, pour les basses fréquences, on note l'apparition de pics en $f_1 - f_2$ et en $2f_2 - f_1$. Ces différentes fréquences ont déjà été observées par Boudet and Cointe (1991), par exemple, qui ont mené des expériences avec des signaux de houle bichromatiques en bassin. Lorsque l'on considère la coexistence de deux houles régulières (f_1, f_2), les ondes de second ordre associées apparaissent aux fréquences $f_1 - f_2$ et $f_1 + f_2$. Il est également possible, dans certains cas, d'observer l'apparition d'interactions de "troisième ordre", mettant ainsi en évidence le développement d'une troisième composante de fréquence $2f_1 - f_2$ et, symétriquement, $2f_2 - f_1$.

Dans la suite, ce sont les basses fréquences qui vont plus particulièrement nous intéresser, car elles correspondent au domaine fréquentiel qui présente le plus d'énergie dans la zone de *swash* (Figures 5.3(d) à 5.3(f)). Nous distinguerons donc trois "domaines" fréquentiels : le domaine des basses fréquences ($f < f_2$), le domaine des fréquences fondamentales ($f \in [f_2, f_1]$) et le domaine des hautes fréquences ($f > f_1$).

5.2.2 Caractérisation en entrée de la zone de *swash*

Nous allons ici analyser la signature fréquentielle des vagues mesurée en entrée de la zone de *swash*. Nous analyserons tout d'abord le contenu fréquentiel du signal en terme d'amplitude du module de la FFT afin de pouvoir par la suite ne tracer que l'évolution de l'amplitude de certaines fréquences (celles dont l'amplitude est la plus forte en entrée de la zone de *swash*) en fonction des paramètres qui varient dans les différents groupes. Nous montrerons également l'évolution spatiale le long du canal de l'amplitude de la basse fréquence prédominante dans la zone de *swash* dans le cas des groupes I et II_a.

a) Signature fréquentielle des différentes conditions bichromatiques

Le module de la transformée de Fourier est calculé dans le cas de la sonde S_5 qui se trouve en entrée de la zone de *swash* ($x = -0,49$ m, Figure 5.1). Cette fois-ci nous nous intéressons à l'amplitude du module (notée \hat{A}) de la transformée de Fourier associée à chaque fréquence observée précédemment (§5.2.1). Le signal fréquentiel observé étant relativement piqué, nous supposons que l'amplitude $\hat{A}(f)$ concentre l'information nécessaire pour chaque fréquence f .

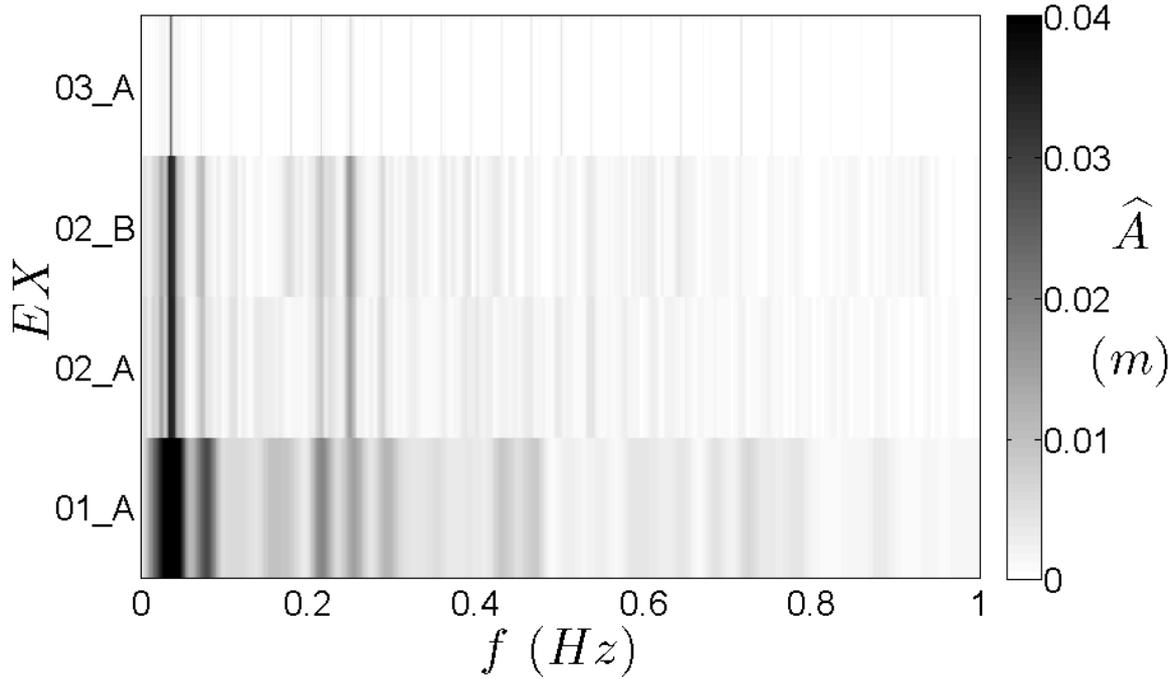
Dans la suite, nous présenterons pour chaque groupe l'amplitude \hat{A} en niveau de gris dans l'espace des paramètres (f, EX) , où EX labélise le numéro d'expérience (Figures 5.4, 5.6, 5.8, 5.9, 5.10 et 5.12 pour les groupes I, II_a, II_b, II_c, III_a et III_b respectivement). Pour chacun de ces groupes, nous distinguons sept valeurs de fréquences présentant des valeurs d'amplitude significatives dans le domaine des basses fréquences ($f_1 - f_2$, $2(f_1 - f_2)$, $2f_2 - f_1$), dans le domaine des fréquences fondamentales (f_2 , f_1) et enfin dans le domaine des hautes fréquences ($2f_2$ et $f_1 + f_2$) (Tableau 5.2), afin de caractériser les évolutions de l'amplitude \hat{A} en fonction des paramètres variables associés à chaque groupe. Nous laisserons de côté pour cette analyse le cas des groupes II_b et II_c, pour lesquels les paramètres variables sont trop nombreux.

Notons dans un premier temps que l'allure de $2f_2$ est semblable à celle de l'évolution de sa fréquence fondamentale f_2 et ne sera donc pas présentée par soucis de clarté. Ainsi, pour résumer, les valeurs \hat{A} des fréquences dominantes dans la zone de *swash* sont présentées en fonction de l'amplitude (a , Figure 5.5 pour le groupe I), de $\Delta T = T_2 - T_1$ (Figure 5.7 pour le groupe II_a), de l'amplitude relative $a_1 - a_2$ (Figure 5.11 pour le groupe III_a) et de a_2 (Figure 5.13 pour le groupe III_b). Dans le cas des expériences avec un forçage identique nous prenons la moyenne des valeurs obtenues pour les Séries A et B, en supposant ainsi que l'influence du fond reste faible par rapport aux variations des paramètres de forçage. Ce dernier point sera discuté au regard des observations des figures 5.4, 5.6, 5.8, 5.9, 5.10 et 5.12.

Notons tout d'abord et avant analyse que les durées des expériences n'étant pas forcément similaires, les spectres peuvent sembler plus ou moins piqués sur les figures 5.4, 5.6, 5.8, 5.9, 5.10 et 5.12. Ceci n'est qu'un artéfact lié à l'échantillonnage en fréquence associé à la durée de l'expérience et ne doit pas être considéré pour l'analyse qui suit.

Concernant le groupe I (Figure 5.4), les différentes expériences présentent la même signature spectrale, c'est-à-dire le même contenu fréquentiel. Entre les deux expériences identiques EX02_A et EX02_B, nous observons essentiellement le même comportement malgré l'évolution significative du fond entre les deux expériences. En comparant toutes les expériences entre elles, nous constatons que la diminution d'amplitude du signal d'entrée a engendre une diminution des valeurs de \hat{A} relevées. Lorsque l'on trace à présent l'évolution des valeurs des amplitudes pour les fréquences prédominantes en fonction de a (Figure 5.5), nous remarquons en effet que les amplitudes décroissent majoritairement

Gpes	Exp	Onde courte 1		Onde courte 2		Fréquences (Hz)						
		a_1 (m)	f_1 (Hz)	a_2 (m)	f_2 (Hz)	$f_1 - f_2$	$2(f_1 - f_2)$	$2f_2 - f_1$	f_2	f_1	$2f_2$	$f_1 + f_2$
I	EX01 _A	0,20		0,20		0,0357	0,0714	0,2143	0,2500	0,2857	0,5000	0,5357
	EX02 _A	0,15	0,29	0,15	0,25	0,0357	0,0714	0,2143	0,2500	0,2857	0,5000	0,5357
	EX02 _B	0,15		0,15		0,0357	0,0714	0,2143	0,2500	0,2857	0,5000	0,5357
	EX03 _A	0,10		0,10		0,0357	0,0714	0,2143	0,2500	0,2857	0,5000	0,5357
II _a	EX09 _A		0,27			0,0203	0,0405	0,2297	0,2500	0,2703	0,5000	0,5203
	EX09 _B					0,0203	0,0405	0,2297	0,2500	0,2703	0,5000	0,5203
	EX02 _A		0,29			0,0357	0,0714	0,2143	0,2500	0,2857	0,5000	0,5357
	EX02 _B					0,0357	0,0714	0,2143	0,2500	0,2857	0,5000	0,5357
	EX04 _A	0,15	0,299	0,15	0,25	0,0494	0,0990	0,2006	0,2500	0,2990	0,5000	0,5490
	EX10 _B		0,303			0,0530	0,1060	0,1969	0,2500	0,3030	0,5000	0,5530
EX05 _A			0,33			0,0833	0,1667	0,1667	0,2500	0,3333	0,5000	0,5833
	EX05 _B					0,0833	0,1667	0,1667	0,2500	0,3333	0,5000	0,5833
II _b	EX02 _A	0,15	0,29	0,15	0,25	0,0357	0,0714	0,2143	0,2500	0,2857	0,5000	0,5357
	EX02 _B					0,0357	0,0714	0,2143	0,2500	0,2857	0,5000	0,5357
EX08 _A			0,4		0,29	0,1143	0,2286	0,1714	0,2857	0,4000	0,5711	0,6857
	EX12 _B	0,15	0,33	0,10	0,25	0,0833	0,1667	0,1667	0,2500	0,3333	0,5000	0,5833
II _c	EX11 _B		0,29		0,22	0,0635	0,1270	0,1587	0,2222	0,2857	0,4448	0,5079
III _a	EX02 _A	0,15		0,15		0,0357	0,0714	0,2143	0,2500	0,2857	0,5000	0,5357
	EX02 _B	0,16	0,29	0,12	0,25	0,0357	0,0714	0,2143	0,2500	0,2857	0,5000	0,5357
	EX06 _A	0,16		0,12		0,0357	0,0714	0,2143	0,2500	0,2857	0,5000	0,5357
	EX07 _A	0,12		0,16		0,0357	0,0714	0,2143	0,2500	0,2857	0,5000	0,5357
III _b	EX05 _A	0,15	0,33	0,15	0,25	0,0833	0,1667	0,1667	0,2500	0,3333	0,5000	0,5833
	EX05 _B					0,0833	0,1667	0,1667	0,2500	0,3333	0,5000	0,5833
	EX12 _B			0,10		0,0833	0,1667	0,1667	0,2500	0,3333	0,5000	0,5833

TABLE 5.2 – Valeurs des fréquences prédominantes en entrée de la zone de *swash* (en Hz).FIGURE 5.4 – Amplitude \hat{A} dans l'espace (f, EX) , dans le cas du groupe d'expériences I. EX correspond au label de l'expérience considérée.

avec a dans la gamme de forçage considérée ici. Pourtant, certaines amplitudes ne suivent pas cette tendance. En particulier, $\hat{A}(f_2)$ ne semble pas varier significativement avec a contrairement à l'autre fréquence fondamentale f_1 . Dans le domaine des basses fréquences, $\hat{A}(f_1 - f_2)$, $\hat{A}(2(f_1 - f_2))$ et $\hat{A}(2f_2 - f_1)$ augmentent avec l'augmentation de la valeur de a . Dans le domaine des hautes fréquences, $\hat{A}(f_1 + f_2)$ ne semble pas varier significativement avec a .

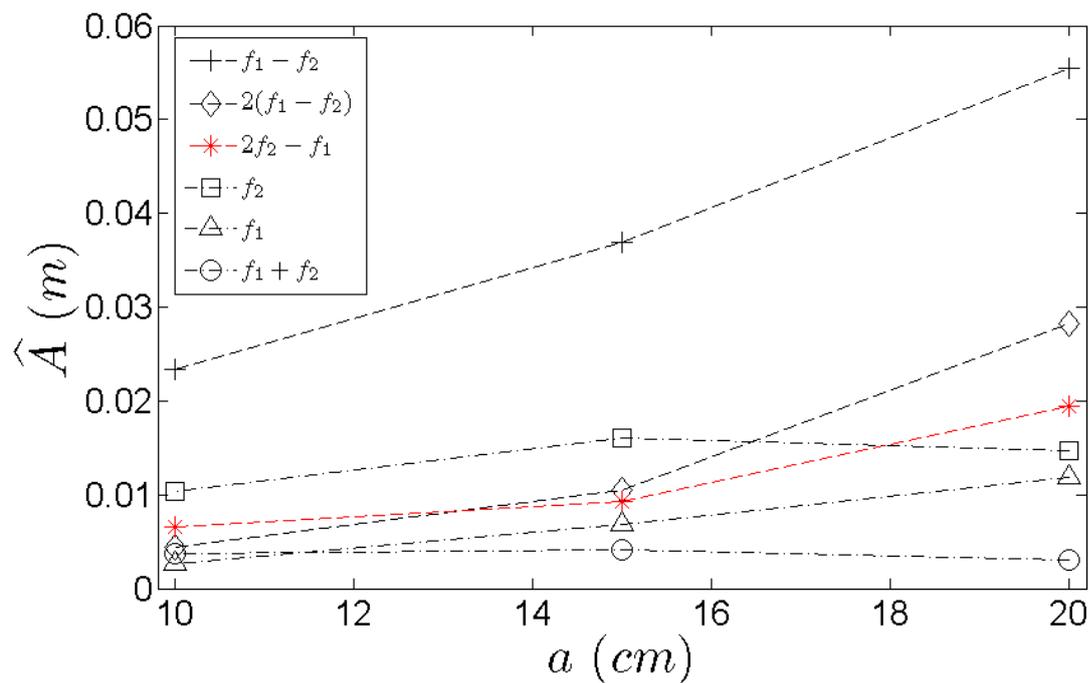


FIGURE 5.5 – Etude de l'influence de a sur les valeurs des amplitudes des fréquences prédominantes dans la zone de *swash*, dans le cas du groupe d'expériences I.

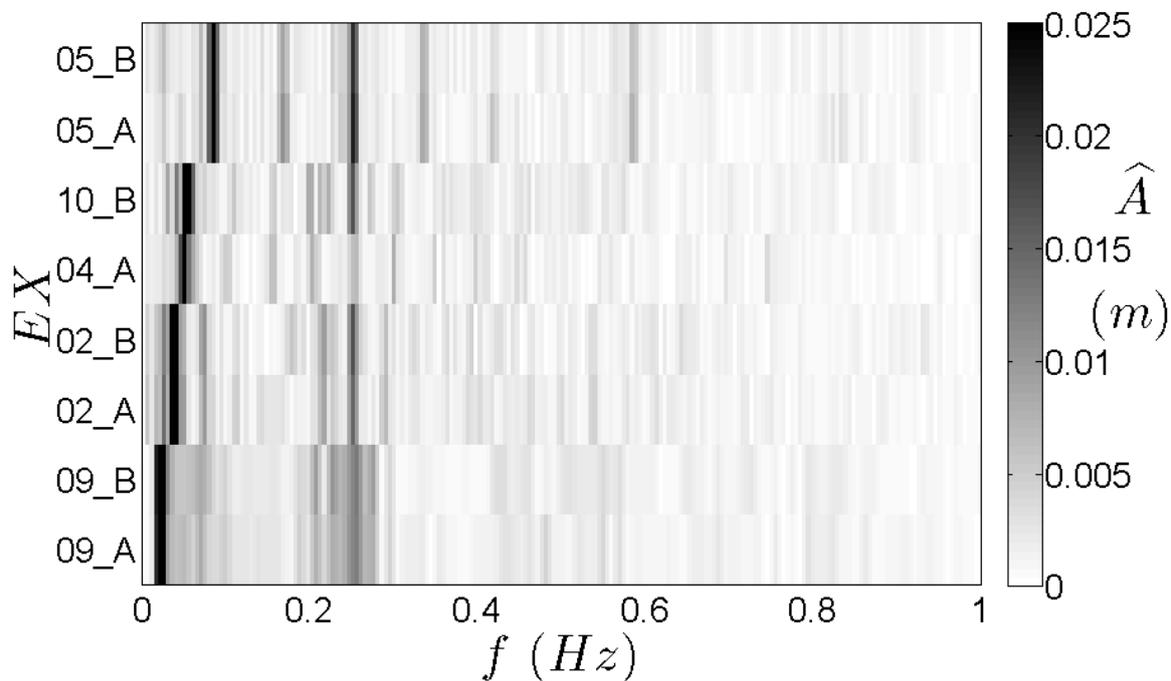


FIGURE 5.6 – Amplitude \hat{A} dans l'espace (f, EX) , dans le cas du groupe d'expériences II_a .

Concernant le groupe II_a (Figure 5.6), dans le cas des expériences identiques (EX02, EX05 et EX09) le comportement est qualitativement le même entre les Séries A et B en

terme de signature spectrale et d'amplitudes relatives. Nous notons donc encore une fois une faible influence du fond local sur la réponse au premier ordre de l'hydrodynamique dans la zone de *swash*. Les expériences EX04_A et EX10_B présentent des caractéristiques très proches ($f_1(\text{EX10}_B) - f_1(\text{EX04}_A) = 0,004$ Hz très faible). Cependant, ces deux expériences présentent une signature spectrale assez différente. Nous notons d'ailleurs ici le comportement singulier de l'expérience EX04_A par rapport aux autres expériences du groupe II_a. Dans ce cas-là, nous observons des valeurs d'amplitude différentes des expériences EX02_B et EX10_B qui l'entourent. Ce comportement singulier sera discuté plus en détails par la suite.

Nous pouvons également noter l'allure spécifique du signal fréquentiel des expériences EX05_A/EX05_B qui présente une répartition de ses pics de fréquence bien régulière. Ces expériences présentent ainsi ce que nous nommerons une équi-répartition de leurs pics de fréquences sur le domaine f . Dans le cas des expériences EX05_A/EX05_B, nous sommes également en présence de cas résonants. La résonance est définie ici par l'existence de la superposition de certaines valeurs de fréquences qui sont confondues, comme c'est notamment le cas de la valeur de la fréquence $2(f_1 - f_2)$ qui est identique à celle de la fréquence $2f_2 - f_1$ pour EX05_A/EX05_B.

Lorsque l'on s'intéresse à présent plus particulièrement à l'évolution des valeurs des amplitudes pour les fréquences prédominantes avec ΔT (Figure 5.7), nous notons que l'amplitude $\hat{A}(f_1)$ ne semble pas varier significativement avec la valeur de $\Delta T = T_2 - T_1$, tandis que $\hat{A}(f_2)$ présente un minimum localisé à $\Delta T = 0,66$ s (cas EX04_A). Dans le domaine des basses fréquences, l'allure d'évolution de $\hat{A}(f_1 - f_2)$ en fonction de ΔT présente deux tendances de part et d'autre de $\Delta T = 0,66$ s (cas EX04_A), cette amplitude est quasiment constante sur l'intervalle $\Delta T \in [0,3 \text{ } 0,5]$ s (cas EX09 et EX02), augmente brusquement en $\Delta T = 0,66$ s, puis diminue à partir de $\Delta T = 0,7$ s (EX07_A). Les amplitudes associées aux autres basses fréquences ($f = 2(f_1 - f_2)$ et $f = 2f_2 - f_1$) et à la haute fréquence ($f = f_1 + f_2$) ne semblent pas varier significativement dans l'intervalle de ΔT considéré ici. Nous noterons enfin le caractère bien particulier pour $\Delta T = 0,66$ s où, en outre des variations de $\hat{A}(f_2)$ et $\hat{A}(f_1 - f_2)$ déjà notées, les amplitudes associées aux deux fréquences fondamentales et à la fréquence $2f_2 - f_1$ sont égales.

Concernant le groupe II_b (Figure 5.8), nous pouvons noter l'allure spécifique du signal fréquentiel de l'expérience EX08_A qui présente une équi-répartition de ses pics de fréquences sur le domaine f avec l'apparition d'un pic d'amplitude non négligeable à fréquence plus faible que $f_1 - f_2$. Notons que ce cas n'est pas résonant au sens où nous l'avons défini précédemment. Même si ce n'est pas évident sur la figure 5.8, nous notons une décroissance des amplitudes associées aux fréquences fondamentales, ainsi qu'à la basse fréquence $f_1 - f_2$, plus marquée pour EX08_A. En revanche, $\hat{A}(2(f_1 - f_2))$ et $\hat{A}(2f_2 - f_1)$, pour EX08_A sont nettement supérieures aux valeurs des fréquences correspondantes dans le cas EX02. Dans le groupe II_b, l'amplitude de forçage est la même ($a_1 = a_2 = a = cste$) pour toutes les expériences. Ainsi, ces variations non triviales obser-

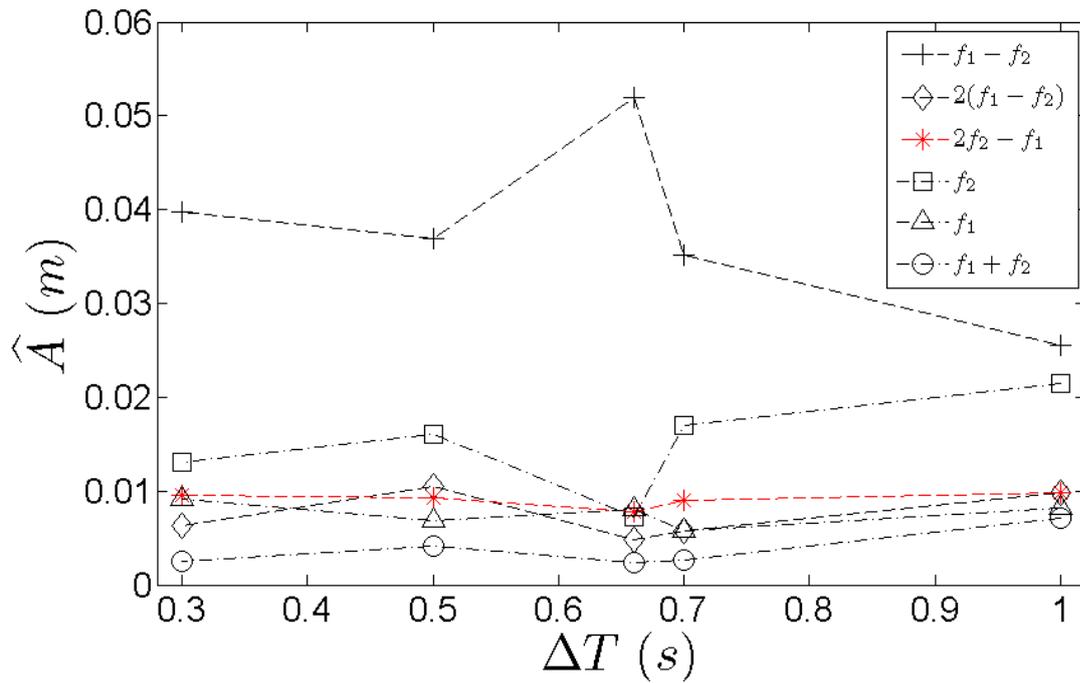


FIGURE 5.7 – Etude de l'influence de ΔT sur les valeurs des amplitudes des fréquences prédominantes dans la zone de *swash*, dans le cas du groupe d'expériences Π_a .

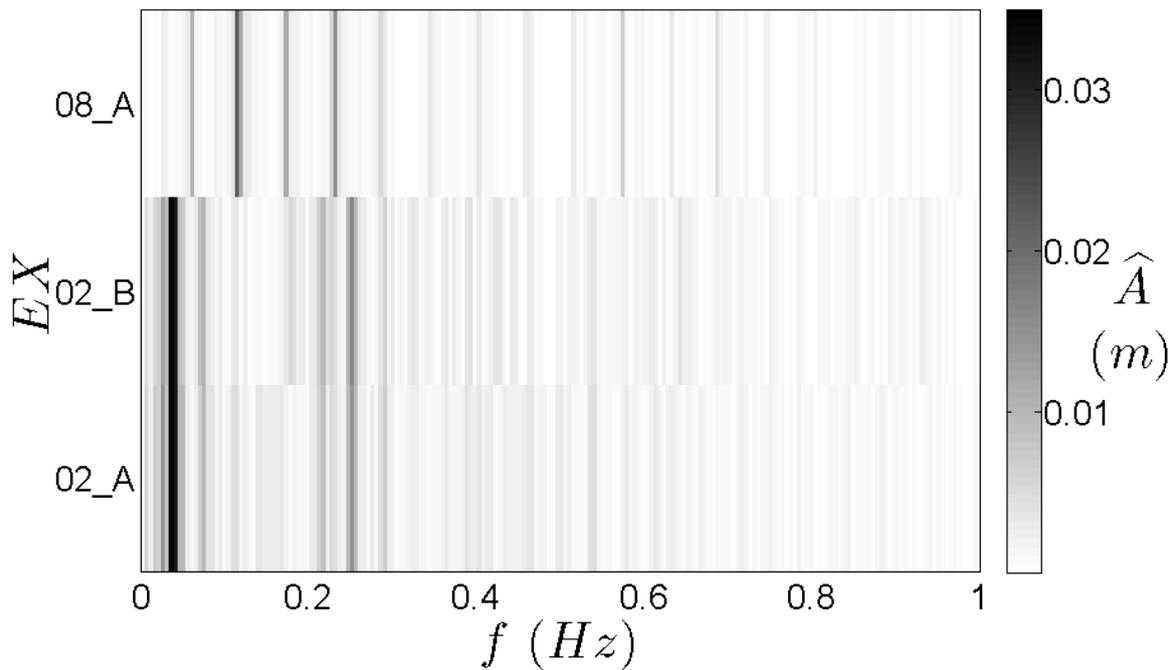


FIGURE 5.8 – Amplitude \hat{A} dans l'espace (f, EX) , dans le cas du groupe d'expériences Π_b .

vées en entrée de la zone de *swash* ne sont attribuées qu'aux variations relatives de f_1 et f_2 .

Les groupes d'expériences I, II_a et II_b mettent en évidence le rôle fondamental du paramètre de forçage Δf (groupes II_a et II_b) sur la réponse hydrodynamique dans la zone de *swash* devant une influence qui semble plus triviale de l'amplitude de forçage (groupe I) dans le cas $a_1 = a_2$ et dans la limite des paramètres de forçage considérés ici.

Les groupes suivants II_c, III_a et III_b font intervenir des combinaisons de variations plus complexes. Dans ces cas-là, la forme des spectres est similaire à ce qui a déjà été observé.

En particulier, le groupe II_c (Figure 5.9) permet de mettre en évidence l'apparition du pic de fréquence \hat{A} non négligeable de fréquence plus faible que celle de $\hat{A}(f_1 - f_2)$ déjà observée pour l'expérience EX08_A.

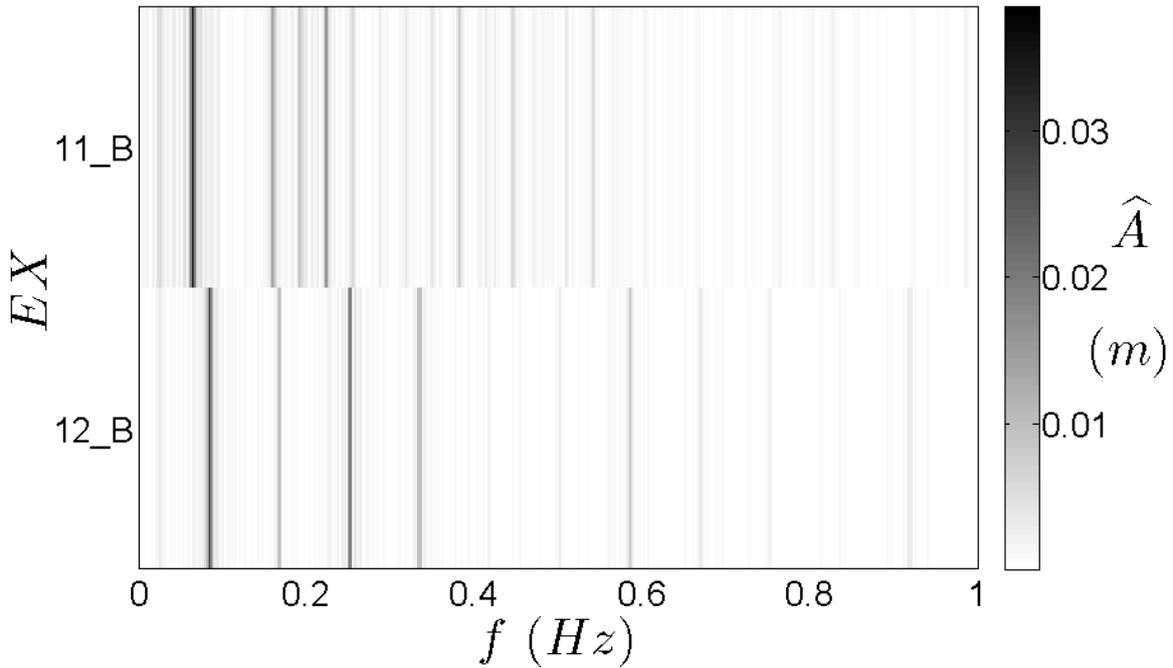


FIGURE 5.9 – Amplitude \hat{A} dans l'espace (f, EX) , dans le cas du groupe d'expériences II_c.

Concernant le groupe III_a (Figures 5.10 et 5.11), dans le cas où $a_1 = a_2$ (EX02_A/EX02_B), la réponse non linéaire à la basse fréquence $f_1 - f_2$ est plus importante que dans celui où $a_1 \neq a_2$ (EX06_A et EX07_A). Si nous comparons les deux expériences EX06_A et EX07_A, pour lesquelles les valeurs de a_1 et a_2 sont interverties, celles-ci présentent une signature spectrale assez similaire (Figure 5.10), sauf dans le cas de la fréquence fondamentale f_2 et de la haute fréquence $f_1 + f_2$.

En particulier, comme nous pouvions nous y attendre, $\hat{A}(f_2)$ décroît lorsque a_2 diminue. En revanche, l'amplitude $\hat{A}(f_1)$ ne croît pas continûment avec a_1 (Figure 5.11). De façon surprenante, cette observation est en contradiction avec les résultats du groupe I,

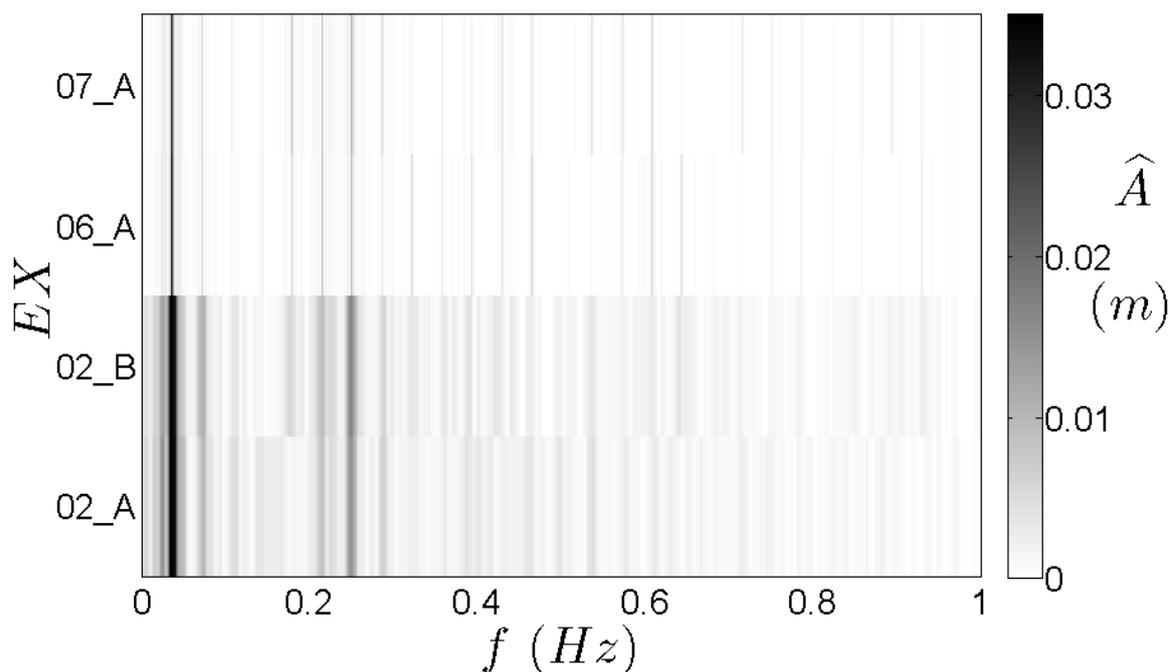


FIGURE 5.10 – Amplitude \hat{A} dans l'espace (f, EX) , dans le cas du groupe d'expériences III_a.

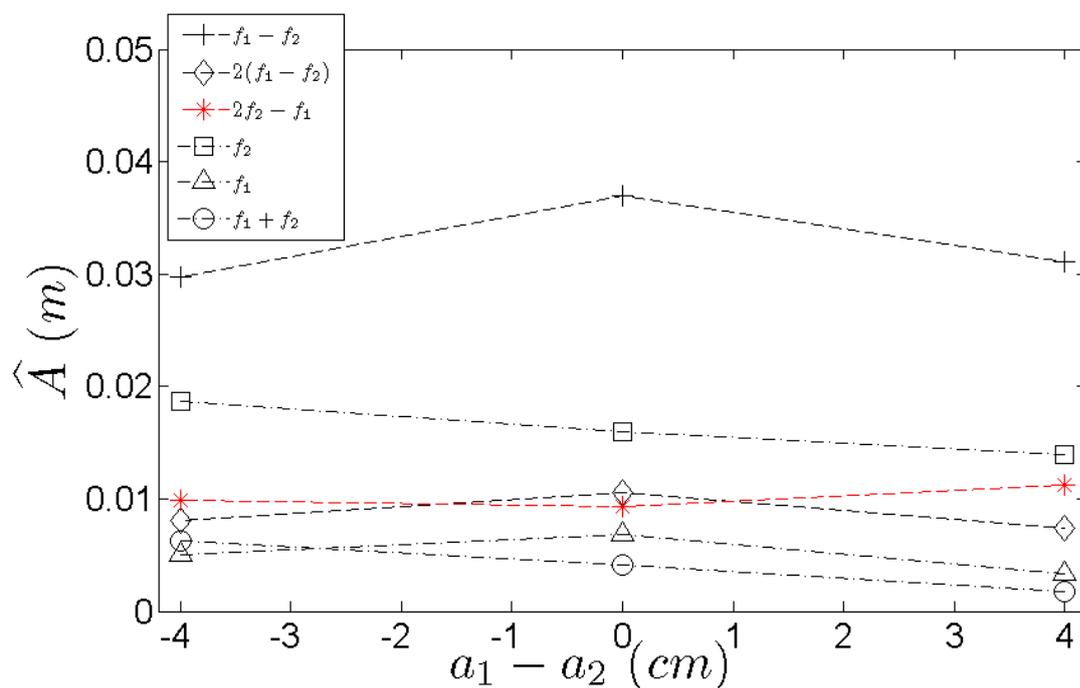


FIGURE 5.11 – Etude de l'influence des amplitudes relatives (a_1, a_2) sur les valeurs des amplitudes des fréquences prédominantes dans la zone de *wash*, dans le cas du groupe d'expériences III_a.

pour lequel $\hat{A}(f_1)$ suivait la tendance de a_1 alors que $\hat{A}(f_2)$ ne semblait pas être significativement modifiée avec a_2 , indiquant encore une fois l'influence non triviale des paramètres relatifs des ondes forcées. Il est possible que ces différences résultent de différences au déferlement des diverses ondes. Mais ce point mériterait une étude et une analyse en soit.

Enfin, pour le groupe III_b (Figure 5.12), la signature spectrale des trois expériences est pratiquement la même. Nous pouvons noter que ces expériences correspondent toutes à des cas résonants, pour lesquels les valeurs fréquentielles de certains pics de fréquences haute et basse fréquences se confondent (la valeur de la fréquence $2(f_1 - f_2)$ confondue avec la valeur de la fréquence $2f_2 - f_1$). L'intensité est légèrement différente entre les différents cas, par contre l'intensité relative est identique au sein d'un même spectre.

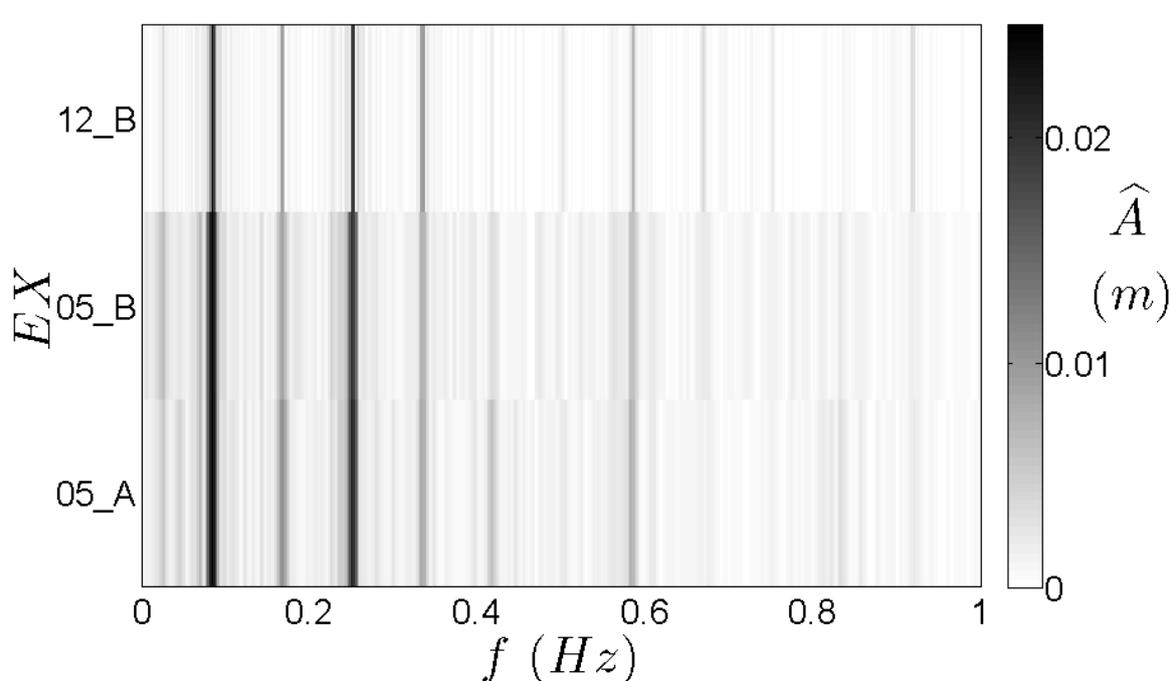


FIGURE 5.12 – Amplitude \hat{A} dans l'espace (f, EX) , dans le cas du groupe d'expériences III_b.

Les valeurs des amplitudes (Figure 5.13) confirment cette faible évolution dans ce cas de variation de forçage. Nous notons tout de suite que $\hat{A}(f_1)$ a tendance à diminuer avec a_2 (ce qui est en accord avec les remarques faites dans le cas du Groupe I) tandis que $\hat{A}(f_2)$ ne varie quasiment pas avec l'augmentation de la valeur de a_2 . Dans le domaine des basses fréquences, les amplitudes $\hat{A}(f_1 - f_2)$ et $\hat{A}(2f_2 - f_1)$ sont quasi-constantes avec a_2 . Nous avons également $\hat{A}(2(f_1 - f_2)) = \hat{A}(2f_2 - f_1)$ comme nous sommes en présence de cas résonants. Dans le domaine des hautes fréquences, $\hat{A}(f_1 + f_2)$ reste quasiment constante.

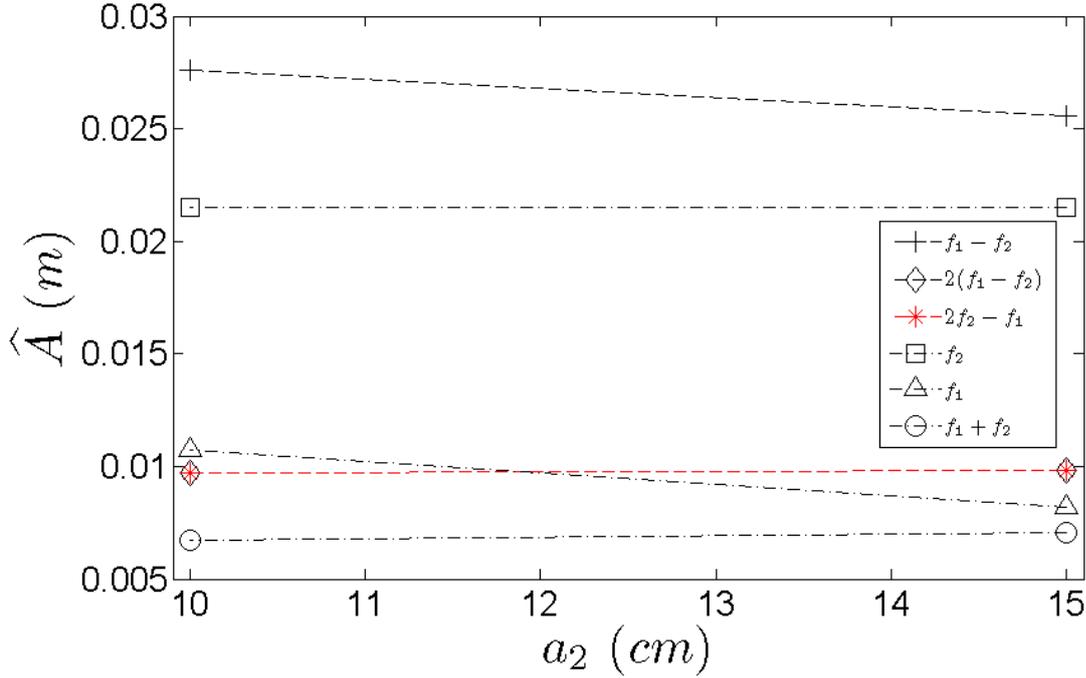


FIGURE 5.13 – Etude de l’influence de a_2 sur les valeurs des amplitudes des fréquences prédominantes dans la zone de *swash*, dans le cas du groupe d’expériences III_b.

Pour conclure sur les différents cas analysés ici, nous avons observé un certain nombre de fréquences en entrée de la zone de *swash* dont sept dominantes. Parmi ces sept fréquences, dans tous les cas d’expériences présentés, l’amplitude maximale correspond toujours à $\hat{A}(f_1 - f_2)$ et nous verrons par la suite l’importance de cette onde dans la réponse dans la zone de *swash*. Nous verrons également le rôle des autres fréquences dans l’allure d’évolution des fronts d’eau dans la zone de *swash* et plus particulièrement dans l’asymétrie des phases d’*uprush* et de *backwash*.

b) Structure spatiale le long du canal du mode de basse fréquence $f_1 - f_2$ pour les groupes I et II_a

Nous nous intéressons ici à la structure spatiale le long du canal de la basse fréquence ($f_1 - f_2$) présentant la valeur de \hat{A} la plus forte dans la zone de *swash* pour les groupes I et II_a. Le premier cas permet d’évaluer l’influence de l’amplitude sur la structure spatiale de l’onde (Figure 5.14). Dans le cas du groupe II_a, nous avons noté un comportement singulier de l’expérience EX04_A en entrée de la zone de *swash*. Il s’agit donc de déterminer si cette expérience présente déjà ce comportement singulier en amont de cette zone par rapport aux autres expériences du même groupe (Figure 5.15).

Concernant le groupe I (Figure 5.14), l’évolution spatiale de l’amplitude $\hat{A}(f_1 - f_2)$ est celle d’un mode d’ordre 1 pour les différentes expériences. Dans la zone de *swash*, nous observons bien, comme remarqué précédemment, que \hat{A} diminue avec l’amplitude

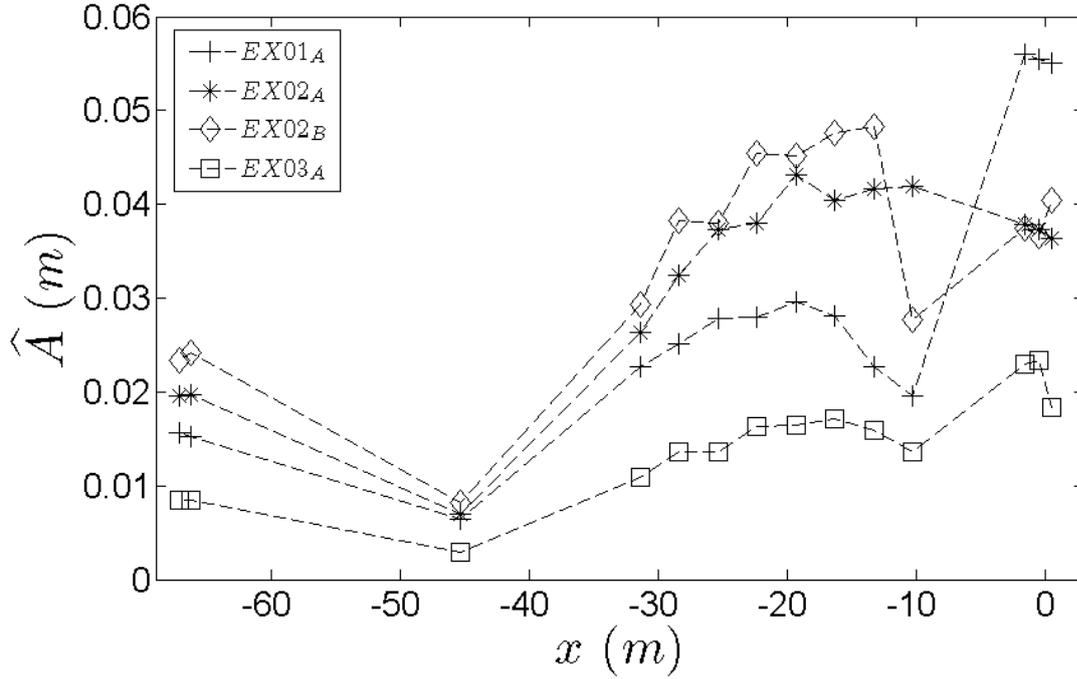


FIGURE 5.14 – Evolution de $\hat{A}(f_1 - f_2)$ le long du canal, dans le cas du groupe d'expériences I.

d'entrée (a) entre EX01_A et EX03_A. Par contre, en amont de la zone de *swash*, les valeurs d'amplitude de \hat{A} ne suivent plus cette tendance. Pour les expériences EX02_A/EX02_B, celles-ci présentent une allure assez semblable jusqu'en $x = -13,3$ m. Au-delà de cette valeur nous observons une chute brutale de la valeur de $\hat{A}(f_1 - f_2)$ pour EX02_B. Dans ce cas-là, la basse fréquence a probablement déferlé ($x \sim -12$ m).

Concernant le groupe II_a (Figure 5.15), lorsque ΔT augmente (de EX09_A vers EX05_A) la structure spatiale de l'amplitude de $f_1 - f_2$ devient de plus en plus complexe, avec une augmentation du nombre d'oscillations. EX04_A semble marquer la transition d'un changement de structure du mode entre des structures d'ondes d'ordre 1 et celle d'ordres supérieurs. En effet, pour les expériences EX09_A et EX02_A, l'amplitude \hat{A} présente la structure spatiale d'un mode d'ordre 1, tandis que pour l'expérience EX10_B, celle-ci présente plutôt la structure d'un mode d'ordre 2 et pour EX05_A, \hat{A} présente une structure qui serait plutôt semblable à celle d'un mode d'ordre 3. La courbure de la structure spatiale de $\hat{A}(f_1 - f_2)$ a tendance à s'accroître entre EX09_A et EX05_A. L'expérience EX04_A représente le cas optimal d'influence de l'onde de basse fréquence, car celle-ci ne semble pas déferler dans ce cas-là. Au-delà de cette valeur de période T_1 , lorsque l'on continue à diminuer ΔT (à augmenter T_1), $\hat{A}(f_1 - f_2)$ a tendance à augmenter plus vite et il y a alors possibilité d'observer un déferlement de l'onde, la courbure spatiale étant plus prononcée.

L'expérience EX04_A serait donc le cas d'amplification maximale de l'onde basse fréquence ($f = f_1 - f_2$) qui n'engendre pas le déferlement de celle-ci. Nous pouvons noter

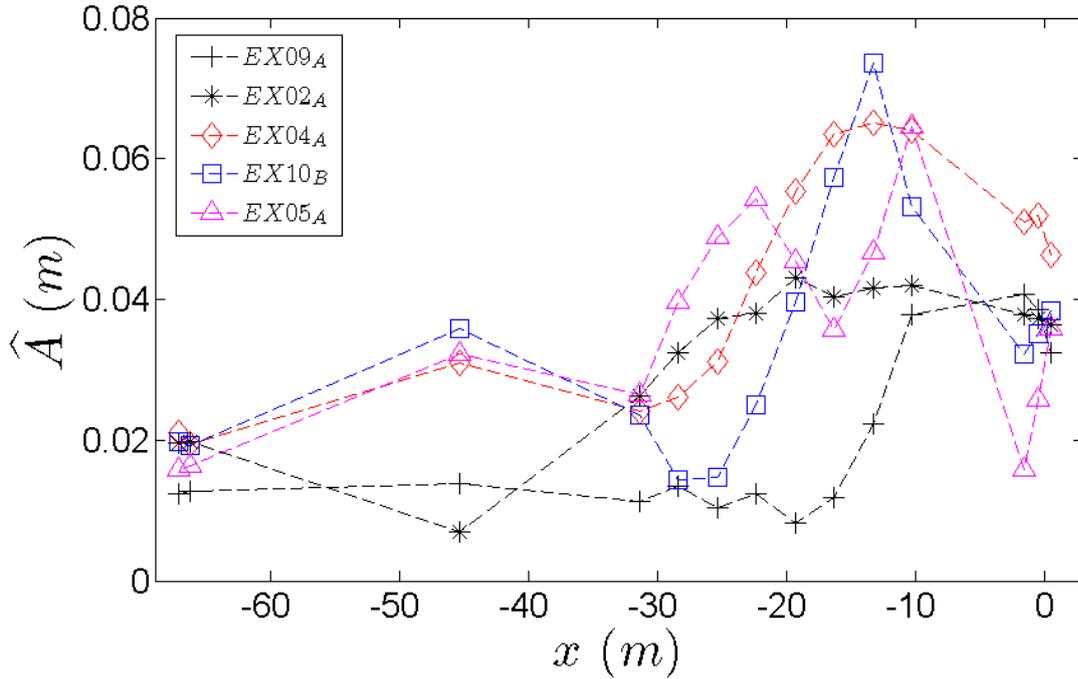


FIGURE 5.15 – Evolution de $\hat{A}(f_1 - f_2)$ le long du canal, dans le cas du groupe d'expériences Π_a .

que la structure spatiale montrée ici tient compte de deux phénomènes associés à l'onde longue ($f = f_1 - f_2$). Il s'agit de la superposition de l'onde longue liée au paquet d'ondes non linéaire se propageant le long du canal et de l'onde libre stationnaire de bord (*edge wave*). Seule la composante propagative venant du large peut déferler. Si ce déferlement se produit, la signature de l'onde longue proche du bord est certainement dominée par l'onde de bord qui a une structure spatiale décroissante vers le large. Son amplitude dépend alors principalement de l'amplitude du forçage en entrée (EX01_A, EX02_B et EX03_A, Figure 5.14) et non de la fréquence de forçage (EX05_A et EX10_B, Figure 5.15). Si l'onde liée ne déferle pas, son signal se superpose à l'onde libre et la signature au bord (en $x = 0$ m) est donc plus complexe et pourrait ainsi présenter un maximum pour un ΔT donné (EX04_A, Figure 5.15).

5.3 Réponse hydrodynamique de la zone de *swash*

Nous étudions à présent l'hydrodynamique dans la zone de *swash* qui est la conséquence du forçage de houle entrant dans cette zone. Il s'agit dans un premier temps, de tracer un exemple d'allure d'évolution des zones de sable au cours du temps. En première approximation, nous considérerons que notre système suit une dynamique 2D. Nous prendrons alors des quantités moyennées dans la direction transverse y , comme en particulier $\langle h \rangle_y(x, t)$, définie comme la moyenne de $h(x, y, t)$ selon y . Une condition a été introduite afin de calculer cette valeur moyenne qui traduit la bidimensionnalité de la dynamique, celle-ci est décrite en annexe C. Toutes les données moyennes tracées par la suite vérifierons cette condition.

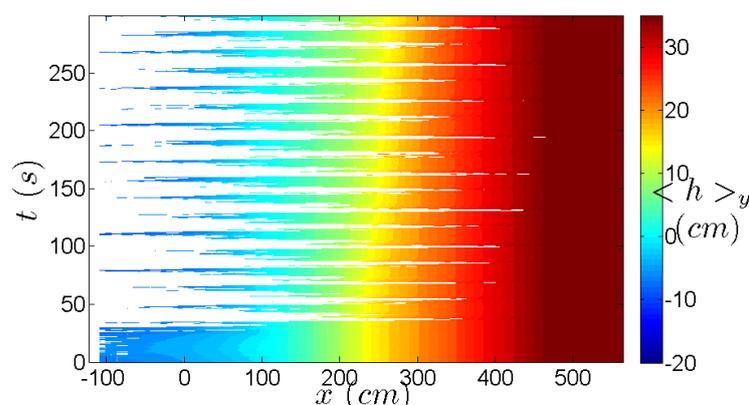


FIGURE 5.16 – Evolution spatio-temporelle de la position du trait de côte délimitant les surfaces colorées (zones de sable) des zones incolores (zones immergées de la plage), en moyenne le long de la direction transverse y pour l'expérience EX11 $_B$.

L'évolution spécifique de la réponse hydrodynamique de la zone de *swash* va ici être analysée pour les différentes expériences (Tableau 5.1). La figure 5.16 illustre l'évolution spatio-temporelle de $\langle h \rangle_y(x, t)$ sur la durée totale de l'expérience EX11 $_B$. Sur cette figure nous observons l'élévation du lit de sable (la palette de couleurs correspondant à la hauteur $\langle h \rangle_y$) et les zones immergées (en blanc). Au début de l'expérience (Figure 5.16), pendant les 30 premières secondes, les premières vagues ne sont pas encore arrivées dans la zone de mesure. Au-delà, il est alors possible d'analyser la dynamique des différents passages de vagues.

Pour analyser l'hydrodynamique, nous allons considérer un échantillon temporel qui contienne suffisamment de basses fréquences. Pour la suite, afin de mieux appréhender le contenu hydrodynamique de la réponse de la zone de *swash* au forçage imposé, les courbes d'évolution spatio-temporelle des différentes expériences réalisées lors de cette campagne ne seront tracées que sur un échantillon temporel représentatif du reste du forçage (exemple illustré en Figure 5.17(a)). Nous ne présenterons ici l'évolution spatio-temporelle que de certaines expériences, tous les cas d'expériences sont présentés par groupes en annexe D.

5.3.1 Réponse du front d'eau de la zone de *swash*

La figure 5.17(a) illustre un exemple du signal spatio-temporel mesuré par la technique stéréoscopique dans la zone de *swash*. La figure 5.17(b), quant à elle, illustre un exemple de signal temporel de l'élévation de la surface libre mesurée par la sonde S_5 dans la zone de *swash* ($x = -49$ cm, Figure 5.1).

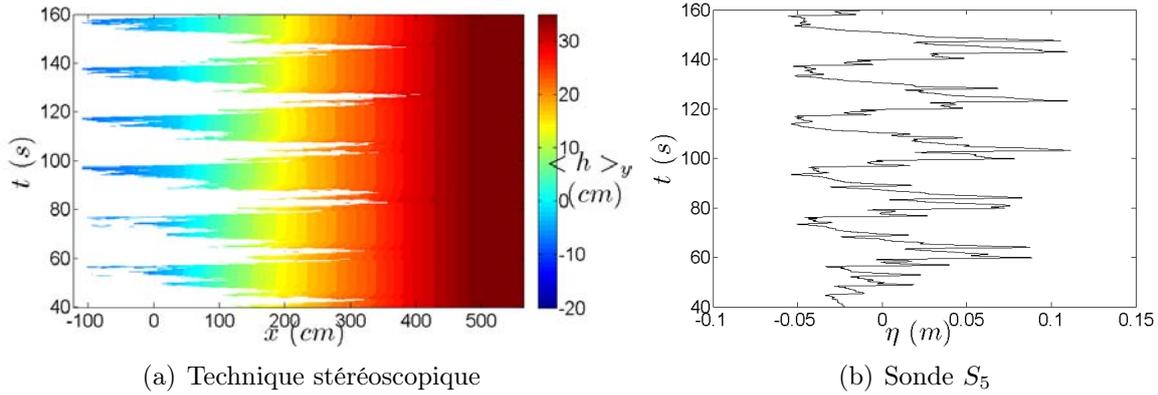


FIGURE 5.17 – Comparaison de l'allure temporelle du front d'eau dans la zone de *swash* mesurée par la technique stéréoscopique (a) et par la sonde capacitive S_5 (b).

Nous remarquons tout d'abord que l'allure d'évolution temporelle mesurée par la technique stéréoscopique est semblable à celle relevée en une position donnée avec la sonde S_5 . Ainsi, dans la zone de *swash*, dans tous les cas d'expériences, nous retrouvons des résultats cohérents entre les deux méthodes. Cependant, par rapport aux données relevées par les sondes, qui sont en une position donnée fixe ((x, y) donné), la technique stéréoscopique permet également de connaître l'évolution de la position du front d'eau selon x .

5.3.2 Caractérisation de l'évolution du front d'eau de la zone de *swash*

a) Analyse de l'évolution temporelle

L'extraction des données stéréoscopiques et l'analyse (présentée dans la section précédente) permet ainsi de connaître l'histoire de la trace du front d'eau sur le profil de plage. A partir de ces diagrammes (Figure 5.17(a) par exemple), il nous est possible de relever l'évolution temporelle de la position spatiale du front d'eau selon x , notée $x_s(t)$, qui est à l'interface des surfaces colorées et blanches. A partir de cette évolution temporelle nous pouvons, en particulier, déterminer la position initiale de la ligne d'eau (x_{is} , définie par $x_{is} = x_s(t = 0)$) au repos ainsi que l'allure du signal fréquentiel mesuré dans la zone de *swash* pour chacune des expériences.

POSITION DU NIVEAU D'EAU INITIAL AU REPOS

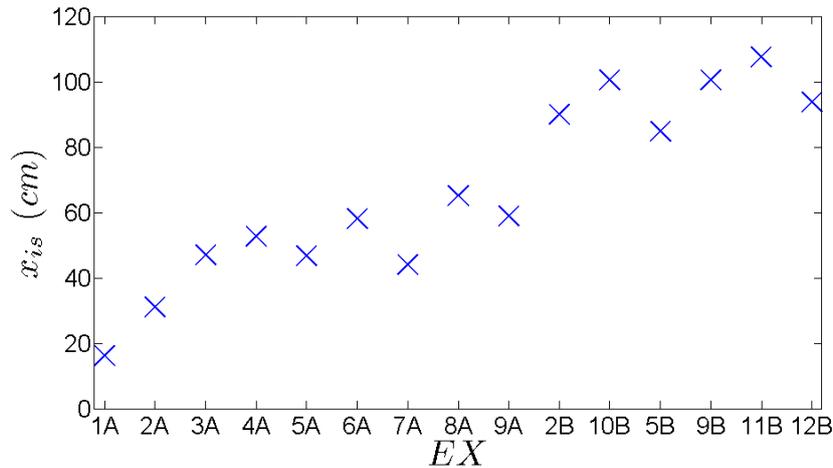


FIGURE 5.18 – Positions successives du niveau d'eau au repos le long de la direction x au début de chaque expérience.

La figure 5.18 illustre les différentes positions du niveau d'eau initial au repos pour chacune des expériences, avec x_{is} définie par $\langle h \rangle_y(x_{is}, EX) = 0$ (évolution *cross-shore* de la position initiale de la ligne d'eau). Nous constatons un recul de la position de la ligne d'eau lors des trois premières expériences (x_{is} augmente), puis, sa position semble se stabiliser autour d'une position donnée pour EX04_A à EX09_A pour la Série A. Pour la Série B, nous constatons également que la valeur de x_{is} est quasi-constante et varie autour d'une position moyenne plus élevée que pour la Série A.

SIGNATURE FRÉQUENTIELLE DE L'HYDRODYNAMIQUE DANS LA ZONE DE SWASH

Nous pouvons alors représenter les valeurs d'amplitudes du module (noté \hat{x}_s) de la transformée de Fourier du signal temporel $x_s(t)$ en chaque valeur de fréquences observées dans la zone de *swash*. Les figures 5.19, 5.20, 5.21, 5.22, 5.23 et 5.24 illustrent ainsi les valeurs de \hat{x}_s (en cm) pour chacune des expériences des groupes I, II_a, II_b, II_c, III_a et III_b respectivement, au même titre que le forçage d'entrée de la zone de *swash* présenté sur les figures 5.4, 5.6, 5.8, 5.9, 5.10 et 5.12. Une comparaison directe de la signature fréquentielle peut être faite entre le forçage en entrée de la zone de *swash* et l'évolution temporelle de la zone de *swash*.

En particulier, en comparant pour chaque expérience l'allure fréquentielle obtenue pour \hat{x}_s à celle précédemment obtenue pour \hat{A} en entrée de la zone de *swash* dans le cas correspondant (§5.2.2), nous constatons que l'allure des signaux est très semblable. Nous constatons cependant, une forte atténuation de la signature fréquentielle dans le domaine des hautes fréquences et notamment au-delà de la fréquence fondamentale f_2 . Comme mentionné dans le Chapitre 2 (§2.2.1), nous retrouvons ici le fait que la zone de *swash* agit comme un filtre passe-bas, supprimant les mouvements à haute fréquence (Emery

and Gale (1951); Sonu et al. (1974); Mase (1988)).

Nous allons à présent souligner les quelques différences qui apparaissent dans les différents groupes entre les signaux \hat{x}_s et \hat{A} . Dans le cas du groupe I (Figure 5.19), la décroissance de \hat{x}_s avec a est toujours observable, celle-ci semble d'ailleurs plus marquée dans le cas de \hat{x}_s que dans celui de \hat{A} . Dans le domaine des fréquences fondamentales, seule la valeur de $\hat{x}_s(f_2)$ reste détectable et celle-ci semble peu varier avec la valeur de a . La fréquence fondamentale f_1 , a quant à elle quasiment disparu du signal.

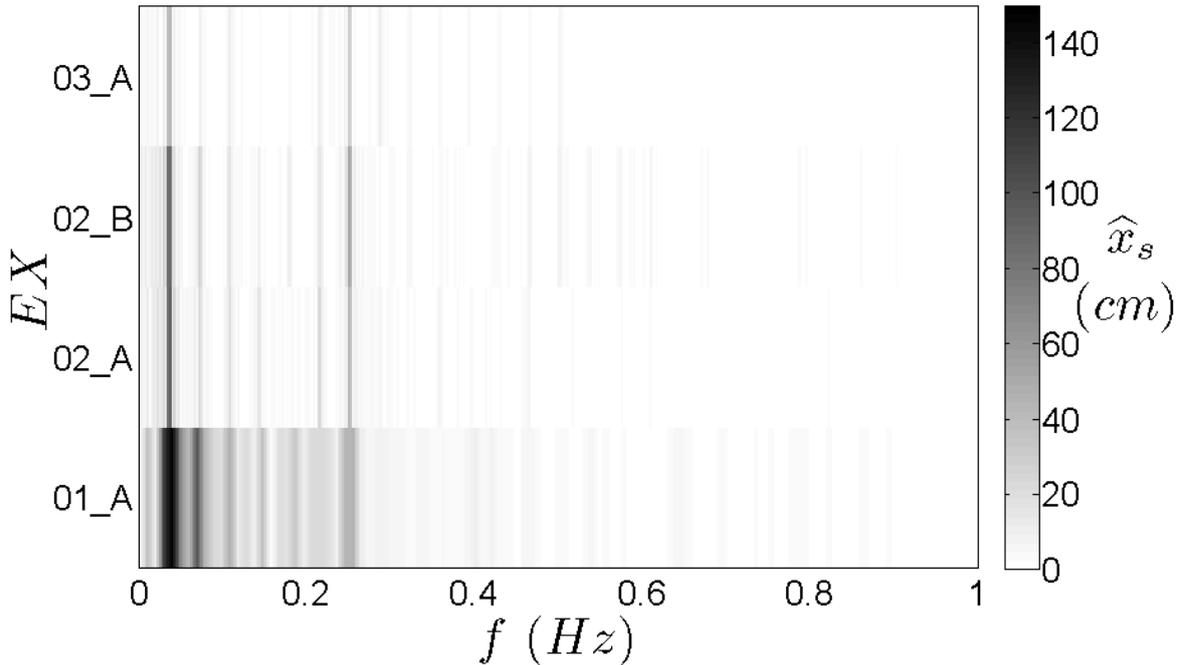


FIGURE 5.19 – Extension \hat{x}_s dans l'espace (f, EX) , dans le cas du groupe d'expériences I.

Concernant le groupe II_a (Figure 5.20), dans le domaine des basses fréquences, $\hat{A}(f_1 - f_2)$ varie plus avec ΔT entre les expériences du même groupe pour \hat{x}_s que pour \hat{A} , mais nous notons toujours une amplification de cette fréquence pour l'expérience $\text{EX}04_A$. En revanche, en terme de fréquences fondamentales (f_2 , unique fréquence encore observable), il semble tout comme dans le cas du groupe I que la valeur de $\hat{x}_s(f_2)$ soit peu influencée par la valeur de ΔT .

Concernant le groupe II_b (Figures 5.21), nous constatons que le pic de fréquence inférieure à $f_1 - f_2$ semble avoir quasiment disparu dans le cas de \hat{x}_s . L'intensité relative des différentes fréquences semble également avoir changé, notamment dans le cas de $\text{EX}08_A$ pour laquelle la valeur de \hat{x}_s relative des fréquences $2(f_1 - f_2)$ et $2f_2 - f_1$ a nettement diminué.

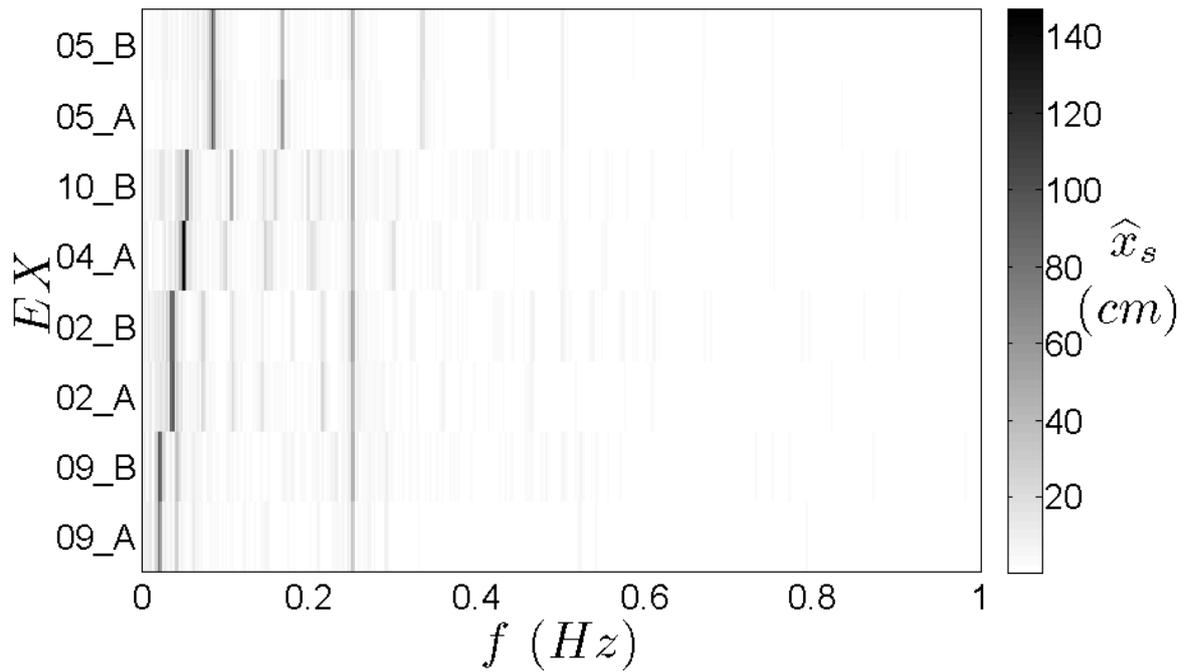


FIGURE 5.20 – Extension \hat{x}_s dans l'espace (f, EX) , dans le cas du groupe d'expériences Π_a .

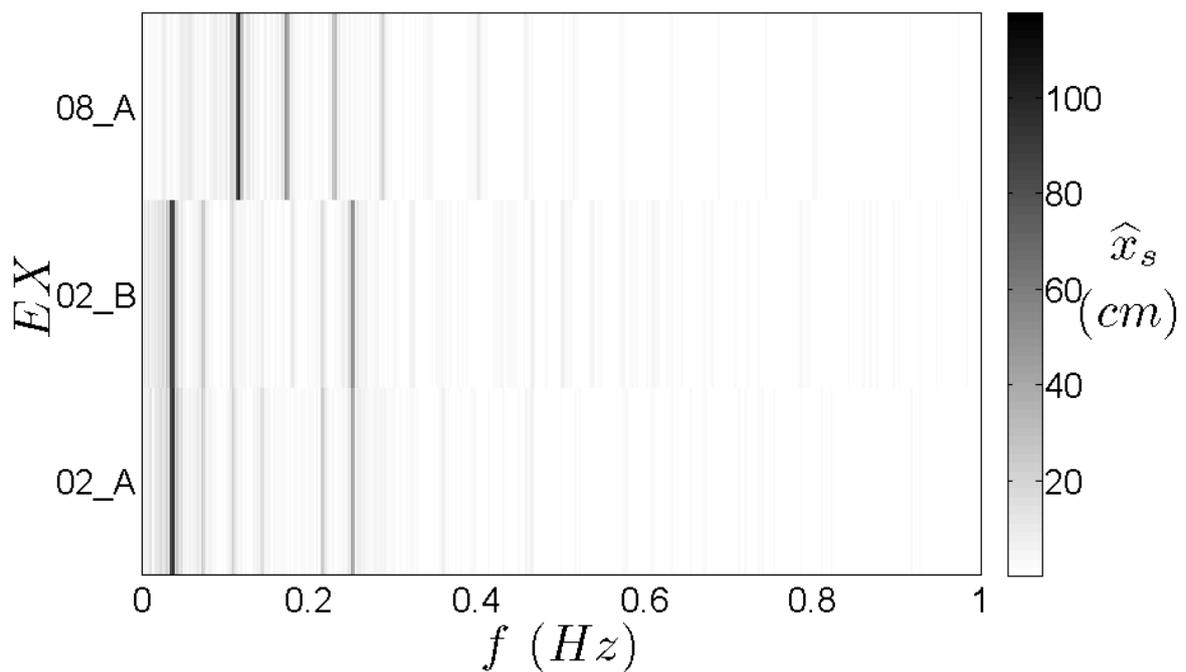


FIGURE 5.21 – Extension \hat{x}_s dans l'espace (f, EX) , dans le cas du groupe d'expériences Π_b .

Concernant le groupe II_c (Figures 5.22), nous remarquons tout d'abord une valeur de $\hat{x}_s(f_1)$ très atténuée mais non nulle dans le cas EX12_B qui est un cas résonant. Dans ces deux cas d'expériences, l'intensité relative de $\hat{x}_s(f_2)$ a diminué par rapport au cas de $\hat{A}(f_2)$. $\hat{x}_s(2(f_1 - f_2))$ est du même ordre de grandeur que celle de $\hat{x}_s(f_2)$ ce qui n'était pas le cas de $\hat{A}(2(f_1 - f_2))$ qui était plus faible que $\hat{A}(f_2)$.

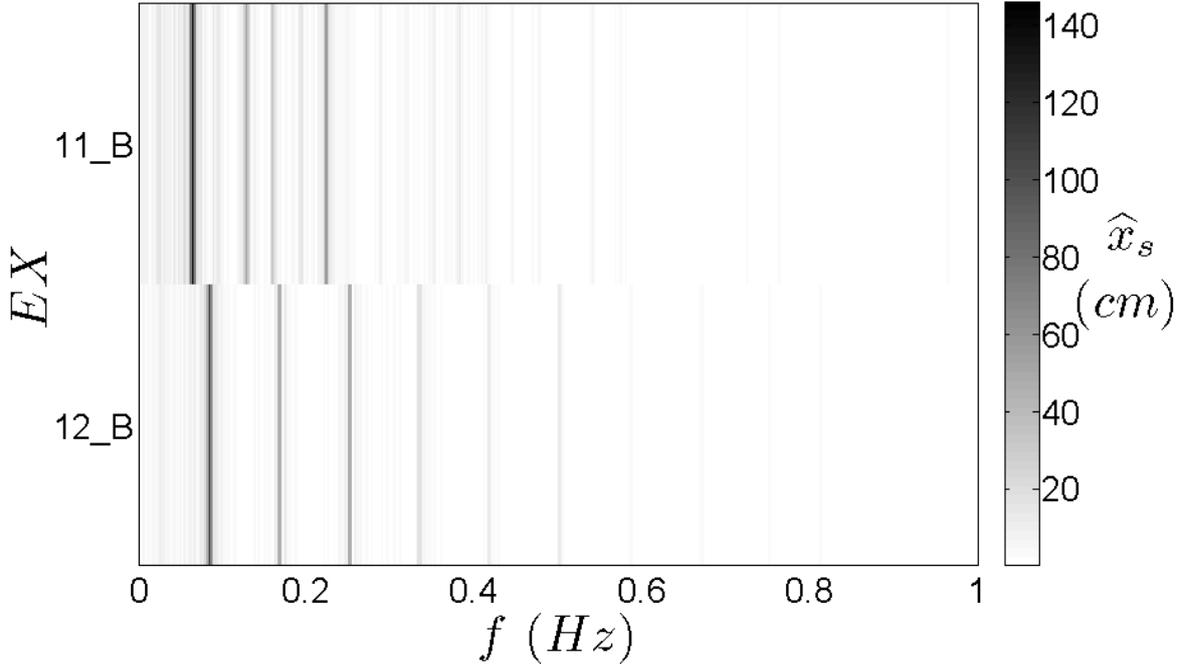


FIGURE 5.22 – Extension \hat{x}_s dans l'espace (f, EX) , dans le cas du groupe d'expériences II_c .

Concernant le groupe III_a (Figures 5.23), $\hat{x}_s(f_2)$ est plus forte pour EX07_A que pour EX06_A , cette différence étant plus marquée que dans le cas de \hat{A} .

Concernant le groupe III_b (Figures 5.24), ces trois cas d'expériences sont résonants, nous observons qu'un pic subsiste à la fréquence f_1 même si la valeur de $\hat{x}_s(f_1)$ est faible. Tout comme constaté dans le cas du groupe II_c , l'intensité relative de $\hat{x}_s(f_2)$ a diminué par rapport au cas de $\hat{A}(f_2)$. Et $\hat{x}_s(2(f_1 - f_2))$ est du même ordre de grandeur que celle de $\hat{x}_s(f_2)$ ce qui n'était pas le cas de $\hat{A}(2(f_1 - f_2))$ qui était plus faible que $\hat{A}(f_2)$ dans le cas des expériences EX05_A et EX05_B .

Il est à noter que la basse fréquence $2(f_1 - f_2)$ caractérise en partie l'asymétrie du signal (cf. c)). L'apparition de cette fréquence dans le signal hydrodynamique dans la zone de *swash* qui n'était pas présente dans le signal en entrée pourrait alors traduire, pour ce cas, l'influence de la dynamique propre au *swash* sur l'asymétrie (vitesse de montée vs vitesse de redescente du front). Nous nous intéressons à présent aux valeurs d'extension maximale atteinte par la zone de *swash* dans les différents cas d'expériences.

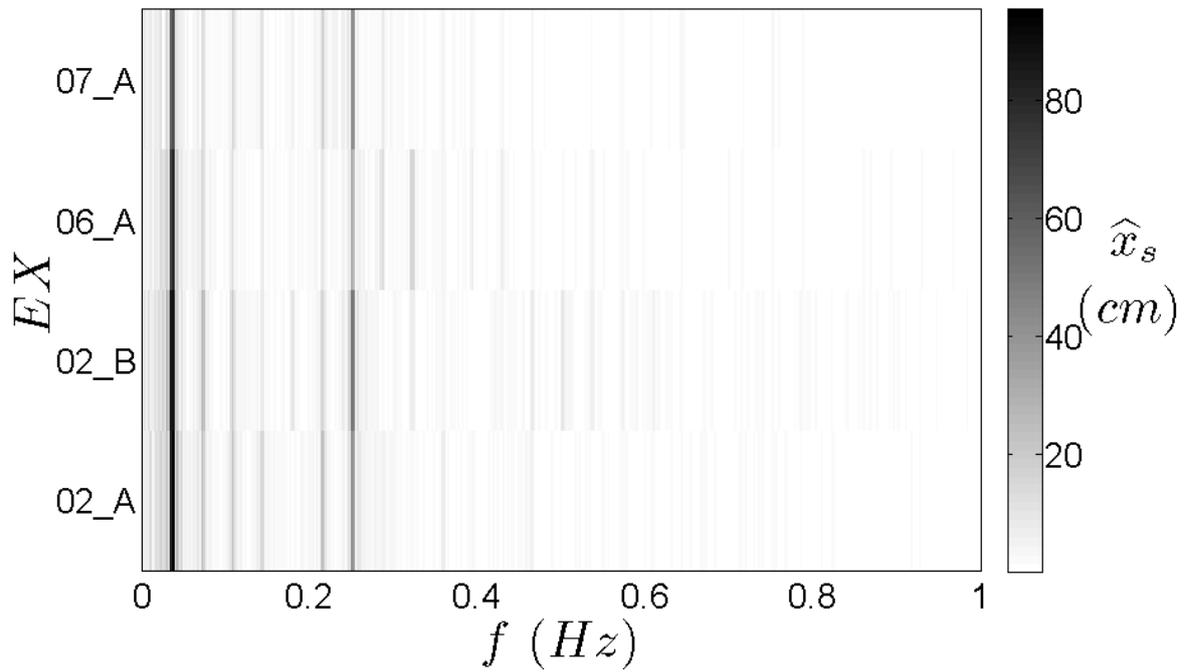


FIGURE 5.23 – Extension \hat{x}_s dans l'espace (f, EX) , dans le cas du groupe d'expériences III_a.

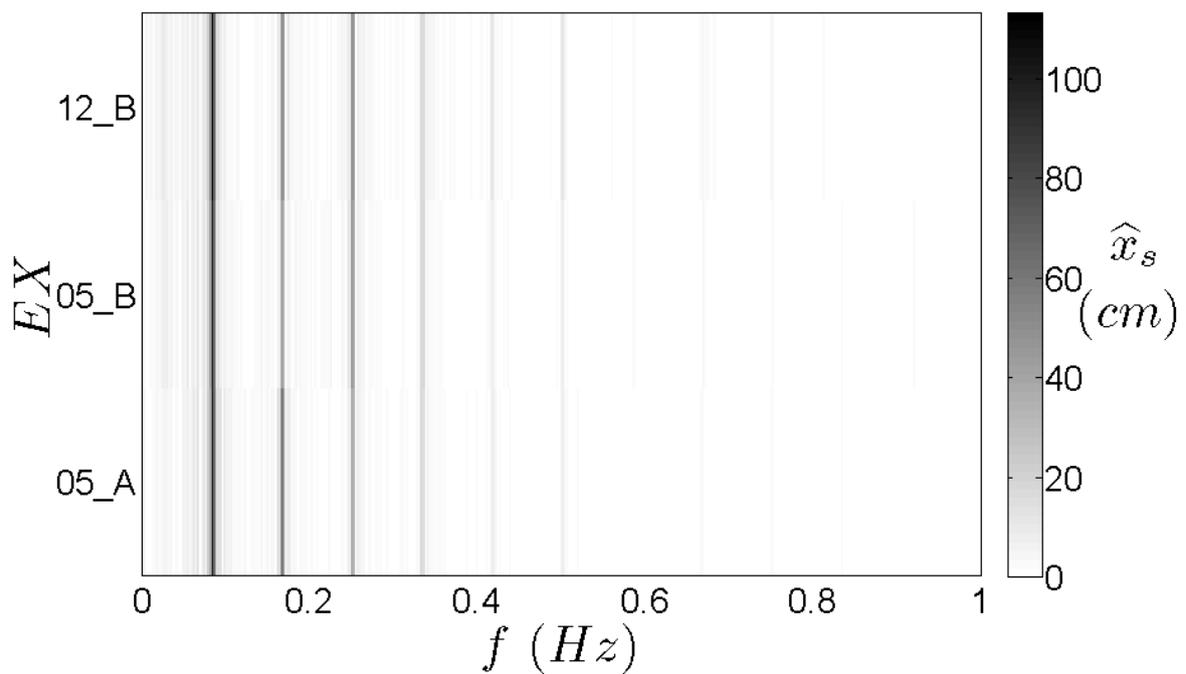


FIGURE 5.24 – Extension \hat{x}_s dans l'espace (f, EX) , dans le cas du groupe d'expériences III_b.

b) Analyse spatiale de l'évolution temporelle : Extension maximale de la zone de *swash*

Le raisonnement décrit ci-dessous est illustré dans le cas de l'expérience EX05_A. Celui-ci a été appliqué à toutes les autres expériences. Nous cherchons ici à déterminer la portion de plage qui est tout le temps découverte entre les différents passages d'ondes longues, sur la durée totale de l'expérience, pour chaque expérience. L'observation des diagrammes spatio-temporels sur la durée totale de chaque expérience permet d'obtenir une première approximation de la position la plus haute atteinte par le *run-up* et de la position la plus basse atteinte par le *backwash*.

L'hydrodynamique observée lors du *backwash* est complexe, ce qui nous intéresse ici est de mesurer la position selon x la plus basse atteinte par le *backwash*. A partir des diagrammes spatio-temporels, nous avons ainsi relevé entre chaque passage d'ondes longues (événement d'ondes longues) de période δT , le profil de sable découvert le plus long selon la direction *cross-shore*. A partir de ces profils de plage, il nous a alors été possible de calculer la valeur de pente locale sur le profil de plage $\tan(\theta)(x)$ (Eq. 5.1), la pente étant définie par :

$$\tan(\theta)(x) = \frac{\langle h \rangle_y(x + \Delta x) - \langle h \rangle_y(x - \Delta x)}{2\Delta x} \quad (5.1)$$

Cette valeur de pente a été calculée pour chacune des surfaces de sable relevées entre chaque passage d'ondes longues et l'allure de la pente déterminée en fonction de x pour chacune des surfaces découvertes est représentée sur la figure 5.25 (avec $\Delta x = 7$ cm pas de la grille selon x). La comparaison de l'allure de cette pente entre les différentes surfaces de sable successives nous a ainsi permis de déterminer la valeur minimale $[x_{sb}]_{min}$ au-delà de laquelle ces surfaces sont tout le temps 'sèches' (découvertes). Sur cette figure nous notons deux domaines selon x , pour $x < 40$ cm les valeurs sont fortement dispersées entre surfaces découvertes successives, tandis qu'au-delà de cette valeur nous notons une tendance assez similaire entre les différentes surfaces de sable. Nous avons ici choisi de retenir cette valeur de transition $[x_{sb}]_{min}$ qui permet d'observer une tendance commune dans l'allure de l'évolution de la pente et d'obtenir une information qualitative entre les différents passages d'ondes longues. Dans le cas présenté ici $[x_{sb}]_{min} = 40$ cm (Figure 5.25).

Cette valeur a également été validée par l'observation de l'allure des profils moyens $\langle h \rangle_y(x)$ pour les différents événements de plage découverte entre les passages d'ondes longues successives (Figure 5.26). En ce qui concerne la position minimale sèche, la valeur retenue est en accord avec celle choisie avec les courbes de pente, car en deçà de cette position la variabilité des valeurs de $\langle h \rangle_y(x)$ suggère la présence d'eau.

En ce qui concerne la position maximale atteinte par le *run-up*, il s'agit de déterminer la position minimale qui n'est jamais atteinte par les fronts d'eau montant. Autour de la position maximale observée à partir des diagrammes spatio-temporels, des coupes en différentes positions x sont alors tracées sur la durée de l'expérience (Figure 5.27). Nous observons la position x à partir de laquelle nous ne percevons plus l'influence des pertur-

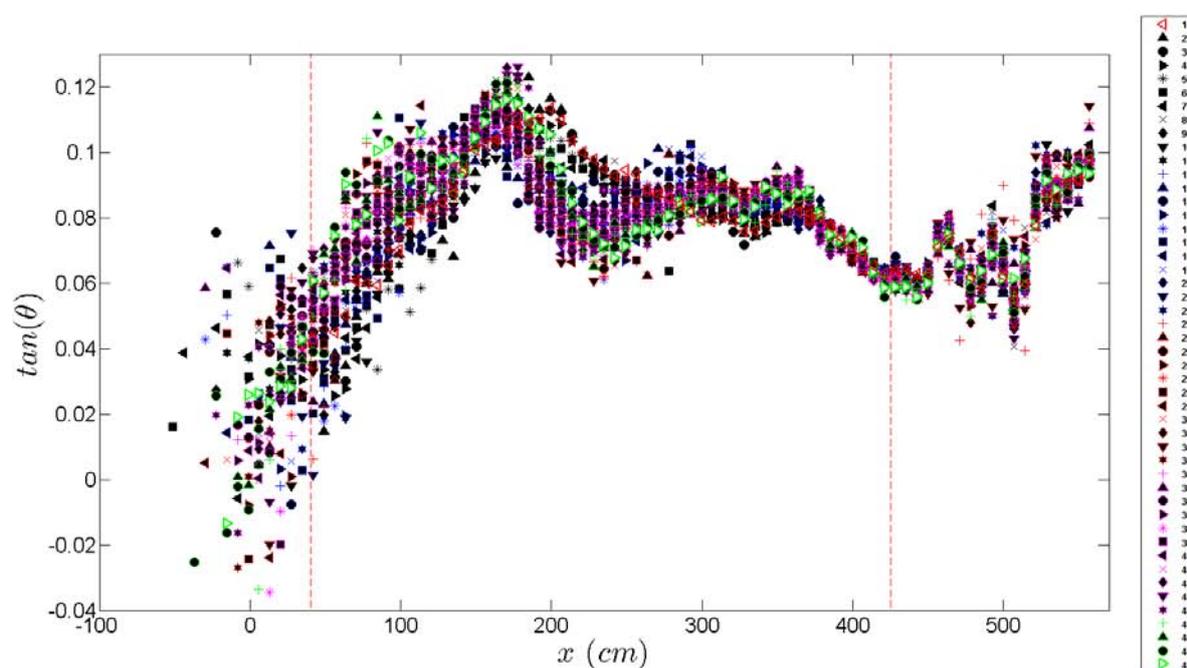


FIGURE 5.25 – Allure de la pente locale pour les différents profils de plage sèche entre chaque passage d'onde longue en moyenne selon y , illustrée dans le cas de l'expérience EX05_A.

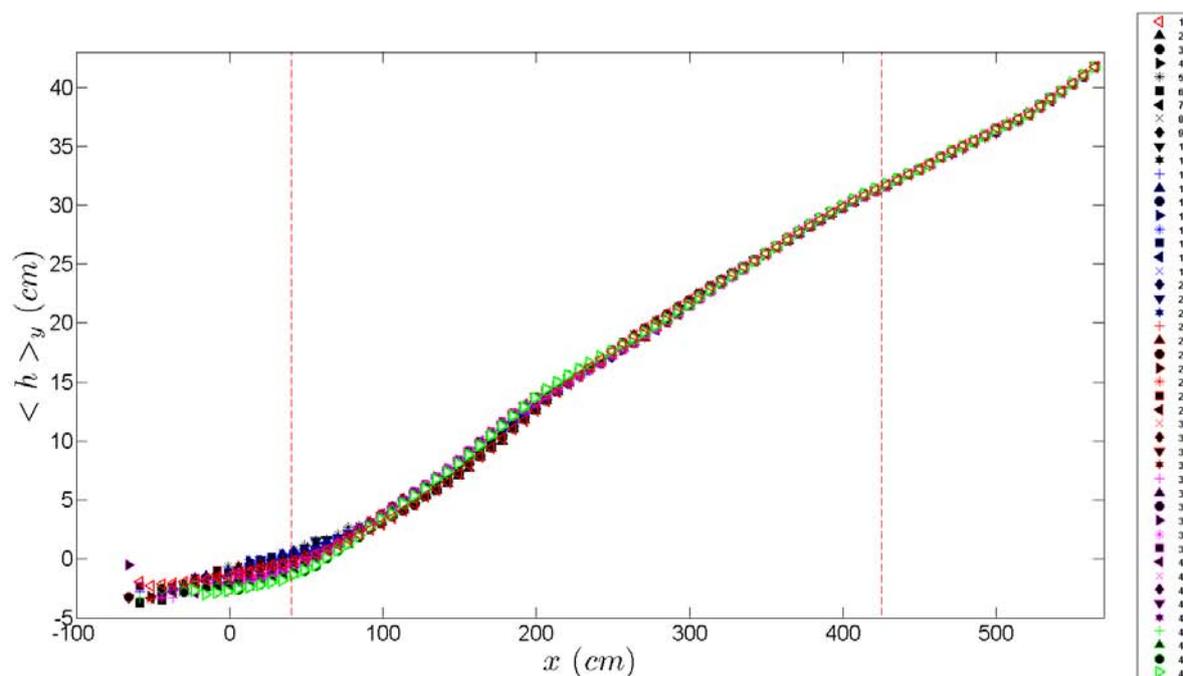


FIGURE 5.26 – Allure du fond moyen ($\langle h \rangle_y$) des profils de plage découverte entre chaque passage d'onde longue, illustrée dans le cas de l'expérience EX05_A.

bations induites par le passage des vagues dans l'allure de $\langle h \rangle_y(t)$. La valeur retenue correspond à la valeur moyenne entre cette position et la position la précédant. Dans le

cas présenté ici $[x_{su}]_{max} = 425$ cm.

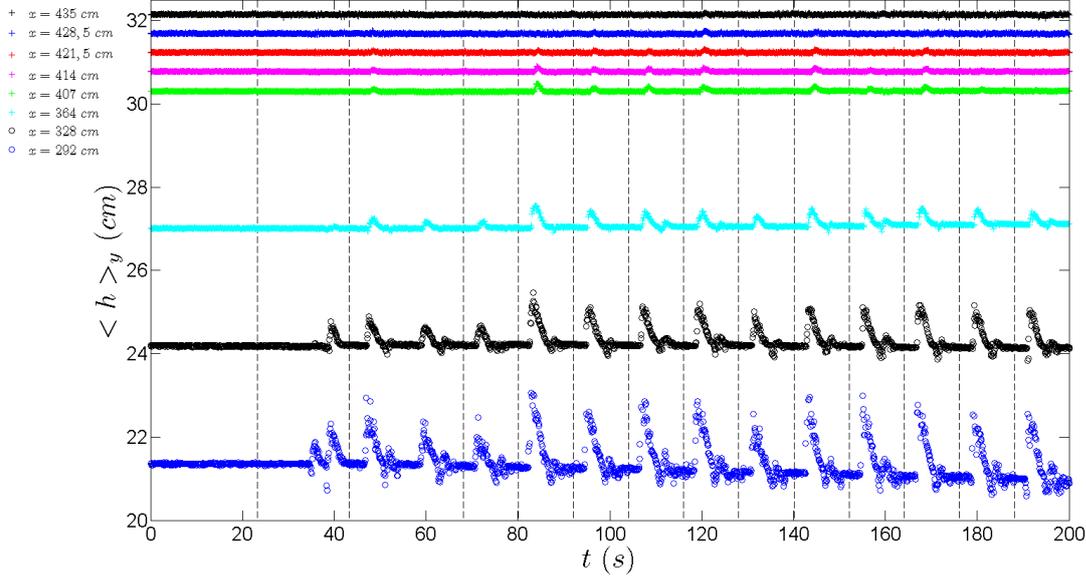


FIGURE 5.27 – Evolution de $\langle h \rangle_y(t)$ en différentes positions selon x dans le cas de l'expérience EX05_A, afin d'évaluer la position minimale non atteinte par les vagues.

A partir des valeurs de $[x_{sb}]_{min}$ et de $[x_{su}]_{max}$, il nous est alors possible de quantifier l'extension maximale de la zone de *swash* pour chacune des expériences. Celle-ci est notée L_S et est définie par $L_S = [x_{su}]_{max} - [x_{sb}]_{min}$. Les données relevées sont synthétisées dans le tableau 5.3. Lors de ces quinze expériences, l'extension maximale atteinte par la zone de *swash* évolue entre 302 cm et 518 cm. La position extrême haute est atteinte pour l'expérience EX01_A avec $[x_{su}]_{max} = 568$ cm et position extrême basse est atteinte pour l'expérience EX04_A avec $[x_{sb}]_{min} = 0$ cm. Nous allons ici nous intéresser à l'influence des différents paramètres d'entrée pour chacun des groupes sur la valeur d'extension maximale relevée pour chacune des expériences.

INFLUENCE DE L'AMPLITUDE ($a_1 = a_2 = a$) : GROUPE I

Tout d'abord, nous pouvons constater que malgré la différence de fond entre les expériences EX02_A et EX02_B, l'extension maximale de la zone de *swash* est pratiquement la même ($[L_S]_{EX02_A} = 317$ cm et $[L_S]_{EX02_B} = 316$ cm). Tous les autres paramètres étant fixés, lorsque les valeurs d'amplitude diminuent, nous constatons une diminution de l'extension maximale de la zone de *swash* passant de 518 cm à 306 cm (Figure 5.28). Ainsi, comme attendu, plus l'amplitude diminue et plus la modulation est faible. Nous pouvons noter que la tendance de L_S , et en particulier le changement de pente, observée sur la figure 5.28 lorsque a augmente, semble en accord avec la tendance de $\hat{A}(f_1 - f_2)$ observée sur la figure 5.5.

Groupes	Exp	Onde courte 1		Onde courte 2		$[x_{sb}]_{min}$ (cm)	$[x_{su}]_{max}$ (cm)	L_S (cm)
		a_1 (m)	T_1 (s)	a_2 (m)	T_2 (s)			
I	EX01 _A	0,20		0,20		50	568	518
	EX02 _A	0,15	3,5	0,15	4	50	367	317
	EX02 _B					80	396	316
	EX03 _A	0,10		0,10		40	346	306
II _a	EX09 _A		3,7			50	374	324
	EX09 _B					100	417	317
	EX02 _A		3,5			50	367	317
	EX02 _B	0,15		0,15	4	80	396	316
	EX04 _A		3,34			0	467	467
	EX10 _B		3,3			90	482	392
	EX05 _A		3			40	425	385
EX05 _B					40	425	385	
II _b	EX02 _A		3,5		4	50	367	317
	EX02 _B	0,15		0,15		80	396	316
	EX08 _A		2,5		3,5	120	432	312
II _c	EX12 _B	0,15	3	0,10	4	110	432	322
	EX11 _B		3,5		4,5	120	518	398
III _a	EX02 _A	0,15		0,15		50	367	317
	EX02 _B		3,5		4	80	396	316
	EX06 _A	0,16		0,12		80	382	302
	EX07 _A	0,12		0,16		95	403	308
III _b	EX05 _A		3	0,15	4	40	425	385
	EX05 _B	0,15				40	425	385
	EX12 _B			0,10		110	432	322

TABLE 5.3 – Extension maximale de la zone de *swash* (L_S) pour les 15 expériences avec forçages bichromatiques (Tableau 5.1).

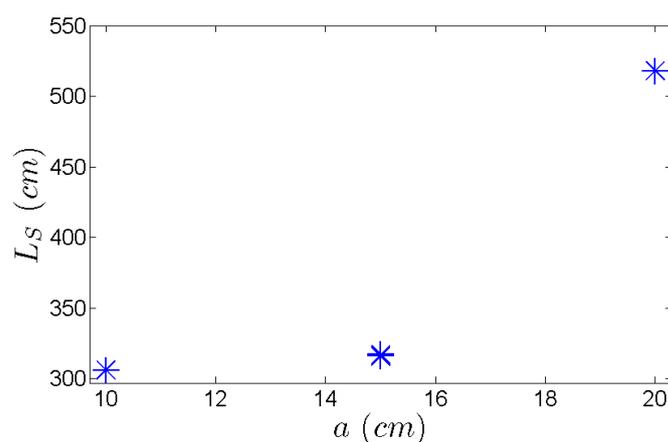


FIGURE 5.28 – Evolution de L_S en fonction de l'amplitude dans le cas du groupe I pour lequel $T_1 = 3,5$ s, $T_2 = 4$ s et $a_1 = a_2 = a$ (Tableau 5.3).

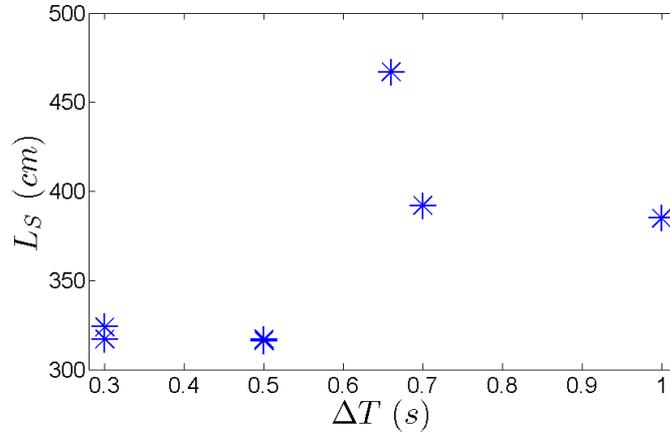
INFLUENCE DE LA PÉRIODE δT : GROUPE II

FIGURE 5.29 – Evolution de L_S en fonction de ΔT dans le cas du groupe II_a pour lequel $a_1 = a_2 = 0,15$ m (Tableau 5.3).

Ici, la valeur de l'extension maximale de la zone de *swash* relevée lors des expériences $EX09_A$ et $EX09_B$ est légèrement différente entre les deux cas. Mais cette valeur d'extension est la même à la précision $\Delta x = 7$ cm près. Pour ce groupe d'expériences, la valeur de la période T_1 diminue de $EX09_A/EX09_B$ à $EX05_A/EX05_B$. Cette fois-ci l'impact de la diminution de la valeur de T_1 semble moins évidente. En revanche, l'évolution de l'extension maximale de la zone de *swash* (Figure 5.29) semble corrélée à l'amplitude $\hat{A}(f_1 - f_2)$ observée sur la figure 5.7, avec encore une fois un maximum pour l'expérience $EX04_A$ ($\Delta T = 0,66$ s).

Les expériences $EX02_A/EX02_B$ et $EX08_A$ présentent les mêmes valeurs d'amplitudes avec $a_1 = a_2$ (groupe II_b , Tableau 5.3). Ici les valeurs de périodes T_1 et T_2 varient. Nous constatons que diminuer T_1 et T_2 ne semble pas modifier significativement l'extension maximale de la zone de *swash* ($[L_S]_{EX02_A} = 317$ cm et $[L_S]_{EX08_A} = 312$ cm).

Les expériences $EX12_B$ et $EX11_B$ présentent des valeurs d'amplitudes différentes avec $a_1 \neq a_2$ (groupe II_c , Tableau 5.3). Ici les valeurs de périodes T_1 et T_2 varient. Lorsque les deux périodes augmentent, la fréquence de ces ondes diminue, la période du groupe de vagues augmente (Tableau 5.1) et nous constatons que l'extension maximale de la zone de *swash* augmente également ($[L_S]_{EX12_B} = 322$ cm et $[L_S]_{EX11_B} = 398$ cm).

INFLUENCE DES AMPLITUDES RELATIVES : GROUPE III

Par rapport au cas de référence des expériences $EX02_A/EX02_B$, prendre une valeur d'amplitude supérieure en combinaison avec une valeur d'amplitude inférieure à 0,15 m engendre une extension maximale de la zone de *swash* plus faible ($[L_S]_{EX02_A} = 317$ cm, $[L_S]_{EX06_A} = 302$ cm et $[L_S]_{EX07_A} = 308$ cm). Encore une fois, cette observation est corrélée à $\hat{A}(f_1 - f_2)$ (Figure 5.11).

Les expériences EX05_A/EX05_B et EX12_B ont les mêmes valeurs de périodes T_1 , T_2 ainsi que même valeur d'amplitude a_1 (groupe III_b, Tableau 5.3). La valeur de l'amplitude a_2 diminue de EX05_A/EX05_B à EX12_B. Comme dans le cas des expériences EX02_A/EX02_B, le fait que le fond ait évolué entre les deux expériences EX05_A/EX05_B ne semble pas avoir influencé la réponse de la zone de *swash* au forçage car nous mesurons exactement la même valeur d'extension maximale dans les deux cas ($L_S = 385$ cm). Dans le cas de l'expérience EX12_B, la valeur de a_2 diminue et l'on observe une diminution de l'extension maximale de la zone de *swash* ($[L_S]_{EX05_A} = 385$ cm et $[L_S]_{EX12_B} = 322$ cm) corrélée à $\hat{A}(f_1 - f_2)$ (Figure 5.13).

c) Asymétrie des phases d'*uprush* et de *backwash*

MESURE EXPÉRIMENTALE DE L'ASYMÉTRIE

Il s'agit ici d'évaluer l'asymétrie des phases d'*uprush* et de *backwash* lorsque l'on considère le forçage à la période du groupe de vagues (δT). A partir des diagrammes spatio-temporels (Figure 5(a) à Figure 10(c) en Annexe D), il est alors possible de relever la période de cette onde mesurée dans notre zone d'étude (notée δT_e , Tableau 5.4), ainsi que la durée de la phase de montée de l'onde (notée T_u , Tableau 5.4) et celle de sa phase de descente (notée T_b , Tableau 5.4). A partir de ces valeurs a été calculée la fraction temporelle de montée de l'onde notée $\frac{T_u}{\delta T_e}$ (on peut facilement en déduire la fraction temporelle de redescente non mentionnée dans la Tableau 5.4, $\frac{T_b}{\delta T_e} = 1 - \frac{T_u}{\delta T_e}$). Nous pouvons tout d'abord constater que dans la grande majorité des cas, la valeur mesurée pour δT_e est quasi-identique à celle théorique δT présentée dans le Chapitre 3. En revanche, dans le cas de l'expérience EX10_B, la valeur relevée ($\delta T_e = 19,2$ s) est légèrement supérieure à celle théorique ($\delta T = 18,86$ s) et dans le cas des expériences EX09_A et EX09_B, la valeur relevée ($[\delta T_e]_{EX09_A} = 48,7$ s, $[\delta T_e]_{EX09_B} = 48,5$ s) est légèrement inférieure à celle théorique ($\delta T = 49,33$ s).

Les expériences identiques EX02, EX05 et EX09, présentent des valeurs équivalentes pour la durée des phases de montée et de descente ($[\frac{T_u}{\delta T_e}]_{EX02_A} = 0,36$ / $[\frac{T_u}{\delta T_e}]_{EX02_B} = 0,38$; $[\frac{T_u}{\delta T_e}]_{EX05_A} = 0,32$ / $[\frac{T_u}{\delta T_e}]_{EX05_B} = 0,30$ et $[\frac{T_u}{\delta T_e}]_{EX09_A} = 0,55$ / $[\frac{T_u}{\delta T_e}]_{EX09_B} = 0,57$). Nous pouvons noter dans le cas de l'expérience EX09 que l'on a une légère asymétrie avec un temps de montée légèrement plus long que celui de redescente.

Nous pouvons alors distinguer deux cas de figures, le cas d'expériences pour lesquelles il y a une forte asymétrie des phases d'*uprush* et de *backwash* (EX01_A, EX02_A/EX02_B, EX05_A/EX05_B, EX10_B, EX11_B et EX12_B) et dans les autres cas d'expériences nous notons une quasi-symétrie des durées d'incursion et d'excursion du front d'eau lors des phases de montée et de descente respectivement aux erreurs de mesure près. Dans la majorité des cas nous n'avons pas une symétrie parfaite entre montée et redescente ($\frac{T_u}{\delta T_e} \neq 0,50$) avec en général une phase de descente durant plus longtemps que la phase de montée ($\frac{T_u}{\delta T_e} < \frac{T_b}{\delta T_e}$). Comme mentionné dans le Chapitre 2 (2.2.3), nous retrouvons ici le fait que la durée de l'*uprush* se révèle en général nettement plus courte que celle du *backwash*.

Groupes	Exp	Onde courte 1		Onde courte 2		δT_e (s)	T_u (s)	T_b (s)	$\frac{T_u}{\delta T_e}$	$[\frac{T_u}{\delta T}]_t$
		A_1 (m)	T_1 (s)	A_2 (m)	T_2 (s)					
I	EX01 _A	0,20		0,20		28	7,8	20,2	0,28	0,29
	EX02 _A	0,15	3,5	0,15	4	27,8	10	17,8	0,36	0,38
	EX02 _B					27,8	10,7	16,7	0,38	0,37
	EX03 _A	0,10		0,10		28,1	11,8	16,3	0,42	0,59
II _a	EX09 _A		3,7			48,7	26,7	22,0	0,55	0,64
	EX09 _B					48,5	27,6	20,9	0,57	0,64
	EX02 _A		3,5			27,8	10	17,8	0,36	0,38
	EX02 _B	0,15		0,15	4	27,8	10,7	16,7	0,38	0,37
	EX04 _A		3,34			20,2	9,5	10,7	0,47	0,45
	EX10 _B		3,3			19,2	5,9	13,3	0,31	0,33
	EX05 _A		3			12,3	3,9	8,4	0,32	0,32
	EX05 _B					12,0	3,6	8,4	0,30	0,35
II _b	EX02 _A		3,5	0,15	4	27,8	10	17,8	0,36	0,38
	EX02 _B	0,15		0,15		27,8	10,7	16,7	0,38	0,37
	EX08 _A		2,5		3,5	8,7	4,4	4,3	0,51	0,40
II _c	EX12 _B	0,15	3	0,10	4	12,0	3,6	8,4	0,30	0,34
	EX11 _B		3,5		4,5	15,75	5,3	10,45	0,34	0,36
III _a	EX02 _A	0,15		0,15		27,8	10	17,8	0,36	0,38
	EX02 _B		3,5		4	27,8	10,7	16,7	0,38	0,37
	EX06 _A	0,16		0,12		28	12,6	15,4	0,45	0,41
	EX07 _A	0,12		0,16		28,2	14,5	13,7	0,51	0,59
III _b	EX05 _A		3	0,15	4	12,3	3,9	8,4	0,32	0,32
	EX05 _B	0,15		0,15		12,0	3,6	8,4	0,30	0,35
	EX12 _B			0,10		12,0	3,6	8,4	0,30	0,34

TABLE 5.4 – Mesure de l'asymétrie des phases d'*uprush* et de *backwash*.

La figure 5.30(a) illustre un exemple de cas asymétrique. La figure 5.30(b) illustre un exemple de cas plus symétrique ($\frac{T_u}{\delta T_e} \sim 0,50$).

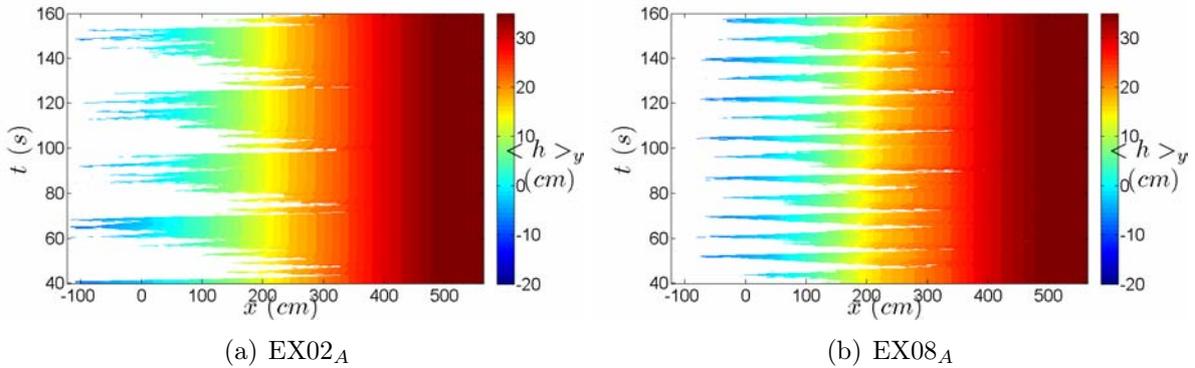


FIGURE 5.30 – Exemples d'expériences présentant une asymétrie (a) et une symétrie (b) entre les phases d'*uprush* et de *backwash*.

ANALYSE THÉORIQUE FRÉQUENTIELLE DE L'ASYMÉTRIE TEMPORELLE : ÉTUDE DU DÉPHASAGE ENTRE L'ONDE DE BASSE FRÉQUENCE $f_1 - f_2$ ET SON HARMONIQUE $2(f_1 - f_2)$

Nous nous intéressons ici à la traduction fréquentielle de l'asymétrie, entre phases d'*uprush* et de *backwash*, observée précédemment sur l'évolution temporelle du trait de côte mesurée dans notre zone de mesure. La question est de savoir quel type de signal donnerait une telle asymétrie. Un signal simple monochromatique ne donne pas d'asymétrie. Par contre si nous ajoutons à la composante sinusoïdale de la fréquence fondamentale considérée une composante sinusoïdale oscillant à la fréquence de sa première harmonique et déphasée par rapport celle-ci, nous constatons alors l'apparition d'une asymétrie montée/descente.

Nous avons noté précédemment que la zone de *swash* agit comme un filtre passe-bas (§5.3.2 a)). Nous avons également constaté que l'amplitude maximale \hat{x}_s correspond toujours à la basse fréquence $f_1 - f_2$. Nous proposons donc ici un modèle simple d'une onde longue à laquelle nous ajoutons son harmonique déphasée. L'asymétrie ne peut venir que d'une différence de phase entre l'onde longue $f_1 - f_2$ et son harmonique $2(f_1 - f_2)$ (éventuellement faisant intervenir de plus hautes valeurs de fréquences, mais celles-ci doivent également être déphasées). Afin de modéliser un cas générique de signal composé d'une onde à laquelle nous superposons son harmonique avec un déphasage, nous adoptons la formulation suivante :

$$[x_s]_t(t) = \cos(2\pi t) + [\hat{x}_s(2(f_1 - f_2))]_t \cos(4\pi t + \Delta\phi_t) \quad (5.2)$$

où $[\hat{x}_s(2(f_1 - f_2))]_t = \left[\frac{\hat{x}_s(2(f_1 - f_2))}{\hat{x}_s(f_1 - f_2)} \right]_t$ et $\Delta\phi_t = \phi_t(2(f_1 - f_2)) - \phi_t(f_1 - f_2)$ correspond au déphasage entre l'harmonique ($2(f_1 - f_2)$) et sa fréquence fondamentale ($f_1 - f_2$). A partir de ce signal temporel tracé sur une période, nous relevons les valeurs temporelles pour le maximum atteint par $[x_s]_t$ (noté t_{max}) ainsi que pour le minimum atteint par $[x_s]_t$ (noté t_{min}) et l'on en déduit $\left[\frac{T_u}{\delta T} \right]_t = \frac{t_{max} - t_{min}}{\delta T}$. Ce rapport permet alors de quantifier l'asymétrie des phases d'*uprush* et de *backwash* (Figure 5.32).

Nous allons donc regarder plus en détails cette asymétrie en terme de déphasage et d'amplitude normée. A partir de l'Eq. 5.2, l'asymétrie est d'autant plus importante que l'amplitude $\hat{x}_s(2(f_1 - f_2))$ est importante à déphasage fixé et que le déphasage est important à amplitude $\hat{x}_s(2(f_1 - f_2))$ fixée. L'asymétrie est nulle si ces deux ondes sont en phase. Il s'agit ici d'essayer de traduire fréquentiellement ce que nous mesurons temporellement, tout en gardant à l'esprit qu'il s'agit ici d'une simplification, ce qui nous permettra dans le cas de différence quantitative de justifier l'écart entre valeur théorique et valeur mesurée expérimentalement.

Il s'agit, tout d'abord, de proposer une évaluation quantitative du déphasage entre $f_1 - f_2$ et $2(f_1 - f_2)$ afin de voir si l'étude de l'amplitude relative de ces deux fréquences pourrait permettre de justifier l'asymétrie temporelle observée expérimentalement. La phase de la transformée de Fourier du signal temporel $x_s(t)$ est déterminée pour l'onde

de basse fréquence $f_1 - f_2$ (notée $\phi(f_1 - f_2)$) ainsi que pour son harmonique $2(f_1 - f_2)$ (notée $\phi(2(f_1 - f_2))$). Le déphasage entre ces deux ondes ($\Delta\phi = \phi(2(f_1 - f_2)) - \phi(f_1 - f_2)$) calculé pour chacune des expériences est illustré en figure 5.31. Nous notons bien que dans tous les cas d'expériences, il y a effectivement un déphasage entre la fréquence fondamentale et son harmonique. Cette information quantitative sur la différence de phase va ainsi nous permettre pour chaque expérience de voir le lien qui existe entre notre mesure d'amplitude normée (\hat{x}_s) et l'asymétrie temporelle relevée ($\frac{T_u}{\delta T_e}$) et le cas échéant, de pouvoir tenter d'expliquer d'éventuelles différences observées.

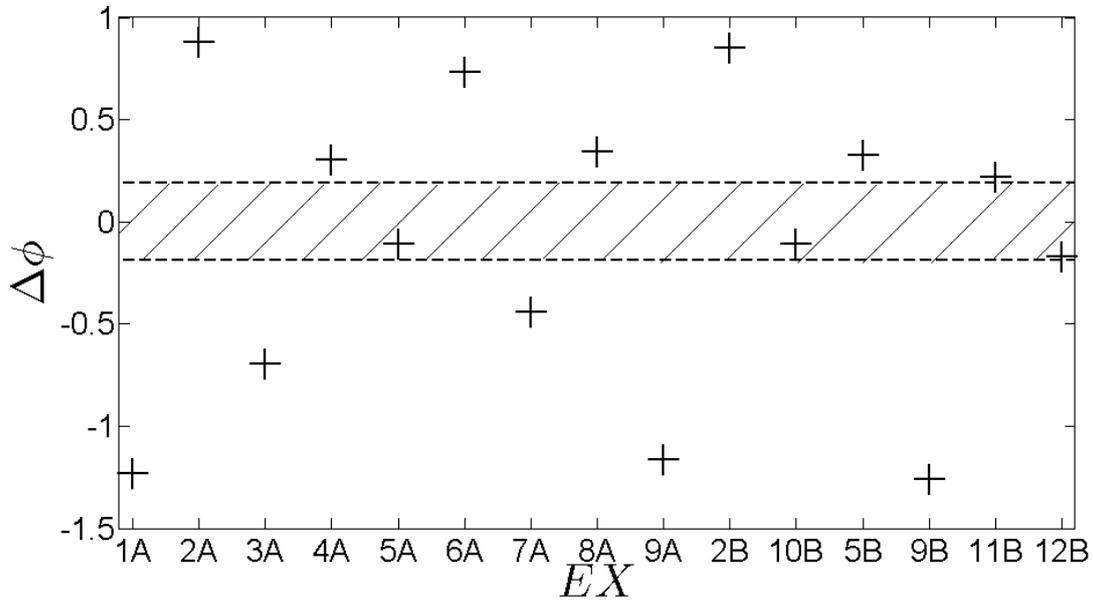


FIGURE 5.31 – Visualisation du déphasage $\Delta\phi = \phi(2(f_1 - f_2)) - \phi(f_1 - f_2)$ entre l'onde de basse fréquence $f_1 - f_2$ et son harmonique $2(f_1 - f_2)$. La zone hachurée correspond aux valeurs de déphasages faibles.

Dans le cas expérimental que nous considérons ici, nous avons $\Delta\phi_t \in [-\frac{\pi}{2} + \frac{\pi}{2}]$ et $[\hat{x}_s(2(f_1 - f_2))] \in [0 \ 1]$. En balayant cet espace de paramètres à l'aide de l'Eq. 5.2, nous pouvons alors mesurer une valeur de $[\frac{T_u}{\delta T}]_t$, pour tous les couples de paramètres et nous obtenons alors la figure 5.32.

Tant que la valeur de $\Delta\phi_t$ est suffisamment grande, la détermination de $[\frac{T_u}{\delta T}]_t$ ne présente aucune difficulté car les extréma de $x_s(t)$ sont bien identifiés. Par contre, dans le cas de valeurs de $\Delta\phi_t$ faibles ($\Delta\phi_t \in [-0,2 \ 0,2]$, ou $[-\frac{\pi}{16} + \frac{\pi}{16}]$, cf. zone hachurée sur les Figures 5.31 et 5.32), nous observons alors l'apparition de deux minima très proches et difficilement identifiables (Figure 5.33). Il s'agit ici en particulier des cas des expériences EX05_A, EX10_B et EX12_B. Dans ces cas-là, le relevé du point le plus bas ne nous donne pas une bonne représentation de ce qui est observé expérimentalement. Nous définissons alors la phase d'*uprush* comme étant une phase où le front est continûment en montée et subit une montée brutale, tout ce qui se passe au-delà de cette dynamique ascendante,

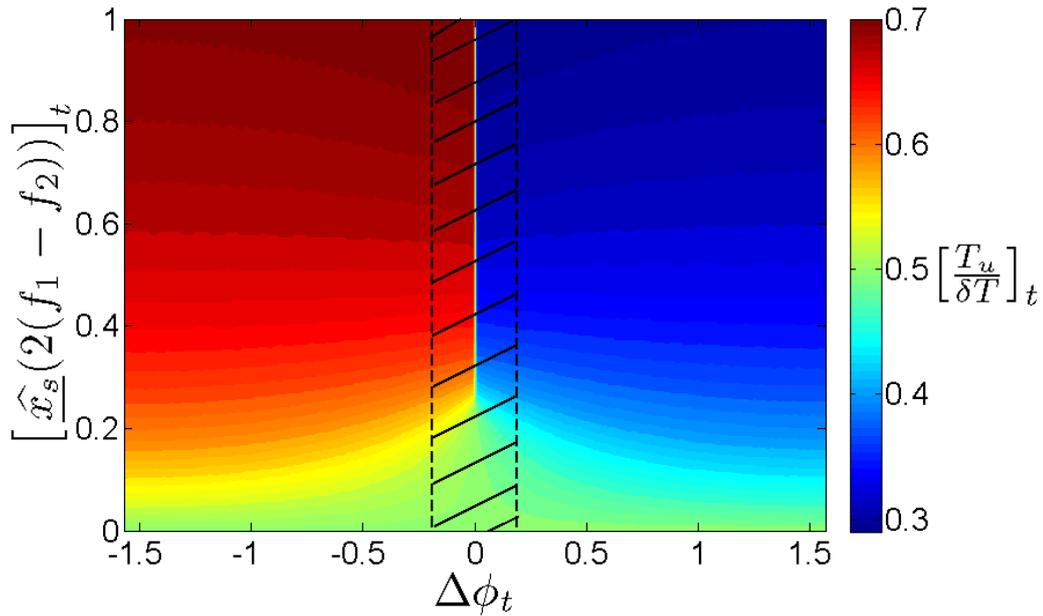


FIGURE 5.32 – Evaluation à partir d’un modèle théorique de l’asymétrie temporelle ($[\frac{T_u}{\delta T}]_t$) à partir d’une fréquence et de son harmonique ($[\hat{x}_s(2(f_1 - f_2))]_t$) selon leur déphasage ($\Delta\phi_t$).

à savoir cette descente progressive, même si celle-ci est ponctuée de courtes phases de remontée est considérée ici comme relevant de la phase de *backwash*. Nous ne prenons alors pas le minimum absolu mais plutôt dans ces cas-là les valeurs des extréma les plus proches (Figure 5.33). Nous trouvons alors des résultats cohérents avec les relevés expérimentaux précédents (Tableau 5.4).

Il nous est alors possible, en utilisant les valeurs de déphasage déterminées précédemment, les valeurs de $\hat{x}_s(2(f_1 - f_2))$ relevées dans le §5.3.2 a) et en tenant compte des remarques faites précédemment, de déterminer une valeur de $[\frac{T_u}{\delta T}]_t$ d’après le modèle théorique pour chacune de nos conditions de forçage (Figure 5.34). La figure 5.34 permet de comparer les valeurs $[\frac{T_u}{\delta T}]_t$ obtenues par reconstruction du signal de l’onde de basse fréquence et de son harmonique à celles mesurées directement sur les diagrammes spatio-temporels de l’évolution du front d’eau (Figure 5.30 par exemple), $\frac{T_u}{\delta T_e}$, à partir du signal $x_s(t)$ (Tableau 5.4). Sur cette figure, la ligne horizontale pointillée délimite les cas pour lesquels la phase d’*uprush* est plus courte que celle de *backwash* (en dessous), de ceux pour lesquels la phase d’*uprush* est plus longue que celle de *backwash* (au dessus).

Nous constatons alors qu’il existe des cas où l’on a un très bon accord entre le modèle (Eq. 5.2) et les valeurs relevées (Figure 5.34). Il y a d’autres cas où le modèle semble être moins représentatif de ce que nous mesurons. Dans ces cas-là, ces différences entre modèle et le signal total de l’expérience s’expliquent soit par le fait que l’amplitude $\hat{x}_s(f_2)$ est forte comparativement à celle de $\hat{x}_s(2(f_1 - f_2))$, il n’y a alors pas de séparation d’échelles en amplitude, soit parce que le ratio entre δT et T_2 est trop faible, il n’y a alors pas de

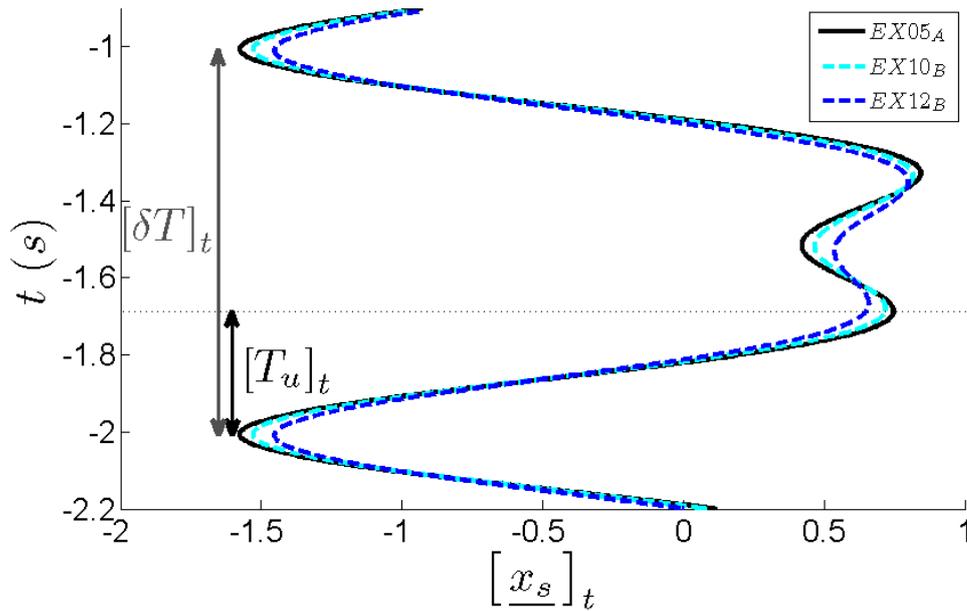


FIGURE 5.33 – Cas des expériences à déphasage faible entre l'onde de basse fréquence et son harmonique ($\Delta\phi_t \in [-0, 2 \ 0, 2]$). Visualisation du signal temporel et du choix fait pour le relevé de $[\frac{T_u}{\delta T}]_t$ dans ces cas-là.

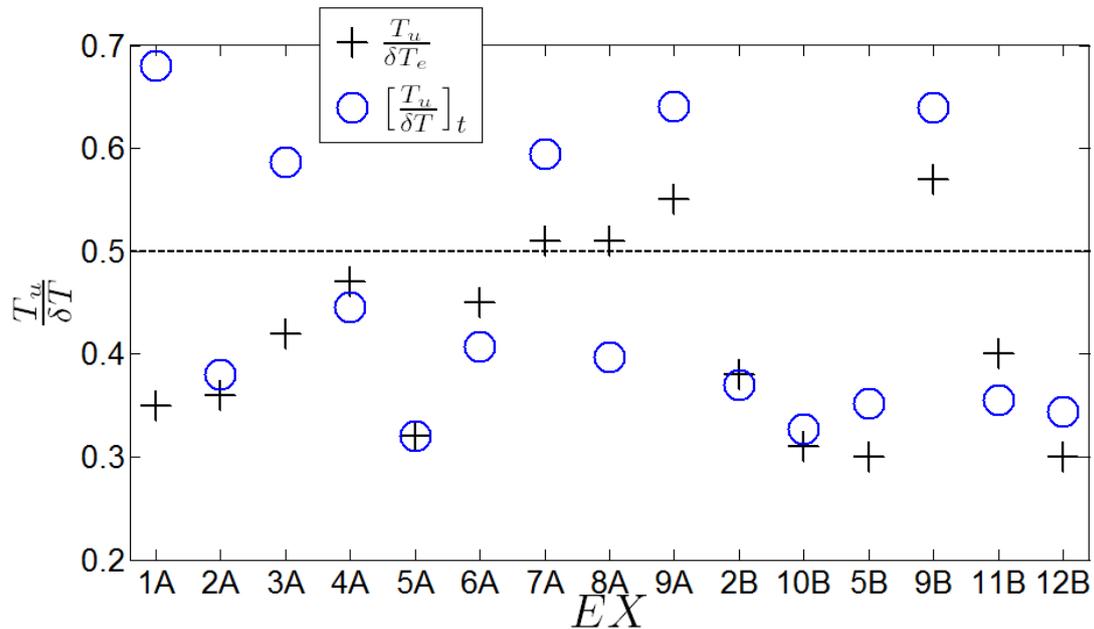


FIGURE 5.34 – Comparaison de l'asymétrie calculée avec un modèle théorique à deux fréquences ($f_1 - f_2$ et $2(f_1 - f_2)$, $[\frac{T_u}{\delta T}]_t$) aux valeurs mesurées expérimentalement ($\frac{T_u}{\delta T_e}$). La ligne horizontale pointillée correspond au cas où les phases d'*uprush* et de *backwash* sont de même durée. En dessous de cette ligne, la phase d'*uprush* est plus courte que celle de *backwash*, ce qui est en général le cas dans nos expériences.

séparation d'échelles en fréquence. Dans ce cas, l'approximation faite d'une dynamique entièrement contrôlée par l'onde de basse fréquence et son harmonique n'est pas justifiée (Remarque : la très forte différence entre modèle théorique et expérience dans le cas particulier de l'expérience EX01_A peut être reliée au problème technique concernant le batteur qui a déjà été mentionné dans le Chapitre 3 (§3.1.3)).

ASYMÉTRIE DANS LA ZONE DE SWASH : INDUITE PAR LE FORÇAGE EN ENTRÉE OU PAR LA DYNAMIQUE PROPRE DE LA ZONE DE SWASH ?

Nous souhaitons maintenant déterminer si l'asymétrie observée dans la zone de *swash* est induite par le forçage avec ses harmoniques en entrée de la zone de *swash* ou par la dynamique propre de la zone de *swash*. Comme nous venons de le voir, la basse fréquence $2(f_1 - f_2)$ semble jouer un rôle dans l'asymétrie des phases d'*uprush* et de *backwash*. Afin de tenter de répondre à cette question nous nous sommes donc intéressés aux valeurs de $\widehat{A}(2(f_1 - f_2))$ et de $\widehat{x}_s(2(f_1 - f_2))$ (quantités normées par leurs valeurs respectives à la basse fréquence prédominante $f_1 - f_2$, pour permettre une comparaison de ces valeurs) (Figure 5.35).

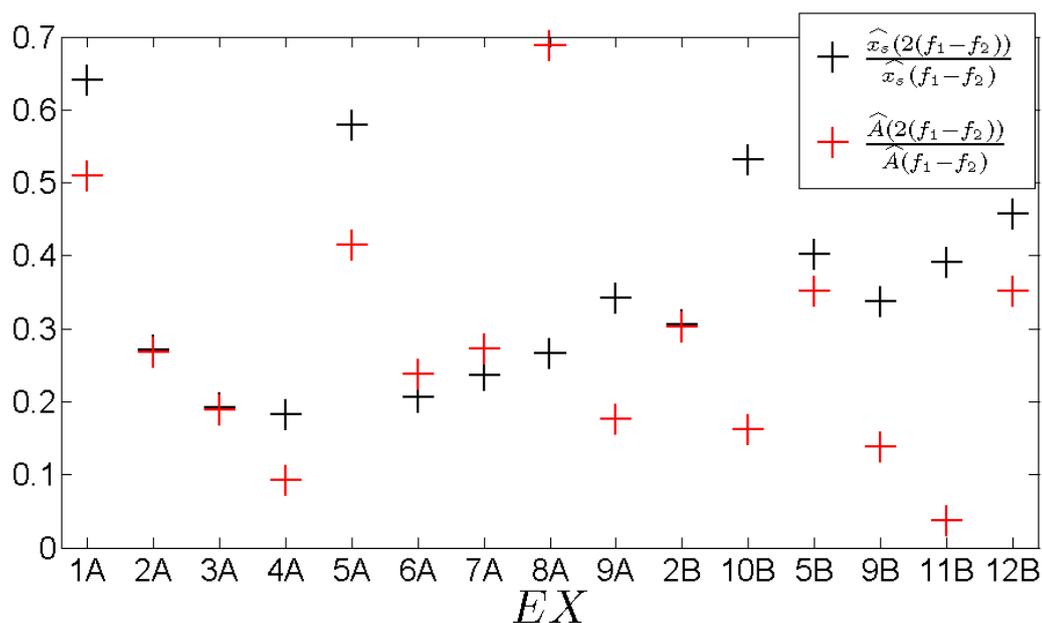


FIGURE 5.35 – Comparaison entre signal en entrée (\widehat{A}) et signal dans la zone de *swash* (\widehat{x}_s) pour la basse fréquence $2(f_1 - f_2)$.

Il semblerait dans certains cas que la dynamique propre de la zone de *swash* n'influe pas sur le signal d'entrée en terme d'amplitude (Figure 5.35). Dans ces cas-là, comme c'est notamment le cas des expériences EX02_A, EX03_A et EX02_B, cette présence forte d'asymétrie ou son absence observée dans la zone de *swash*, semble provenir du forçage hydrodynamique en entrée de cette zone.

Dans tous les autres cas d'expériences, qu'il y ait ou non de l'asymétrie dans la zone de *swash*, la différence entre \widehat{A} et \widehat{x}_s montre qu'il y a une influence de la dynamique propre de la zone de *swash* sur cette évolution temporelle (Figure 5.35).

Parmi les cas présentant une forte asymétrie des phases d'*uprush* et de *backwash* (EX01_A, EX02_A/EX02_B, EX05_A/EX05_B, EX10_B, EX11_B et EX12_B) et au vue de la figure 5.35, seules les expériences EX02_A et EX02_B correspondent à des cas où l'asymétrie dans la zone de *swash* vient du forçage hydrodynamique en entrée de cette zone. Dans les autres cas pour lesquels il y a une grande différence entre \widehat{x}_s et \widehat{A} , l'asymétrie dans la zone de *swash* doit alors être induite par la dynamique propre de la zone de *swash* traduite par l'évolution du fond. Les remarques faites précédemment supposent que le signal vu par les sondes ne soit pas affecté par la dynamique même du *swash*, ce qui est peu probable, mais ceci peut être vrai pour un premier ordre d'analyse.

5.4 Réponse morphodynamique de la zone de *swash*

5.4.1 Evolution du profil de plage sur la campagne expérimentale

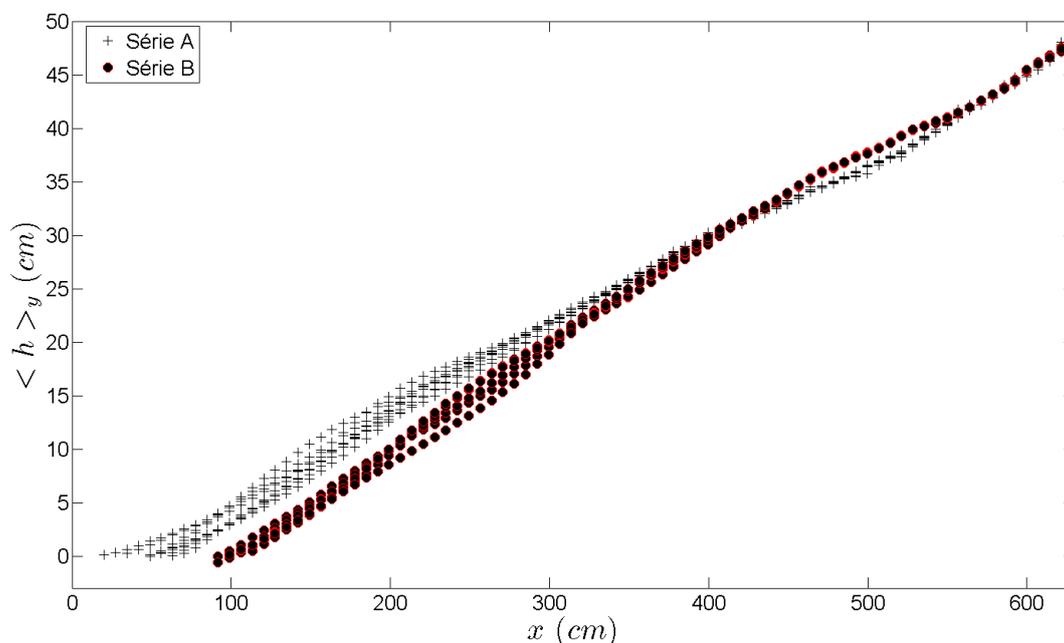


FIGURE 5.36 – Profils moyens $\langle h \rangle_y(x)$ de l'état initial pour toutes les expériences de la Série A (croix noires) et pour toutes celles de la Série B (ronds rouges).

La figure 5.36 illustre les profils moyens $\langle h \rangle_y(x)$ obtenus au début des différentes expériences au cours des séries A et B. Au cours des deux séries de mesures nous notons que le haut du profil de plage ($x > 400$ cm) varie très faiblement au cours des expériences. Ceci est en accord avec le fait que cette zone est peu souvent atteinte par les vagues. En ce qui concerne le reste du profil de plage, l'évolution du fond au sein des deux séries est assez similaire dans les deux cas et ce malgré le fait que les deux séries soient réalisées sur des profils de plage assez différents (§5.1.1). A partir de ces figures nous pouvons définir une zone "active" pour chacune des séries de mesures. Nous définissons la zone "active" comme étant la portion du profil de plage qui évolue de manière significative au cours du temps pendant une expérience. Cette zone "active" sera par la suite définie indépendamment pour chaque expérience. En revanche, nous pouvons noter que cette zone se situe entre 50 et 250 cm dans le cas de la Série A et entre 100 et 300 cm dans celui de la Série B. Ceci est en accord avec le fait que la position de la *shoreline* s'est décalée vers les x croissants de ~ 50 cm entre les deux séries de mesures (Figure 5.18). Nous allons à présent nous intéresser plus particulièrement à l'évolution des profils initiaux entre les différentes expériences au sein de chacune des séries.

Les figures 5.37(a) et 5.37(b) illustrent les profils $\langle h \rangle_y(x, t_i)$ de plage, avec t_i définissant le temps initial au sein de chaque expérience, pour les différentes expériences

des Séries A et B respectivement. La position maximale atteinte par les vagues lors des différents épisodes d'*uprush* ($[x_{su}]_{max}$) est également présentée (trait continu épais noir). Afin d'identifier l'évolution chronologique de ces profils, nous présentons sur cette figure une carte de niveaux de $\langle h \rangle_y$, fonction de x et de la série d'expériences (numérotation selon la nomenclature définie au Tableau 3.1). La position la plus haute atteinte par les vagues est supérieure à la valeur haute de la zone "active" évoquée précédemment. Ceci s'explique sans doute par une dynamique peu énergétique lorsque les vagues atteignent leur position maximale.

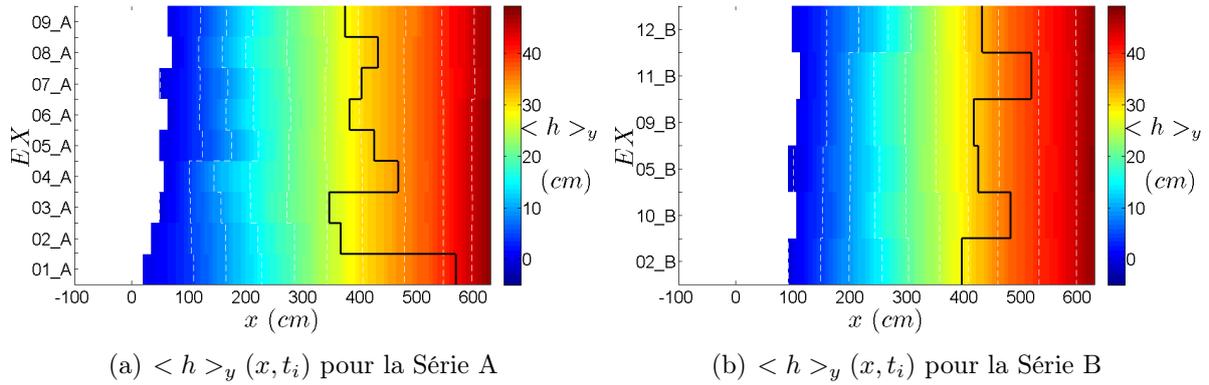


FIGURE 5.37 – Allure $\langle h \rangle_y(x, t_i)$ des profils initiaux pour chaque expérience des Séries A (a) et B (b).

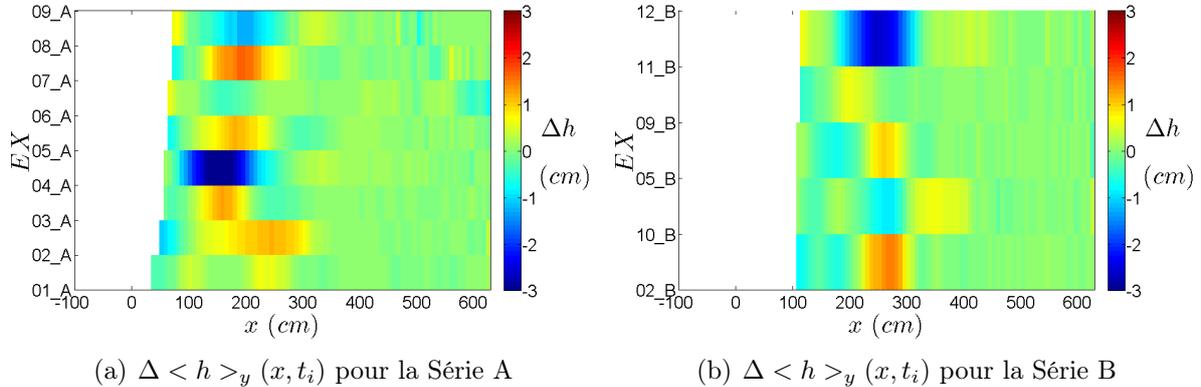


FIGURE 5.38 – Allure $\Delta \langle h \rangle_y(x, t_i)$ des profils initiaux pour chaque expérience des Séries A (a) et B (b).

Afin de quantifier plus précisément l'évolution du profil initial entre les différentes expériences nous avons calculé $\Delta \langle h \rangle_y(x, t_i)$, correspondant à la différence d'altitude entre les profils initiaux de deux expériences consécutives au sein d'une même série (Figure 5.38). Nous constatons à nouveau que la zone la plus active se situe entre 50 et 250 cm pour la Série A et 100 et 300 cm pour la Série B. Il s'agit ici d'évaluer l'évolution du

système en terme d'érosion et d'accrétion localisées dans la direction *cross-shore*. Nous n'observons pas une tendance nette à de l'érosion ou à de l'accrétion de façon continue entre les expériences. En effet, suivant les zones et les expériences nous constatons l'alternance de phases d'érosion et d'accrétion sur le profil de plage.

Il semblerait tout de même que les épisodes d'accrétion dans la zone "active" soient plus récurrents pour les paramètres de forçage utilisés ici. En revanche, les épisodes d'érosion du profil de plage sont ici plus significatifs en terme de volume transporté que ceux d'accrétion, les valeurs de $\Delta \langle h \rangle_y (x, t_i)$ étant plus importantes dans ces cas-là. Nous notons de nouveau le comportement singulier en terme de déplacement de sable (forte érosion) pour l'expérience EX04_A, il y a également une forte érosion du profil de plage dans le cas de l'expérience EX11_B. Dans tous les cas, des zones d'érosion et d'accrétion coexistent pour chaque expérience. Même si l'amplitude de ces phénomènes est variable, cela indique une modification de la pente moyenne du profil, certainement induite par une modification de l'équilibre du système dans la zone de *swash* (cet équilibre étant piloté ici par le forçage hydrodynamique).

5.4.2 Evolution du fond pour les expériences identiques

Dans la suite, la coordonnée des positions *cross-shore* est considérée relative à la position de la ligne d'eau au repos x_{is} (Figure 5.18), *i.e.* $x - x_{is}$. Pour ne pas allourdir les notations, cette nouvelle coordonnée relative sera notée X_s . Cette nouvelle définition permet une comparaison relative aux expériences de la série A et de la série B pour lesquelles la position du trait de côte s'est fortement déplacée. Nous allons ici analyser le cas des doublets d'expériences identiques entre Séries A et B. Ces trois expériences présentent des caractéristiques différentes, tant en terme de forçage qu'en terme d'évolution du fond. Nous nous intéressons ici à l'évolution du fond dans chacun des cas, afin d'identifier l'impact induit par la variation du forçage indépendamment de celui induit par une topographie initiale différente.

La figure 5.39(a) illustre l'allure de $\langle h \rangle_y (X_s)$ des profils initiaux et finaux pour les expériences EX02_A et EX02_B. Les deux expériences présentent des allures de profils initiaux significativement différentes. Toutefois, l'allure d'évolution est qualitativement la même pour les deux expériences. En effet, dans les deux cas d'expériences, quelque soit la valeur de la pente initiale, nous observons un raidissement du profil de plage et nous notons que celui-ci est en accrétion même si les portions de plage concernées par ce phénomène sont légèrement différentes dans les deux cas, celle-ci se situant entre 100 et 280 cm pour la Série A et entre 100 et 200 cm pour la Série B. Cette différence peut être attribuée à la légère différence de pente observée pour les deux expériences dans la zone "active". En particulier, nous pouvons observer que cette zone est bornée par une hauteur quasiment commune $h \sim 20$ cm indiquant un transfert similaire de l'énergie cinétique induit par chaque vague en énergie potentielle. Ainsi, plus la pente est faible, plus la zone "active" atteint de grandes valeurs de X_s pour un forçage équivalent. A forçage

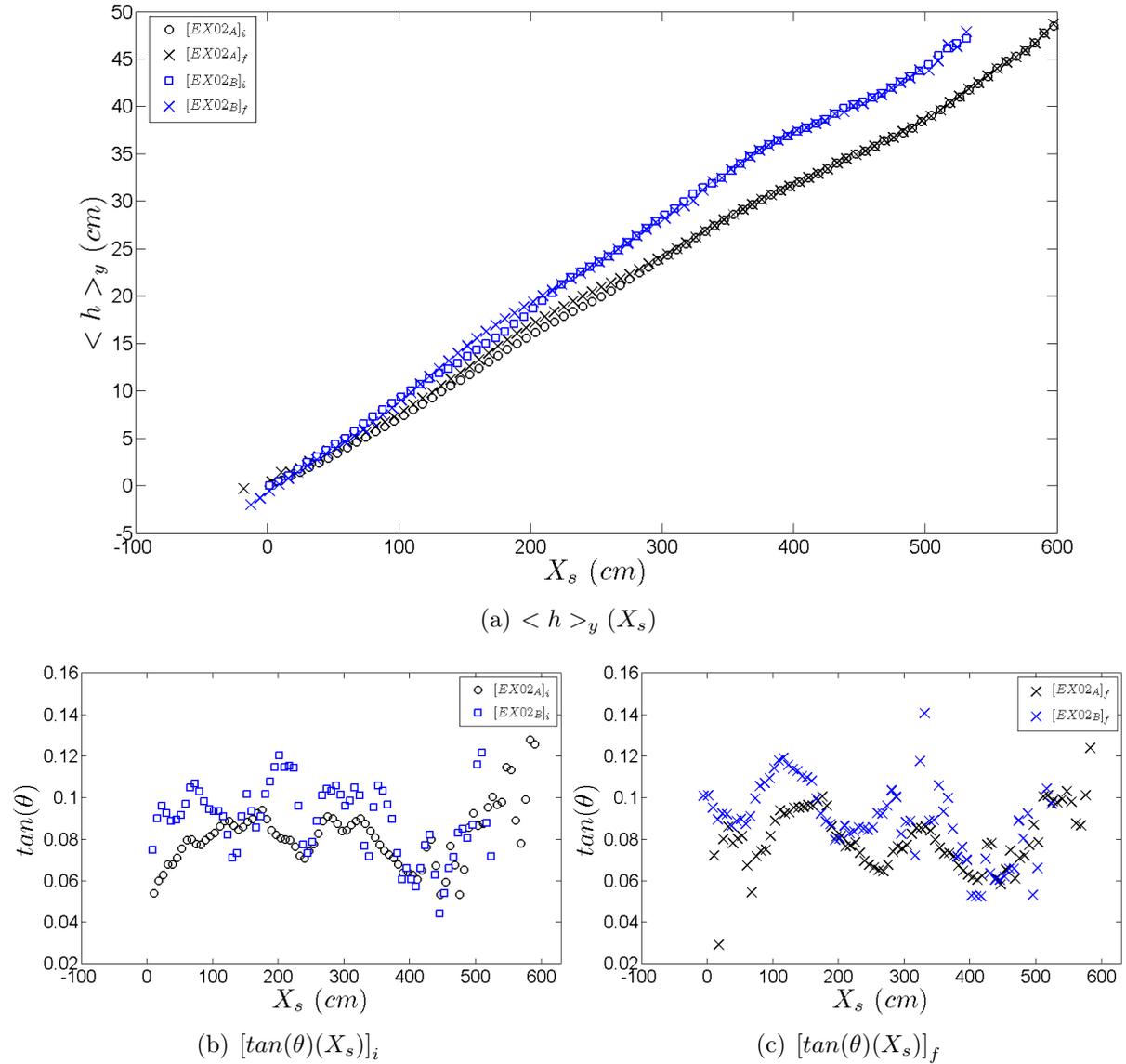


FIGURE 5.39 – Comparaison de l'allure $\langle h \rangle_y (X_s)$ des profils initiaux (o, \square) et finaux (\times) pour les expériences EX02_A (noir) et EX02_B (bleu) (a). Evolution de $\tan(\theta)(X_s)$ entre le début (b) et la fin (c) des expériences EX02.

fixé, la zone "active" semble alors définie par un intervalle de hauteur (en accord avec un transfert d'énergie cinétique vers une énergie potentielle tant que le frottement le long du profil de plage ne dissipe pas significativement l'évolution du front).

Afin d'identifier cette évolution entre état initial et final, nous traçons sur la figure 5.39 ((b) et (c)) les profils "cross-shore" de pente locale $\tan(\theta)(X_s)$ pour l'état initial (Figure 5.39(b)) et l'état final (Figure 5.39(c)). Nous notons que malgré une très faible corrélation entre les deux expériences pour l'état initial (topographies initiales différentes), $\tan(\theta)(X_s)$ évolue vers une forme similaire dans la zone "active". Même si les profils de

plage n'ont pas convergé vers un profil commun, ce qui est probablement dû à la durée de chaque expérience, l'analyse de la pente locale $\tan(\theta)(X_s)$ permet d'identifier la corrélation de forme d'une expérience à l'autre pour un forçage hydrodynamique identique.

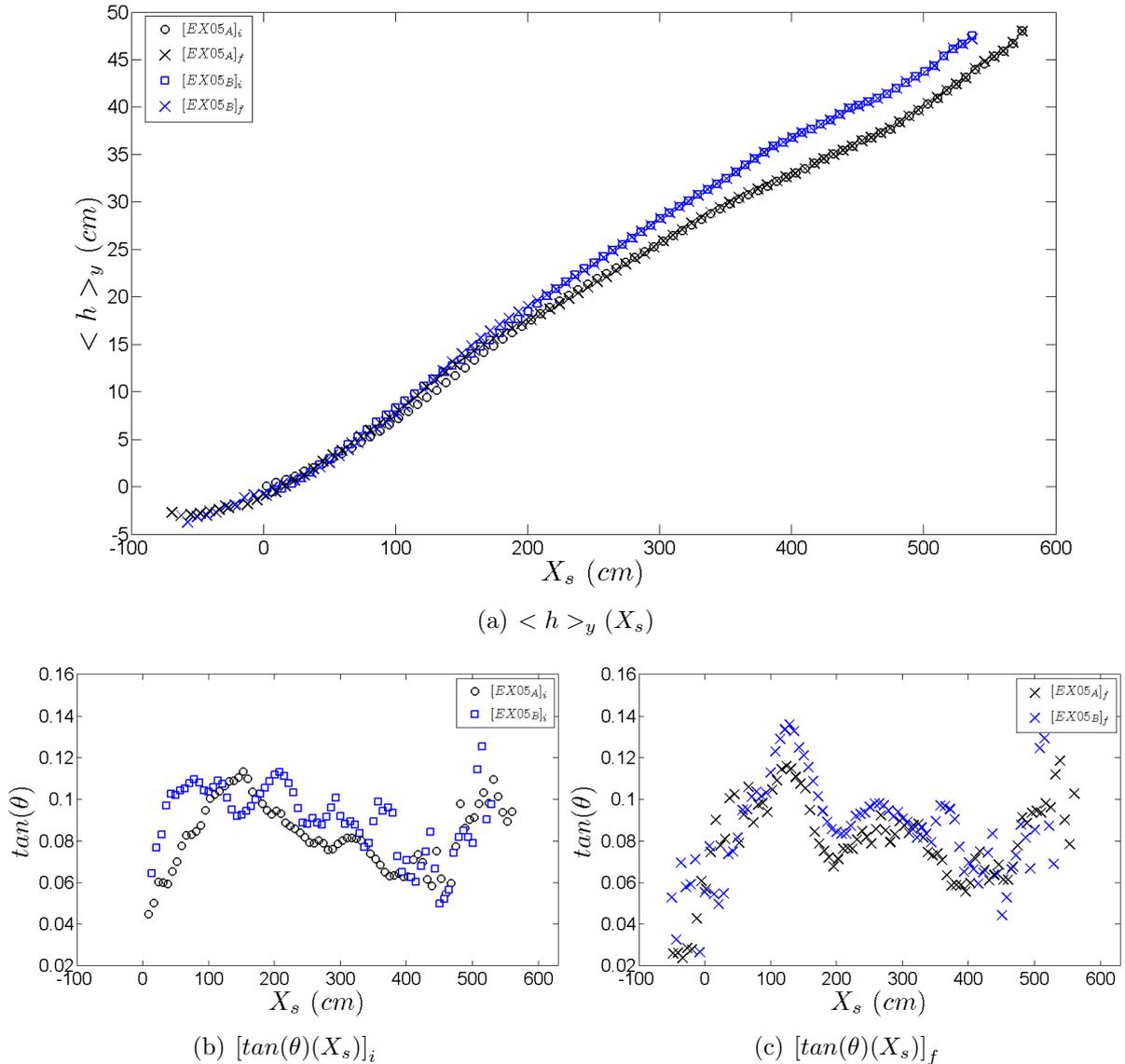


FIGURE 5.40 – Comparaison de l'allure $\langle h \rangle_y(X_s)$ des profils initiaux (o, \square) et finaux (\times) pour les expériences EX05_A (noir) et EX05_B (bleu) (a). Evolution de $\tan(\theta)(X_s)$ entre le début (b) et la fin (c) des expériences EX05.

La figure 5.40(a) illustre le cas des expériences EX05_A et EX05_B (légende similaire à la Figure 5.39). Même si ces deux expériences débutent avec des profils initiaux différents, nous observons une quasi-superposition des pentes finales de ces profils respectifs sur la zone [80 250] cm, qui est la plus active en terme de transport de sable. Cette superposition est confirmée par l'analyse de la pente locale $\tan(\theta)(X_s)$ (Figures 5.40(b) et 5.40(c)).

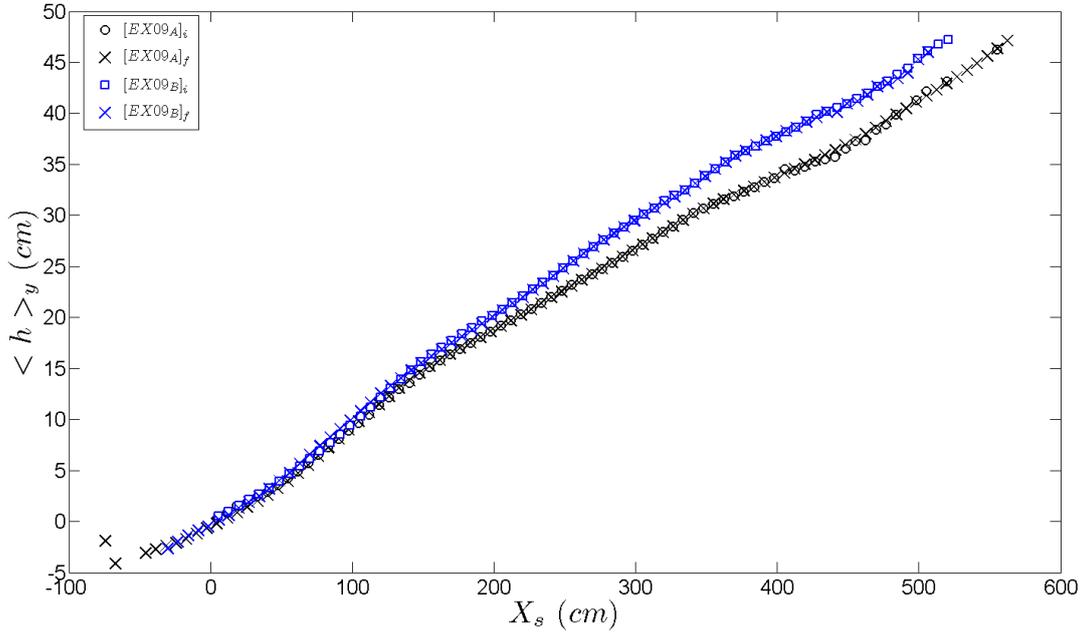
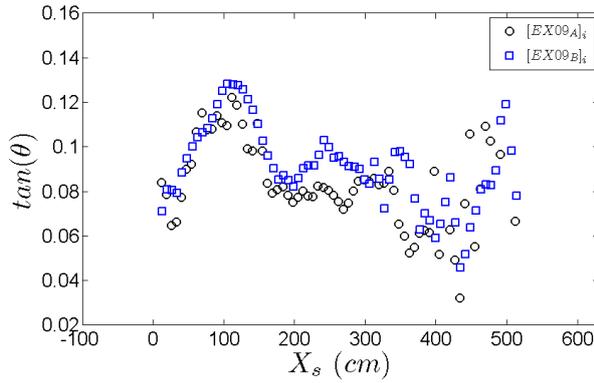
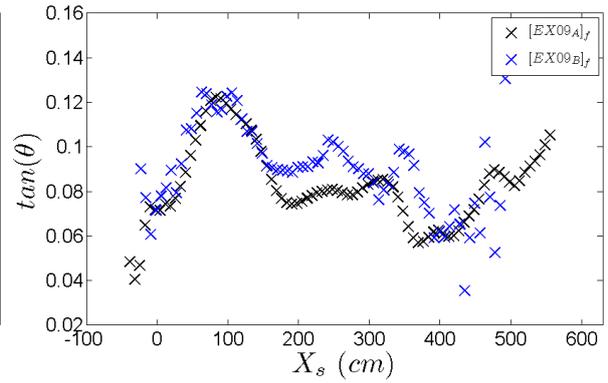
(a) $\langle h \rangle_y (X_s)$ (b) $[\tan(\theta)(X_s)]_i$ (c) $[\tan(\theta)(X_s)]_f$

FIGURE 5.41 – Comparaison de l'allure $\langle h \rangle_y (X_s)$ des profils initiaux (o, \square) et finaux (\times) pour les expériences EX09_A (noir) et EX09_B (bleu) (a). Evolution de $\tan(\theta)(X_s)$ entre le début (b) et la fin (c) des expériences EX09.

Dans le cas des expériences EX09_A et EX09_B (Figure 5.41(a)), nous notons que l'allure des profils initiaux est très similaire entre Série A et B sur la portion la plus active de la plage à savoir la portion où nous observons du transport de sable entre les instants initiaux et finaux. Ici, cette zone se situe entre 80 et 200 cm. De même, l'allure des pentes finales sont très semblables entre les deux expériences. Dans le cas de cette expérience, l'évolution du profil de plage est moins perceptible que pour les autres expériences car dans ce cas, la période de l'onde longue est relativement importante. Ainsi, le nombre d'ondes longues dans la série est assez petit comparativement aux autres expériences. En

ce qui concerne ce doublet, il semblerait tout de même que nous observions le même type d'évolution, dans les mêmes portions de plage. Dans ce cas, l'évolution de $\tan(\theta)(X_s)$ (Figures 5.41(b) et 5.41(c)) montre que l'état initial est assez semblable pour les séries A et B, la similarité perdue à l'état final et nous obtenons même une valeur moyenne de la pente quasi-identique dans la portion [0 150] cm.

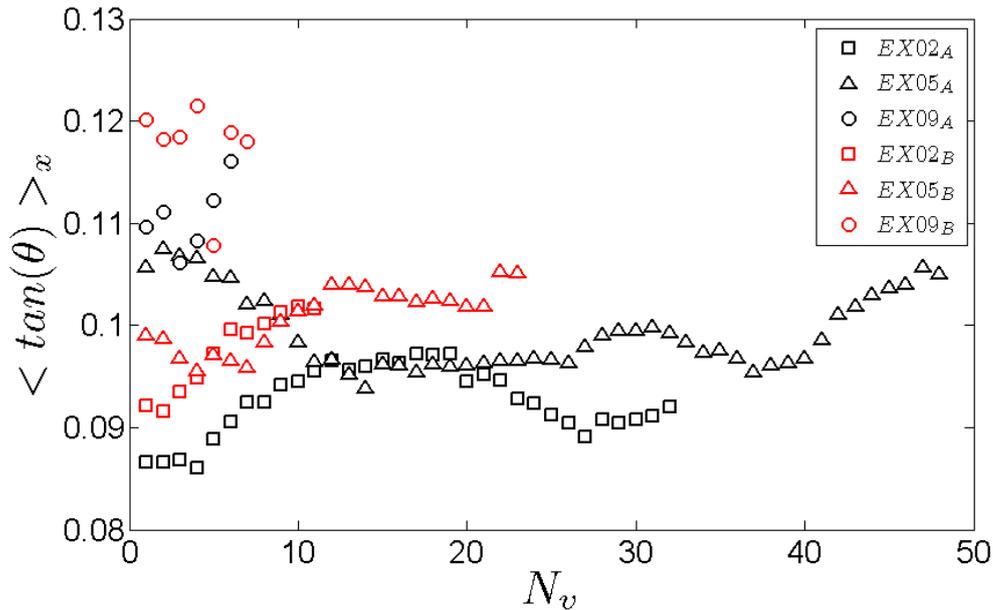


FIGURE 5.42 – Evolution de l'allure de $\langle \tan(\theta) \rangle_x$ sur la zone "active" entre chaque événement d'onde longue. N_v : labélisation de chaque événement de plage découverte entre chaque passage de vague (Figure 5.47).

Nous nous intéressons maintenant à l'évolution temporelle de la valeur moyenne de la pente, $\langle \tan(\theta) \rangle_x$, sur la zone la plus active en terme de transport de sable dans chacun des cas d'expériences (Figure 5.42). Dans les différents cas présentés ici, nous notons que la pente est encore en régime transitoire, ce qui est en accord avec notre analyse précédente. Les pentes des expériences EX09_A et EX09_B convergent vers la même valeur. Il semblerait également que les pentes des expériences EX05_A et EX05_B tendent elles aussi vers la même valeur. Par contre, dans le cas du couple d'expériences EX02, la similitude des pentes aux temps finaux semble plus difficile à obtenir. Néanmoins, ces deux expériences suivent la même évolution au début des deux expériences respectives avec un décalage dû à des valeurs initiales de pentes différentes. Encore une fois, l'évolution en temps de $\langle \tan(\theta) \rangle_x$ semble confirmer une évolution similaire vers un état commun pour un forçage identique mais sur des échelles de temps très variables.

Pour conclure, nous notons que le profil de plage semble tendre vers un profil similaire pour un forçage hydrodynamique donné et ce quel que soit le profil initial. Selon les cas, nous observons des progressions plus ou moins rapides vers un état que l'on pourrait quantifier d'"état d'équilibre", ne dépendant que du forçage hydrodynamique. Il reste

à déterminer dans quelle mesure cette évolution dépend du forçage et de l'écart à la topographie initiale. Cette étude mériterait une campagne expérimentale dédiée, qui permettrait de faire varier les paramètres plus facilement (expérience de plus petite échelle). Les expériences EX09_A et EX09_B sont les plus symétriques pour les phases d'*uprush* et de *backwash* (Figure 5.34) ce qui est en accord avec une convergence rapide vers un "état d'équilibre".

5.4.3 Evolution du fond pour les différentes expériences

a) Analyse 2D sur la durée de l'expérience

Dans la suite, nous exposons succinctement l'évolution de la topographie entre l'état initial et l'état final d'une expérience donnée (forçage fixé). Pour cela, nous traçons l'évolution de la pente $\Delta \tan(\theta)$, selon la direction *cross-shore*, en fonction de la coordonnée relative X_s (colonne de gauche des Figures 5.43, 5.44, 5.45 et 5.46), ainsi que l'évolution des hauteurs moyennes $\Delta \langle h \rangle_y$ en fonction de X_s (colonne de droite des mêmes figures).

L'observation des figures dans les différents cas d'expériences montre le lien qui existe entre les deux quantités $\Delta \tan(\theta)$ et $\Delta \langle h \rangle_y$ et l'analyse qui peut être extraite sur l'évolution du fond. Prenons par exemple le cas de l'expérience EX02_A (Figures 5.43(c) et 5.43(d)), $\Delta \langle h \rangle_y$ est positif sur l'intervalle [100 320] cm, indiquant une accrétion de sable sur le profil de plage (Figure 5.43(d)). Sur ce même intervalle, $\Delta \tan(\theta)$ (Figure 5.43(c)) est successivement positif puis négatif indiquant l'aplatissement de la portion haute du profil dans la zone "active" et une augmentation de pente de la portion basse du profil. De manière similaire, une forte érosion (Figures 5.44(a) et 5.44(b)) engendre un aplatissement de la portion basse du profil et une augmentation de pente de la portion haute du profil dans la zone "active".

Nous ne présentons pas ici l'évolution subie par le fond de plage cas par cas. Nous pouvons tout de même constater une grande diversité d'évolution des profils de plage, les différents cas d'expériences présentant des variations de profil très différentes. Nous noterons en particulier des cas de forte accrétion dans la zone "active" du profil de plage, notamment lors des expériences EX02_A et EX12_B (Figures 5.43(c)-5.43(d) et Figures 5.46(g)-5.46(h)). Dans ces cas-là, le profil final présente une allure convexe dans la zone "active". Il y a également des cas où nous observons une accrétion forte dans la portion centrale de la zone "active" et une érosion faible des portions basse et haute du profil, notamment lors des expériences EX03_A, EX05_A, EX07_A et EX02_B (Figures 5.43(e)-5.43(f) ; Figures 5.44(c)-5.44(d) ; Figures 5.44(g)-5.44(h) et Figures 5.45(e)-5.45(f)). Dans ces cas-là, le profil final présente une allure convexe-concave dans la zone "active" (cf. nomenclature Figure 2.7(b) du Chapitre 2 §2.3.1). Enfin, il existe des cas de forte érosion dans la zone "active" du profil de plage, notamment lors des expériences EX04_A, EX11_B (Figures 5.44(a)-5.44(b) ; Figures 5.46(e)-5.46(f)). Dans ces cas-là, le profil final présente une allure concave dans la zone "active".

Concernant les autres expériences, celles-ci présentent des variations de $\Delta \langle h \rangle_y$ moins importantes que celles observées au cours des expériences mentionnées précédemment. Dans certains cas, celles-ci peuvent également être sujettes à différents types de transport suivant la localisation sur la plage comme c'est notamment le cas de l'expérience EX05_B qui subit une érosion du bas de son profil de plage et une accrétion sur le haut de son profil de plage dans la zone "active" (Figures 5.46(a)-5.46(b)). Dans ce cas-là, le profil final présente une allure concave-convexe dans la zone "active" (cf. nomenclature Figure 2.7(b) du Chapitre 2 §2.3.1).

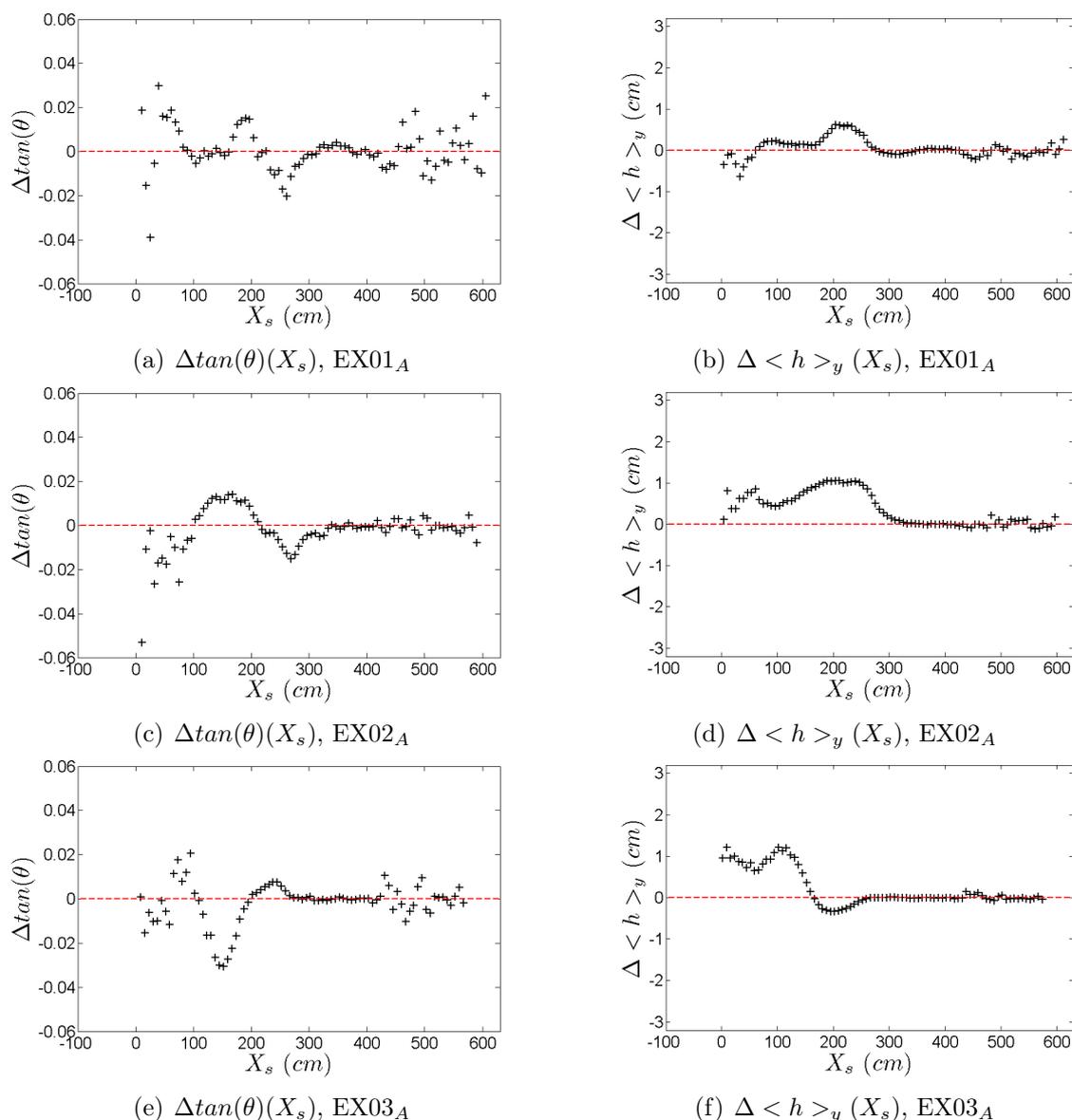


FIGURE 5.43 – Evolution de la pente locale et du fond entre instants initiaux et finaux pour les expériences EX01_A à EX03_A.

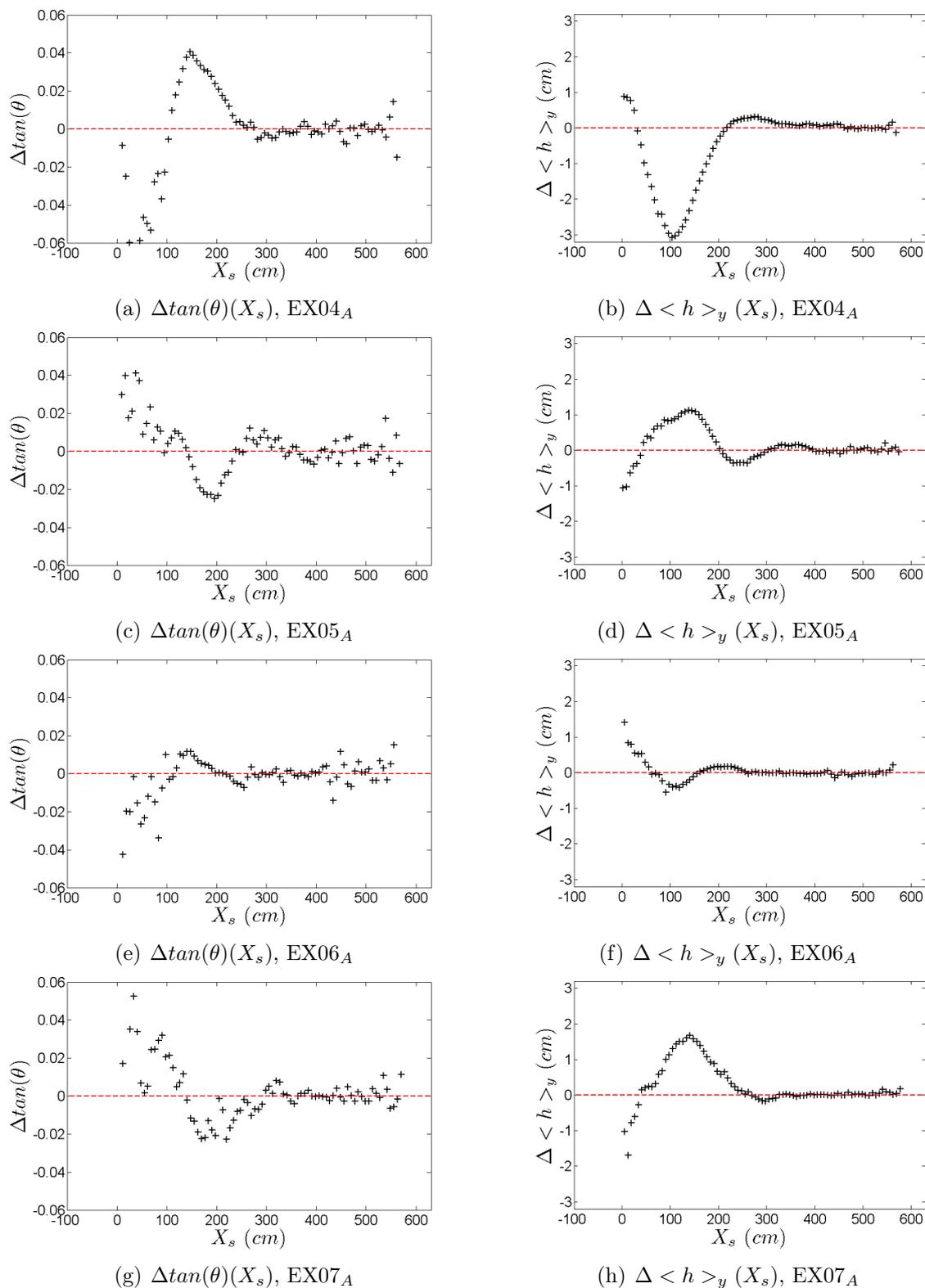


FIGURE 5.44 – Evolution de la pente locale et du fond entre instants initiaux et finaux pour les expériences EX04_A à EX07_A.

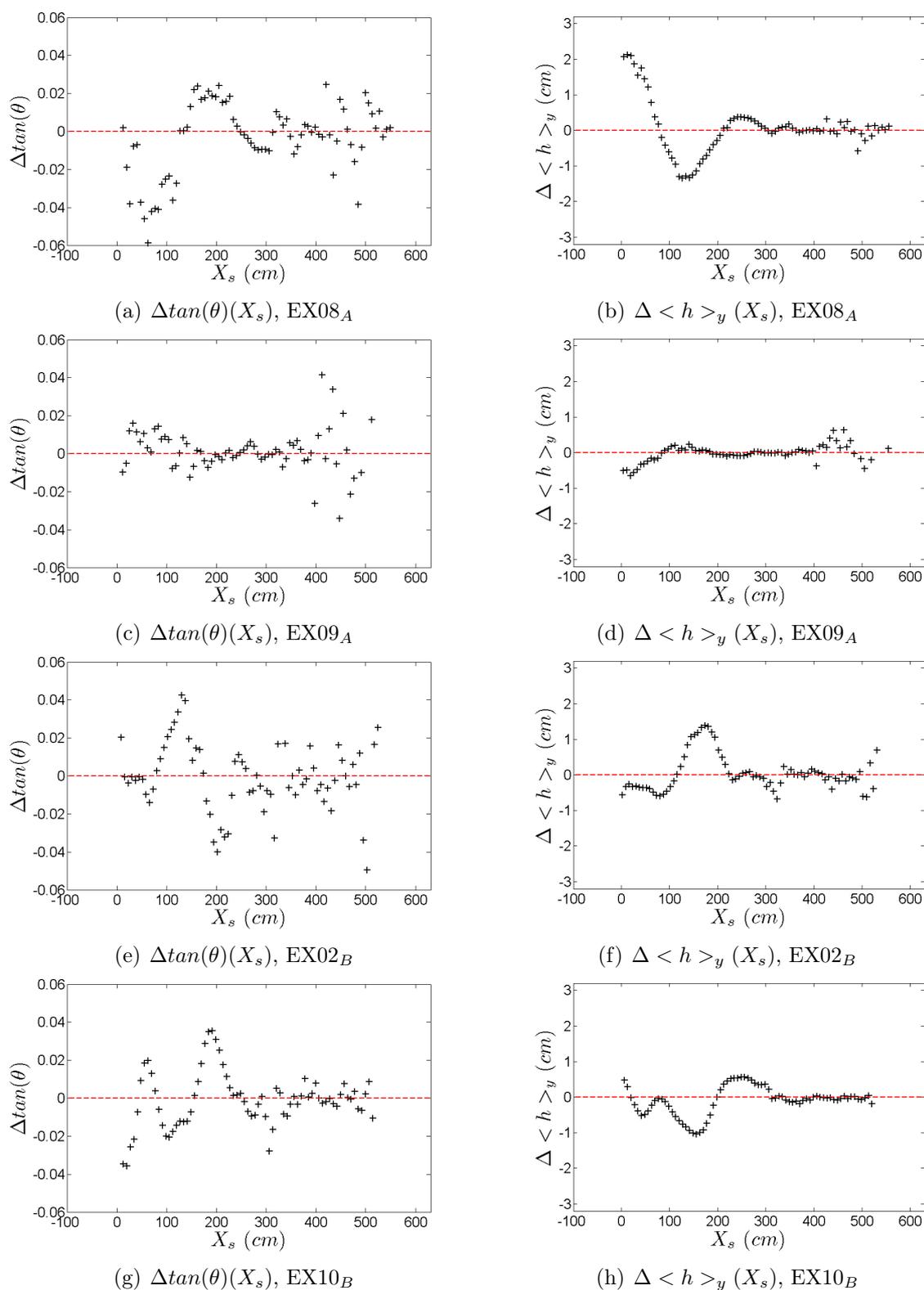


FIGURE 5.45 – Evolution de la pente locale et du fond entre instants initiaux et finaux pour les expériences EX08_A à EX10_B.

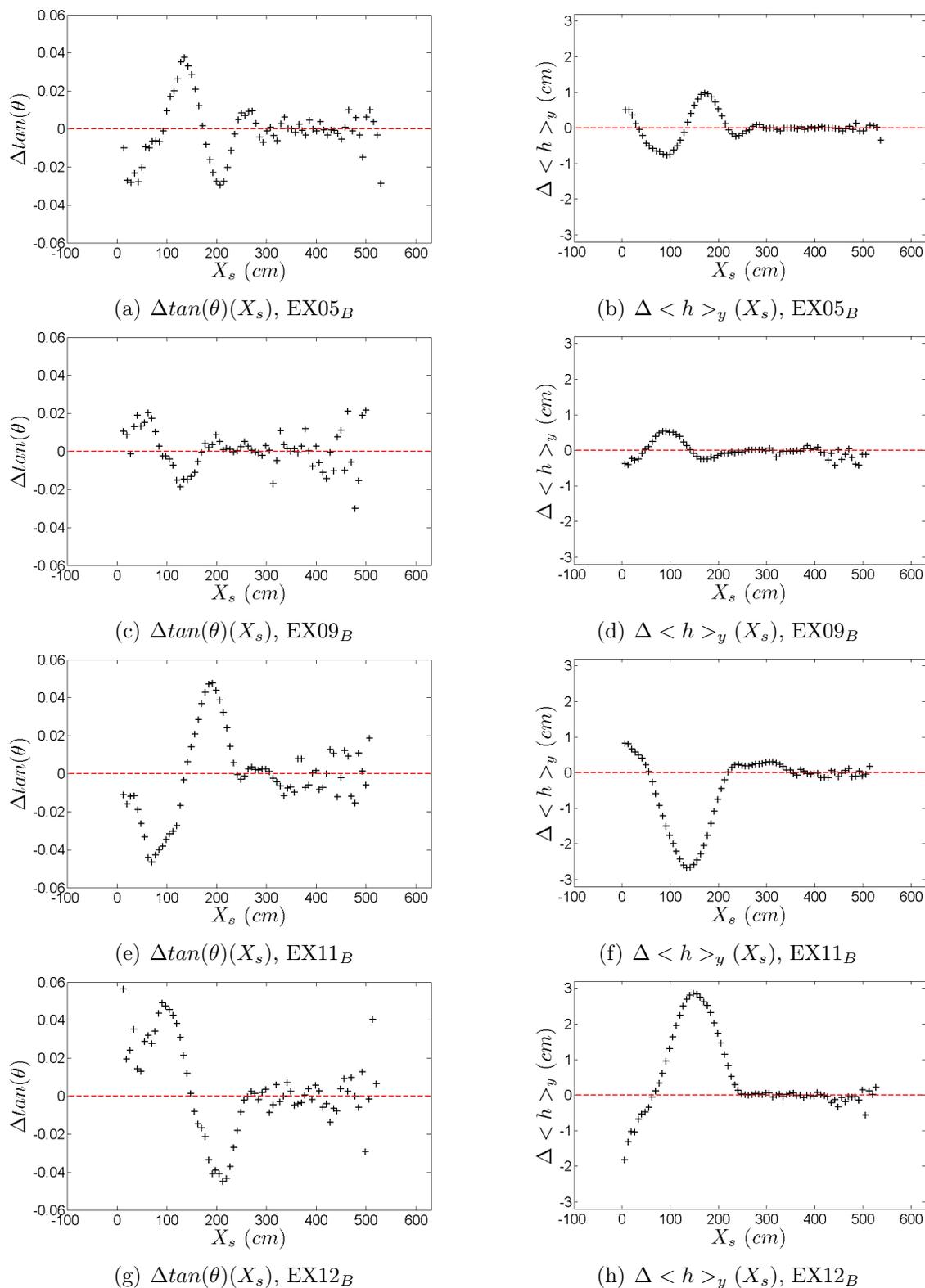


FIGURE 5.46 – Evolution de la pente locale et du fond entre instants initiaux et finaux pour les expériences EX05_B à EX12_B.

b) De l'analyse 2D sur la durée d'une onde longue jusqu'à l'étude de la tridimensionnalisation du système

Nous venons de voir les tendances morphodynamiques des profils de plage pour chacun des forçages, sur la durée de l'expérience. Nous allons ici mener une analyse de l'évolution du fond progressivement d'une étude préliminaire bidimensionnelle effectuée sur la durée du passage d'une onde longue jusqu'à donner des éléments pour une analyse de dynamique tridimensionnelle.

Afin d'étudier la variabilité 2D, nous avons tracé des cartes de hauteur moyenne $\langle h \rangle_y$, en fonction de x et du temps (N_v) (Figures (a) de 5.48 à 5.62). Les lignes noires superposées correspondent aux iso-valeurs de $\langle h \rangle_y$. Dans un esprit de simplification, comme nous considérons ici le passage des vagues à l'échelle temporelle d'une onde longue, nous avons indicé les événements de plage découverte en fonction du nombre de passage de ces ondes longues sur le profil de plage.

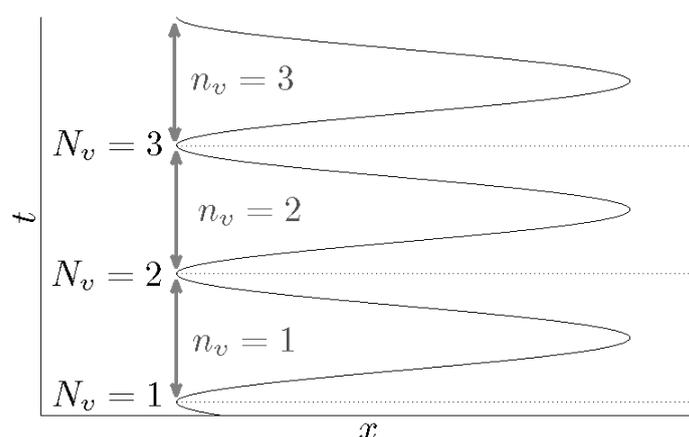


FIGURE 5.47 – Schématisation temporelle des incursions-excursions successives d'ondes longues sur le profil de plage, indicées par n_v et des événements de plage découverte les plus longs entre ces passages de vagues, indicés par N_v .

Entre chaque passage d'onde longue, nous considérons le moment de l'intervalle temporel pour lequel nous mesurons le profil de plage découverte le plus long selon la direction transverse. Nous labélisons alors chaque événement de plage découverte entre chaque passage d'onde longue par des valeurs croissantes de N_v (Figure 5.47). $N_v = 1$ correspond ici à l'instant pour lequel nous mesurons le profil de plage découverte le plus long selon x , dans les premiers moments de l'expérience, avant l'arrivée de la première vague sur la plage. La première onde longue qui arrive sur la plage est notée $n_v = 1$ et la seconde $n_v = 2$, etc.

Nous pouvons alors déterminer la variation de hauteur moyenne $\Delta \langle h \rangle_y$ induite par chaque passage de vague, en fonction de x et de n_v (Figures (b) de 5.48 à 5.62). Cette

analyse quantifiant le transport engendré par chaque passage d'onde longue, permet suivant la valeur du signe de la quantité $\Delta < h >_y$ de déterminer quelles sont les zones en érosion ($\Delta < h >_y < 0$) et quelles sont celles en accrétion ($\Delta < h >_y > 0$) sur le profil de plage selon x .

Nous constatons à nouveau une grande diversité d'évolution des profils de plages, les différents cas d'expériences présentant des variations de profils très différentes. Nous nous intéressons ici plus particulièrement aux cas des expériences pour lesquelles nous avons remarqué d'importants volumes de sable transportés. Dans les cas de forte accrétion dans la zone "active", notamment lors des expériences EX02_A et EX12_B, nous remarquons que les iso-valeurs de $< h >_y$ dans la portion basse ont tendance à tendre vers des valeurs de x décroissantes, ce qui indique bien une accrétion du bas de plage associée à un aplatissement du haut de plage (espacement des iso-valeurs de $< h >_y$ au cours du temps, Figures 5.49(a) et 5.62(a) respectivement). Lorsque nous analysons le transport de sable induit par chaque onde longue individuellement, nous notons que ce processus d'accrétion n'est pas monotone au cours des différents passages d'ondes longues dans le cas de EX02_A avec dans une même portion de plage une alternance de phases d'érosion et d'accrétion (Figure 5.49(b)). Tandis que dans le cas EX12_B, les zones d'érosion et d'accrétion semblent plus distinctes et continues au cours du temps, pour une valeur de x fixée entre chaque passage d'onde longue (Figure 5.62(b)).

Dans les cas d'une accrétion forte dans la portion centrale de la zone "active" et d'une érosion faible des portions basse et haute du profil, notamment lors des expériences EX03_A, EX05_A, EX07_A et EX02_B, nous remarquons bien un rapprochement des iso-valeurs de $< h >_y$ dans la portion la plus basse de la zone active et un écartement de ces iso-valeurs dans sa portion la plus haute (Figures 5.50(a), 5.52(a), 5.54(a) et 5.57(a) respectivement). Dans ces cas-là, les zones en accrétion et les zones en érosion semblent plus continues temporellement à des valeurs de x données entre chaque passage d'onde longue (Figures 5.50(b), 5.52(b), 5.54(b) et 5.57(b) respectivement).

Enfin, dans les cas de forte érosion dans la zone "active" du profil de plage, notamment lors des expériences EX04_A et EX11_B, nous remarquons que les iso-valeurs de $< h >_y$ dans la portion basse ont tendance à tendre vers des valeurs de x croissantes, ce qui indique bien une érosion du profil de plage (Figures 5.51(a) et 5.61(a) respectivement). Dans ces cas-là, les zones en accrétion et en érosion sont très discontinues temporellement et spatialement entre chaque passage d'onde longue (Figures 5.51(b) et 5.61(b)).

L'analyse précédente décrit le système comme étant 2D (évolution topographique *cross-shore*). Nous avons ainsi pu effectuer une analyse des tendances à de l'érosion ou à de l'accrétion du profil de plage. Nous donnons dans la suite quelques éléments préliminaires sur l'évolution temporelle 3D en analysant la tendance du profil de plage à se tridimensionnaliser au cours du temps.

Nous avons analysé l'évolution du fond en moyenne selon y . Même si cette valeur

moyenne nous permet d'avoir une bonne analyse de notre système, il ne faut cependant pas oublier que la valeur moyenne a tendance à lisser les effets transverses (dans le cas qui nous intéresse ici car nous moyennons par rapport à y). Nous avons donc également calculé ici l'écart-type de la hauteur moyenne $\langle h \rangle_y$ le long de la direction transverse (σ_y), en fonction de x et de N_v (Figures (c) de 5.48 à 5.62). σ_y permet une mesure de la variabilité transverse après chaque passage d'onde longue.

Afin d'appréhender la tendance à la tridimensionnalisation du profil de plage à un forçage donné, nous avons également tracé les cartes du profil de plage à l'état initial $h_i(x, y)$ (Figures (d) de 5.48 à 5.62), à l'état final $h_f(x, y)$ (Figures (e) de 5.48 à 5.62) ainsi que la variation de hauteur ($\Delta h(x, y)$) induite par l'ensemble des vagues lors de l'expérience considérée entre ces deux instants (Figures (f) de 5.48 à 5.62).

Un système qui a une forte tendance à se tridimensionnaliser est caractérisé par des valeurs de σ_y qui ont tendance à augmenter au fur et à mesure du passage des vagues successives (pour des valeurs de N_v croissantes). Dans ces cas-là, si le profil initial n'est presque pas tridimensionnel, à savoir si ce profil est quasi-invariant selon y à une valeur de x donnée, nous notons également de fortes valeurs de $\Delta h(x, y)$ avec une grande variabilité selon la direction transverse y .

Dans le cas de l'évolution du profil dans le plan (x, y) , nous notons encore une fois une forte diversité des profils obtenus. Certains cas ont des comportements plus singuliers que les autres. Les deux premières expériences EX01_A et EX02_A sont les seules expériences quasiment bidimensionnelles en terme de variabilité du fond de plage. En effet, ces deux expériences présentent des valeurs de σ_y très faibles (Figures 5.48 de (c) à (f) et 5.49 de (c) à (f) respectivement).

Il y a également des cas forts de tridimensionnalisation, notamment en ce qui concerne les expériences EX03_A, EX06_A et EX07_A. Dans le cas de l'expérience EX03_A (Figures 5.50 de (c) à (f)), un transfert important de sable du centre du canal vers les bords est observé. Le fond initial qui était plutôt bidimensionnel sous l'action d'un forçage hydrodynamique tridimensionnel a créé un chenal. Dans le cas de l'expérience EX06_A (Figures 5.53 de (c) à (f)), l'action des vagues engendre une forte érosion pour les valeurs de y négatives et une plus faible accrétion pour les valeurs de y positives. Dans le cas de l'expérience EX07_A (Figures 5.54 de (c) à (f)), il y a un dépôt de sable transverse sur le bas de profil avec de l'érosion de part et d'autre de ce dépôt.

Nous notons également des cas pour lesquels le système a tendance à se re-bidimensionnaliser, comme c'est notamment le cas des expériences EX04_A et EX02_B (Figures 5.51 de (c) à (f) et Figures 5.57 de (c) à (f) respectivement). Enfin, il y a des cas où l'hydrodynamique semble être assez bidimensionnelle, entraînant des variations du fond très bidimensionnelles comme c'est notamment le cas de EX05_A, EX11_B et EX12_B (Figures 5.52 de (c) à (f) ; Figures 5.61 de (c) à (f) et Figures 5.62 de (c) à (f) respectivement). Nous avons proposé ici une première analyse de l'évolution morphologique tridimensionnelle. L'analyse

complète et détaillée des différents cas d'expériences est une perspective de ce travail.

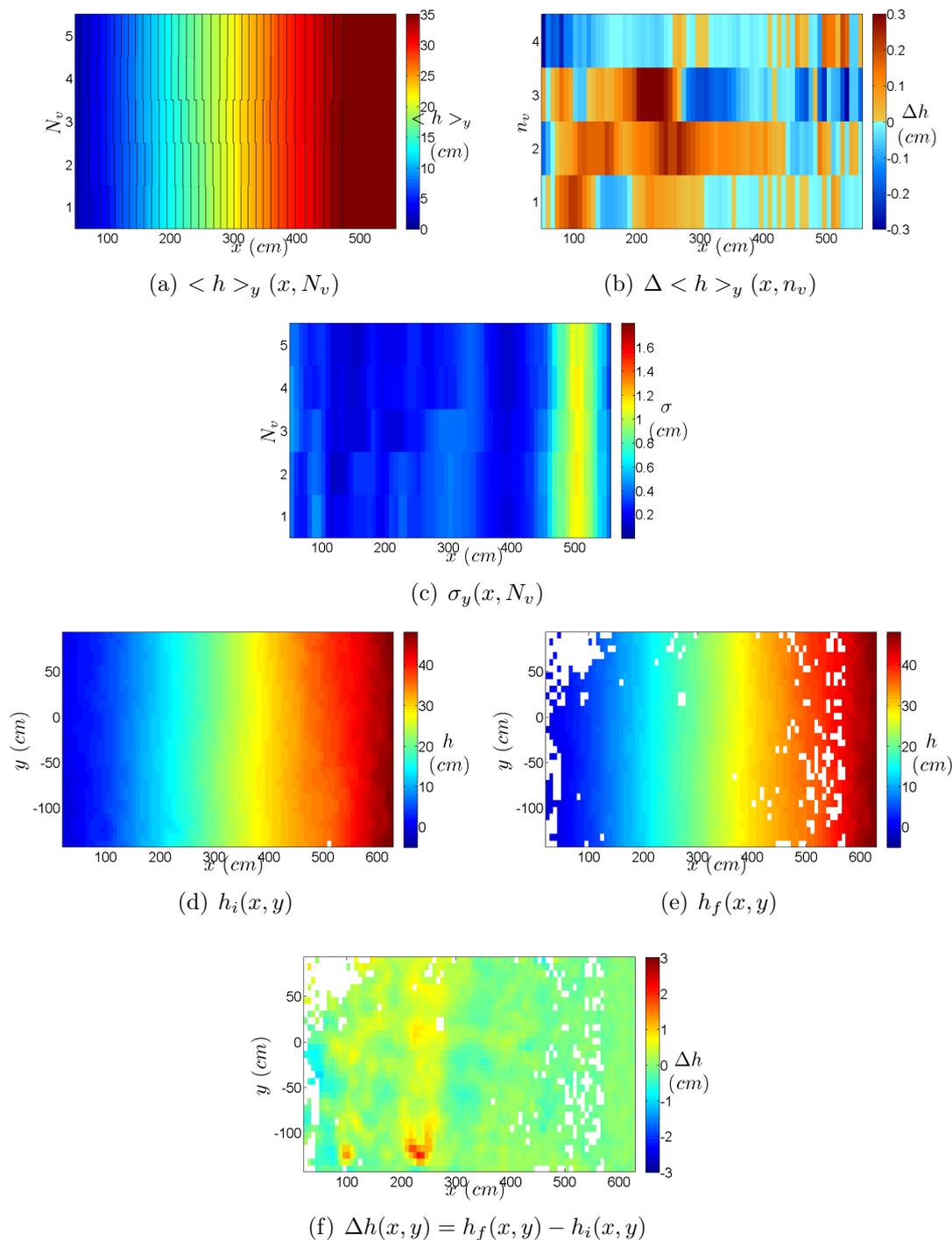


FIGURE 5.48 – Analyse bidimensionnelle de l'évolution du fond induite par chaque passage d'onde longue ((a) à (b)). N_v : labélisation de chaque événement de plage découverte entre chaque passage de vague, indiqué par n_v . Analyse tridimensionnelle de cette évolution du fond sur la durée totale de l'expérience EX01_A ((c) à (f)).

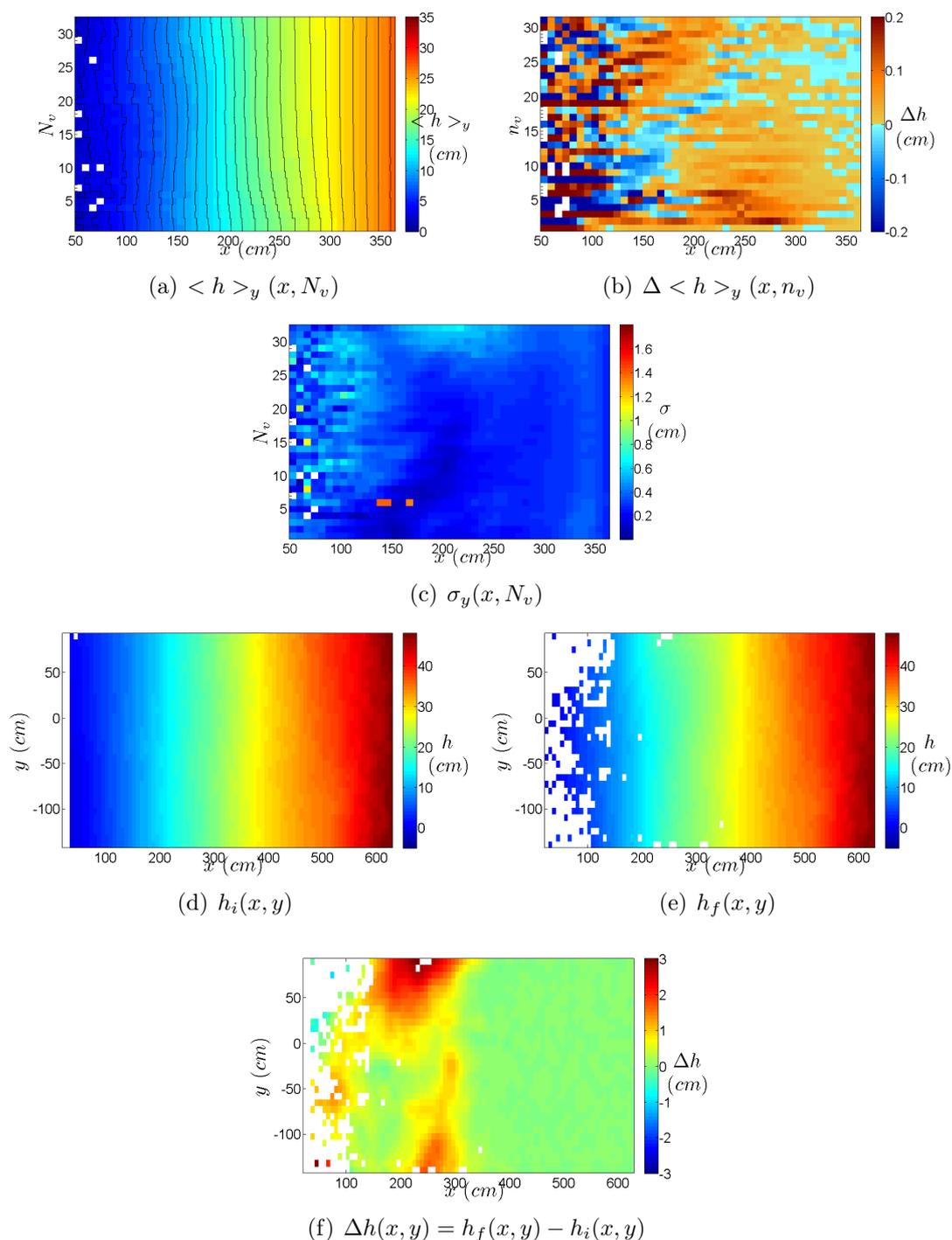


FIGURE 5.49 – Analyse bidimensionnelle de l'évolution du fond induite par chaque passage d'onde longue ((a) à (b)). N_v : labélisation de chaque événement de plage découverte entre chaque passage de vague, indicé par n_v . Analyse tridimensionnelle de cette évolution du fond sur la durée totale de l'expérience EX02_A ((c) à (f)).

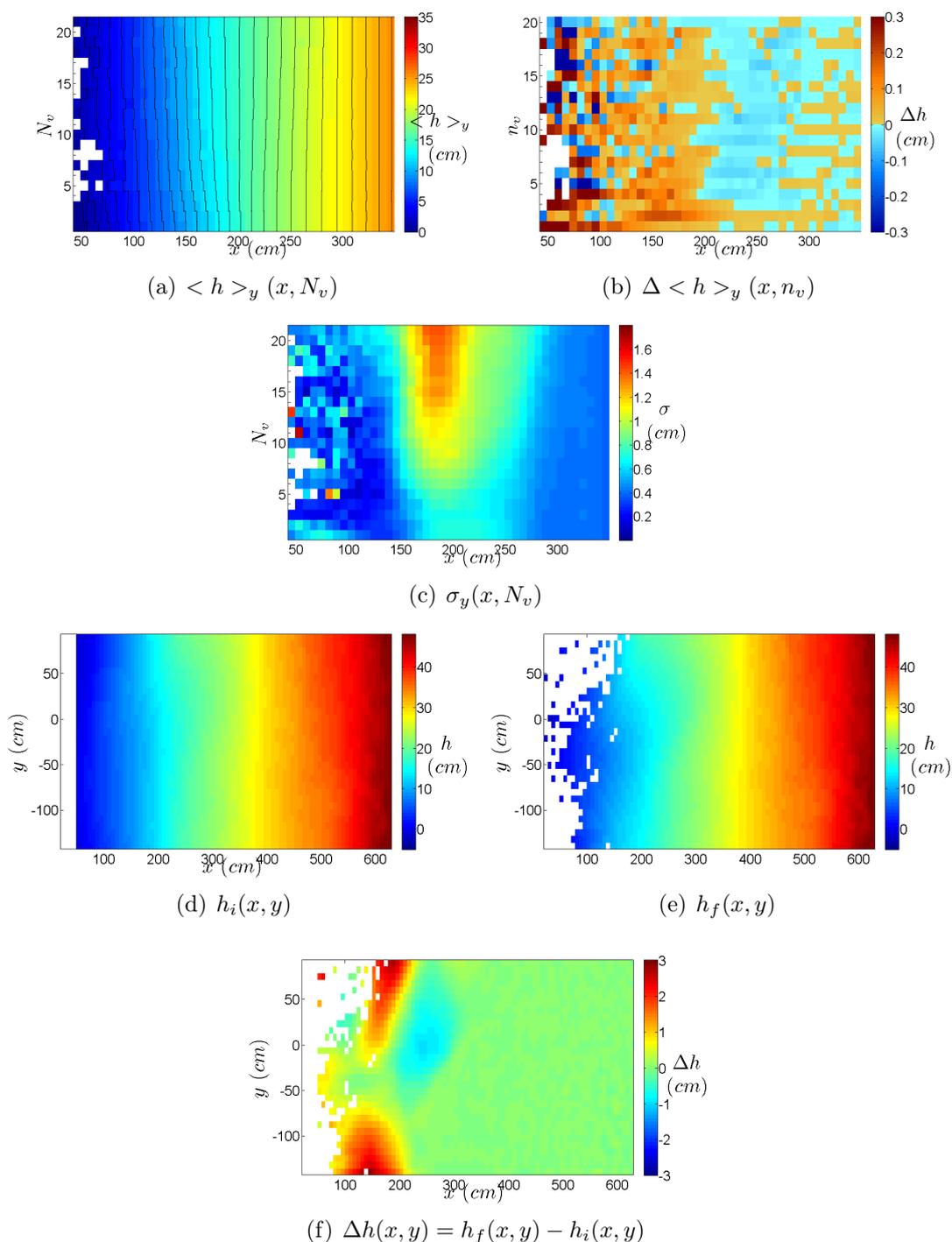


FIGURE 5.50 – Analyse bidimensionnelle de l'évolution du fond induite par chaque passage d'onde longue ((a) à (b)). N_v : labélisation de chaque événement de plage découverte entre chaque passage de vague, indicé par n_v . Analyse tridimensionnelle de cette évolution du fond sur la durée totale de l'expérience EX03_A ((c) à (f)).

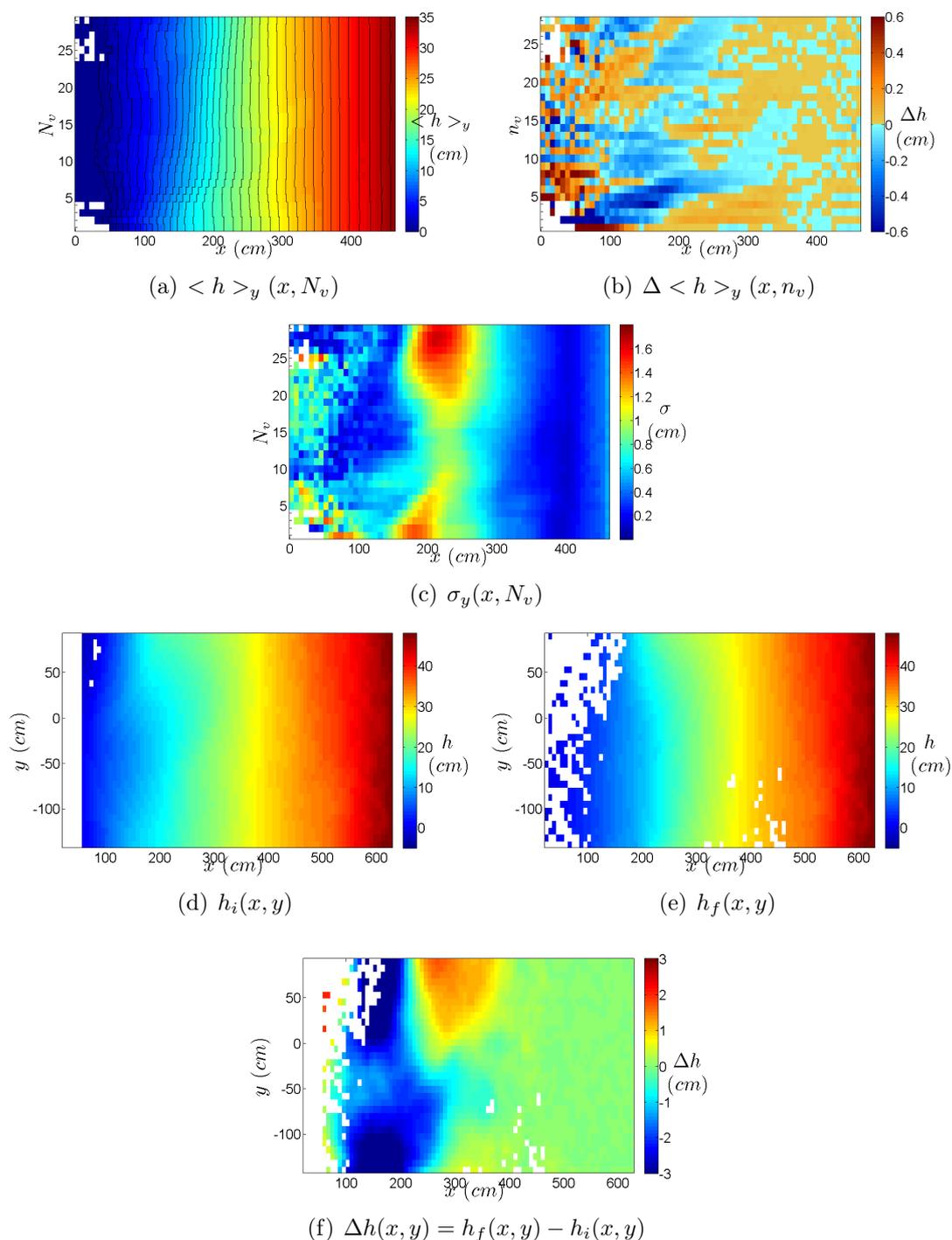


FIGURE 5.51 – Analyse bidimensionnelle de l'évolution du fond induite par chaque passage d'onde longue ((a) à (b)). N_v : labélisation de chaque événement de plage découverte entre chaque passage de vague, indicé par n_v . Analyse tridimensionnelle de cette évolution du fond sur la durée totale de l'expérience EX04_A ((c) à (f)).

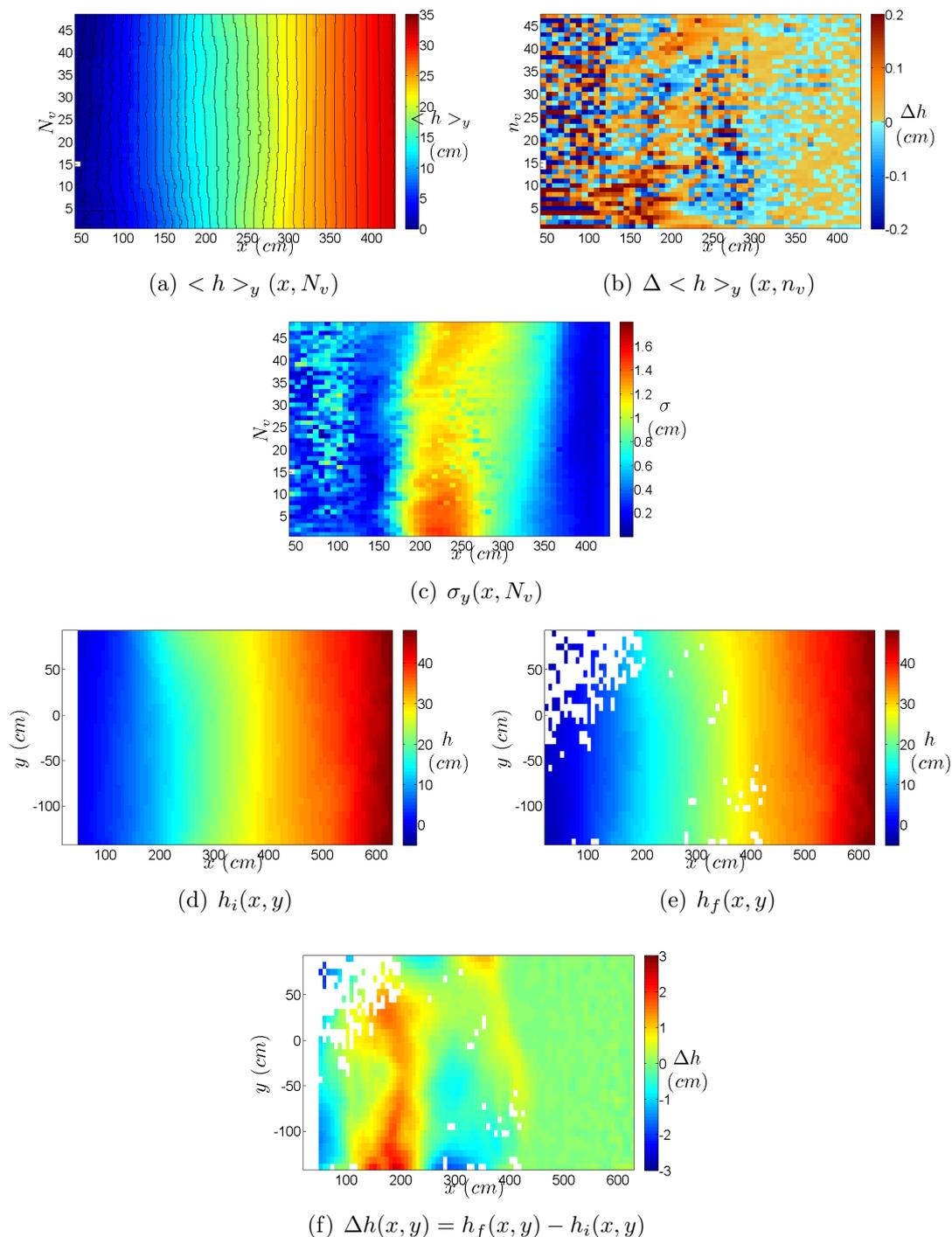


FIGURE 5.52 – Analyse bidimensionnelle de l'évolution du fond induite par chaque passage d'onde longue ((a) à (b)). N_v : labélisation de chaque événement de plage découverte entre chaque passage de vague, indicé par n_v . Analyse tridimensionnelle de cette évolution du fond sur la durée totale de l'expérience EX05_A ((c) à (f)).

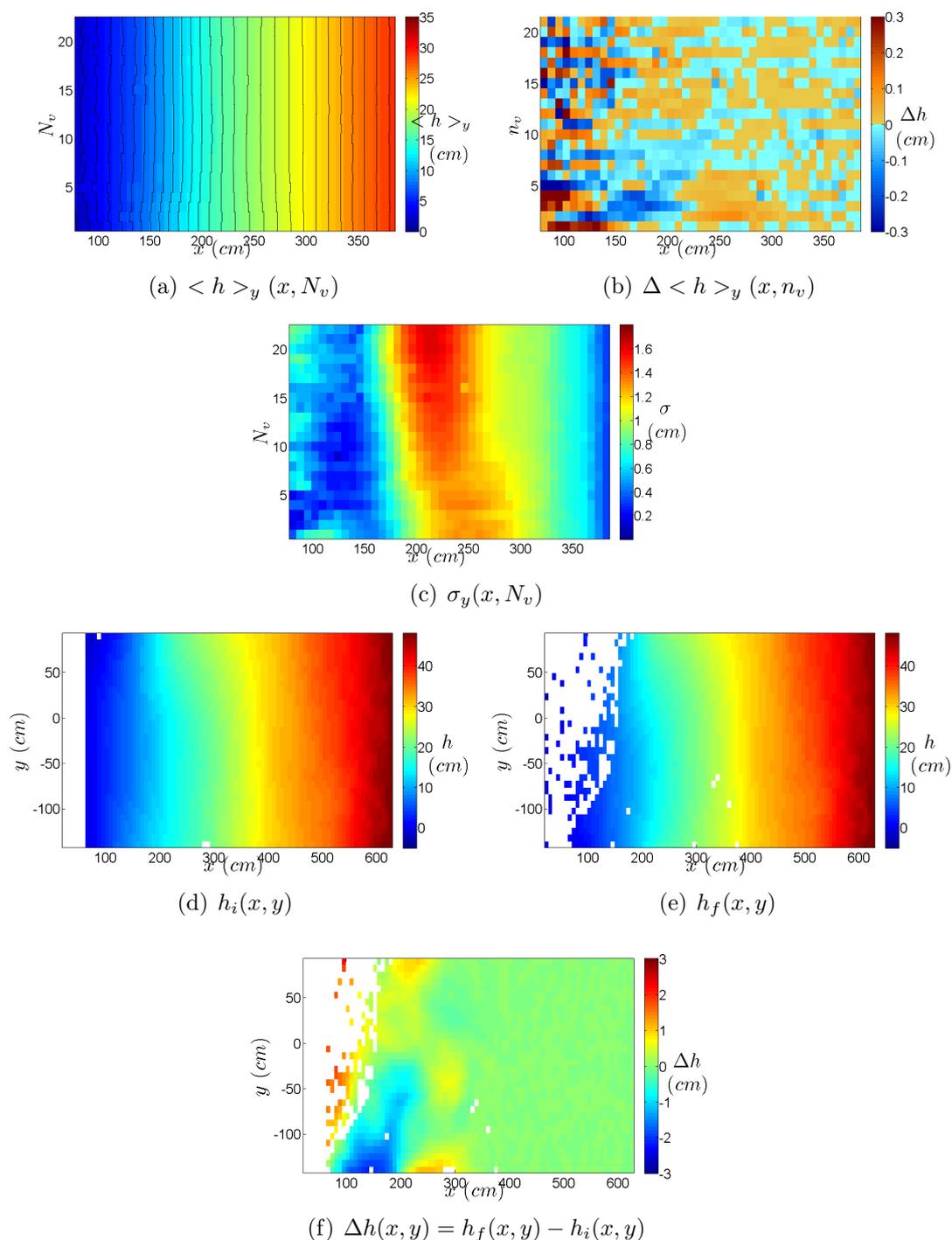


FIGURE 5.53 – Analyse bidimensionnelle de l'évolution du fond induite par chaque passage d'onde longue ((a) à (b)). N_v : labélisation de chaque événement de plage découverte entre chaque passage de vague, indicé par n_v . Analyse tridimensionnelle de cette évolution du fond sur la durée totale de l'expérience EX06_A ((c) à (f)).

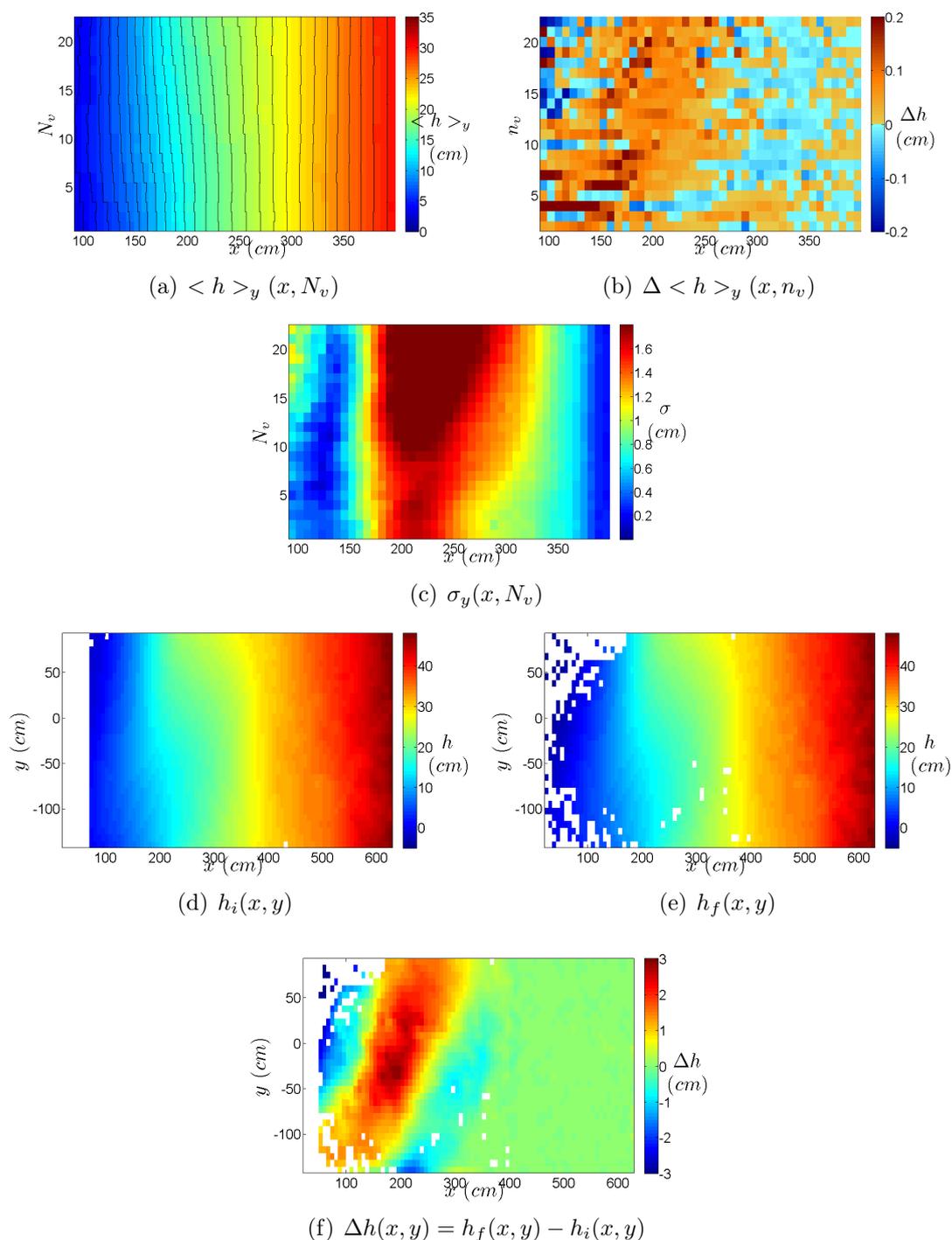


FIGURE 5.54 – Analyse bidimensionnelle de l'évolution du fond induite par chaque passage d'onde longue ((a) à (b)). N_v : labélisation de chaque événement de plage découverte entre chaque passage de vague, indicé par n_v . Analyse tridimensionnelle de cette évolution du fond sur la durée totale de l'expérience EX07_A ((c) à (f)).

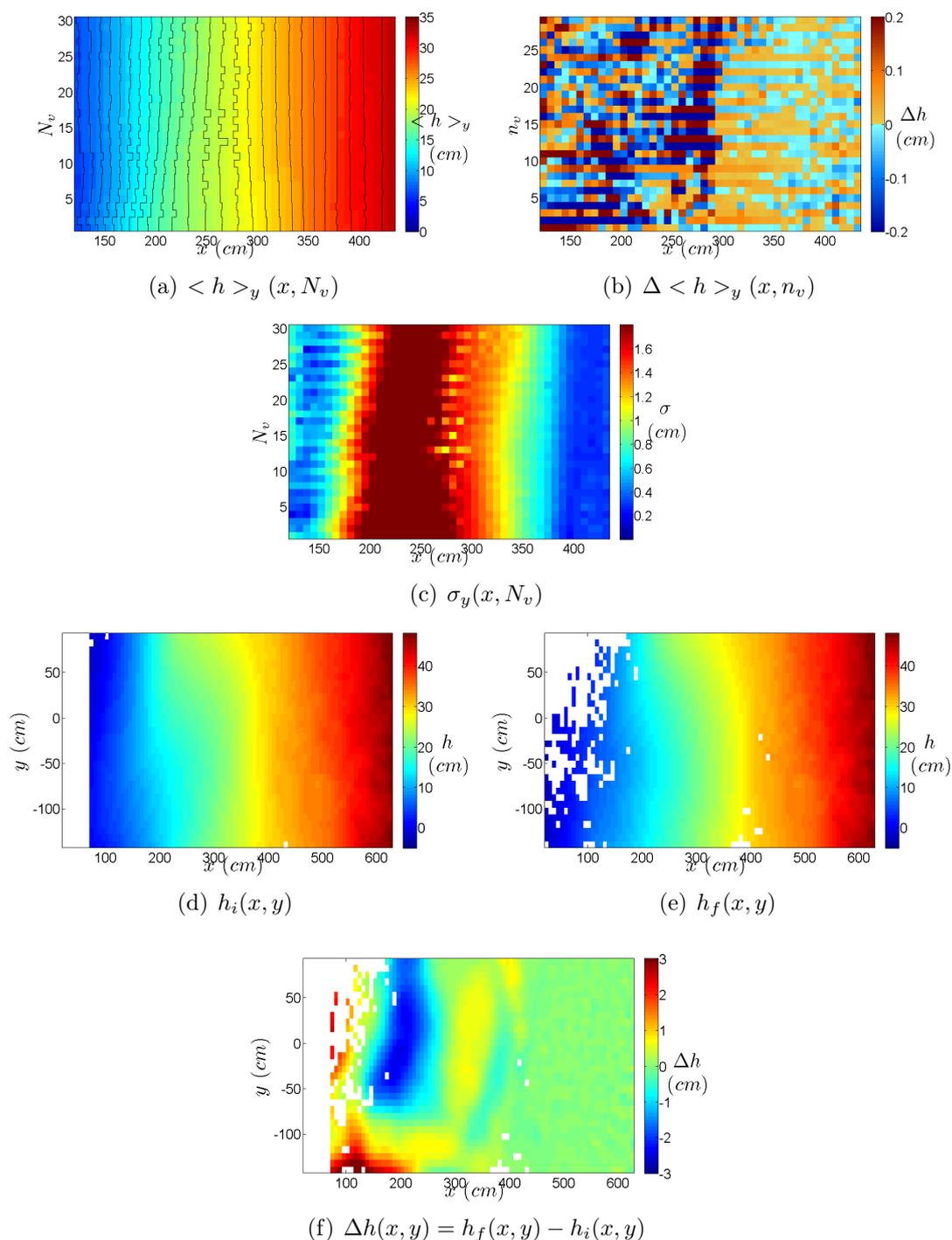


FIGURE 5.55 – Analyse bidimensionnelle de l'évolution du fond induite par chaque passage d'onde longue ((a) à (b)). N_v : labélisation de chaque événement de plage découverte entre chaque passage de vague, indicé par n_v . Analyse tridimensionnelle de cette évolution du fond sur la durée totale de l'expérience EX08_A ((c) à (f)).

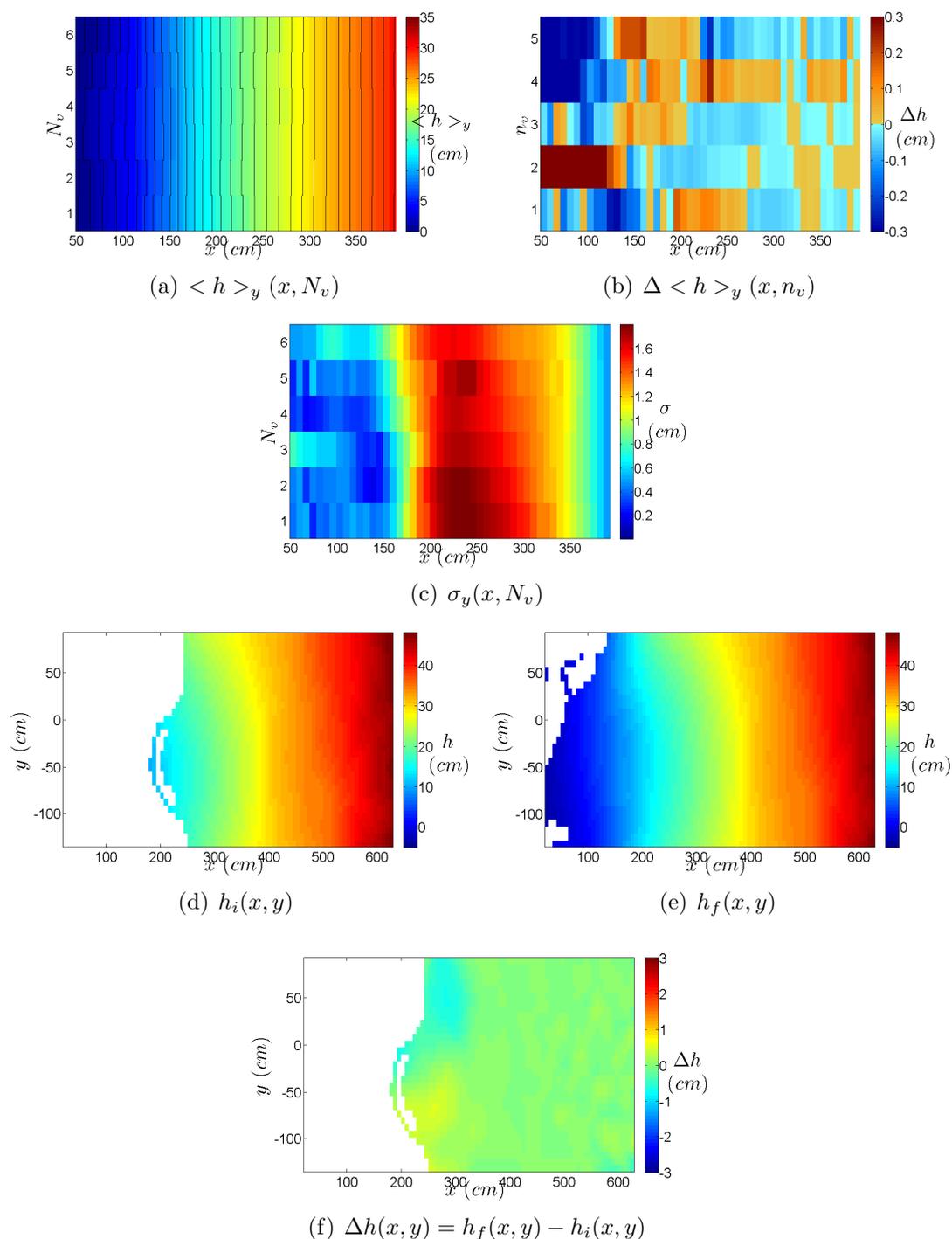


FIGURE 5.56 – Analyse bidimensionnelle de l'évolution du fond induite par chaque passage d'onde longue ((a) à (b)). N_v : labélisation de chaque événement de plage découverte entre chaque passage de vague, indicé par n_v . Analyse tridimensionnelle de cette évolution du fond sur la durée totale de l'expérience EX09_A ((c) à (f)).

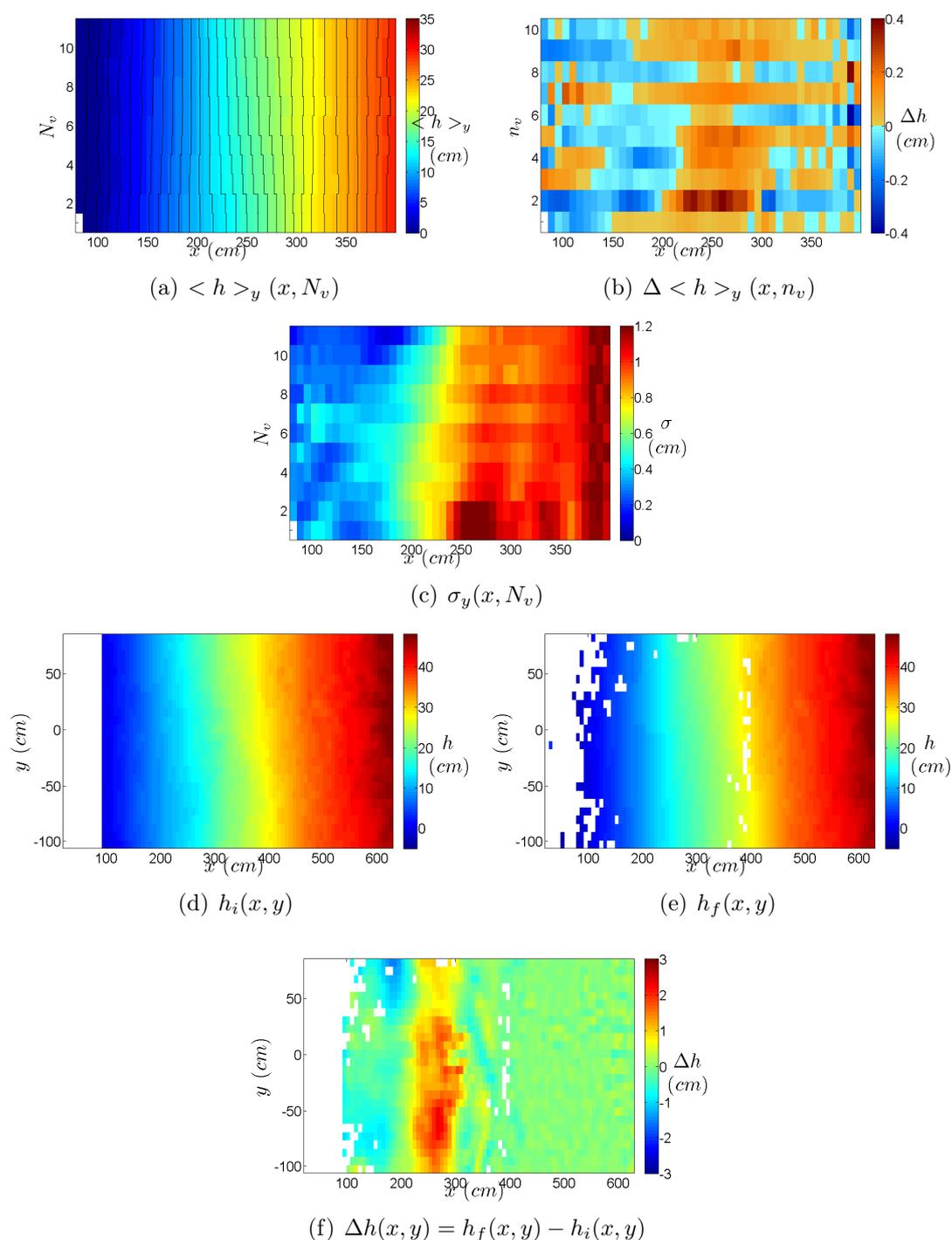


FIGURE 5.57 – Analyse bidimensionnelle de l'évolution du fond induite par chaque passage d'onde longue ((a) à (b)). N_v : labélisation de chaque événement de plage découverte entre chaque passage de vague, indicé par n_v . Analyse tridimensionnelle de cette évolution du fond sur la durée totale de l'expérience EX02_B ((c) à (f)).

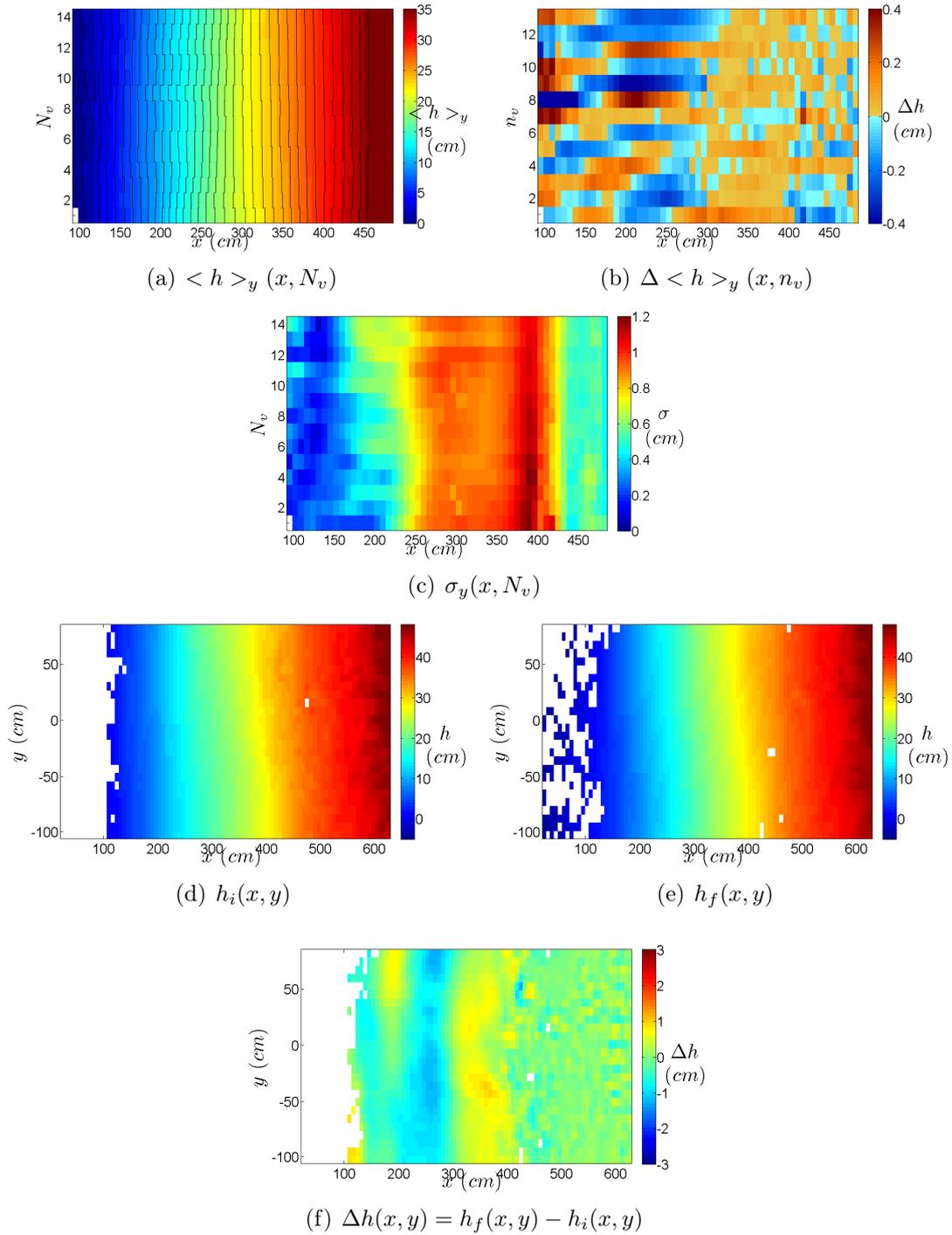


FIGURE 5.58 – Analyse bidimensionnelle de l'évolution du fond induite par chaque passage d'onde longue ((a) à (b)). N_v : labélisation de chaque événement de plage découverte entre chaque passage de vague, indicé par n_v . Analyse tridimensionnelle de cette évolution du fond sur la durée totale de l'expérience EX10_B ((c) à (f)).

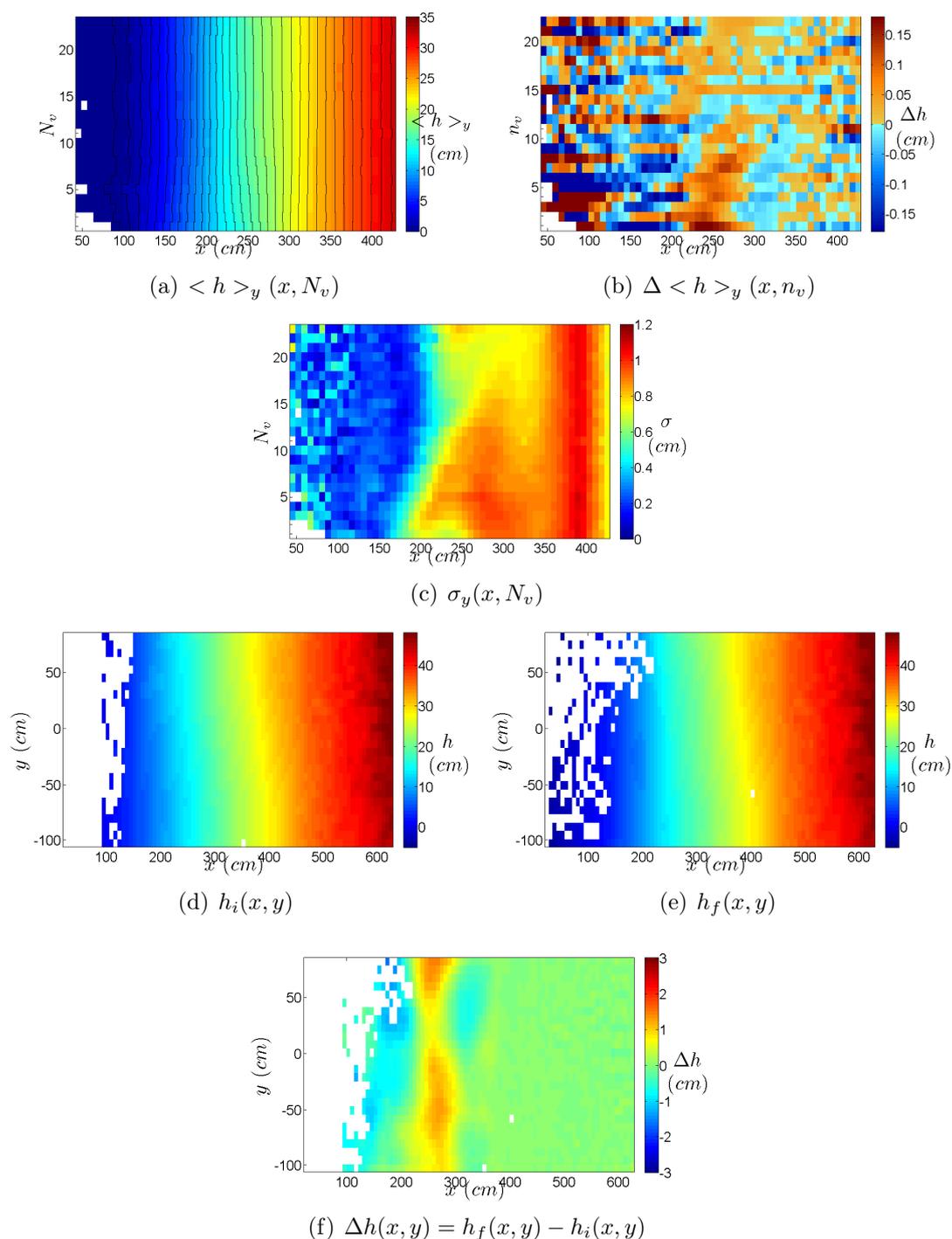


FIGURE 5.59 – Analyse bidimensionnelle de l'évolution du fond induite par chaque passage d'onde longue ((a) à (b)). N_v : labélisation de chaque événement de plage découverte entre chaque passage de vague, indicé par n_v . Analyse tridimensionnelle de cette évolution du fond sur la durée totale de l'expérience EX05_B ((c) à (f)).

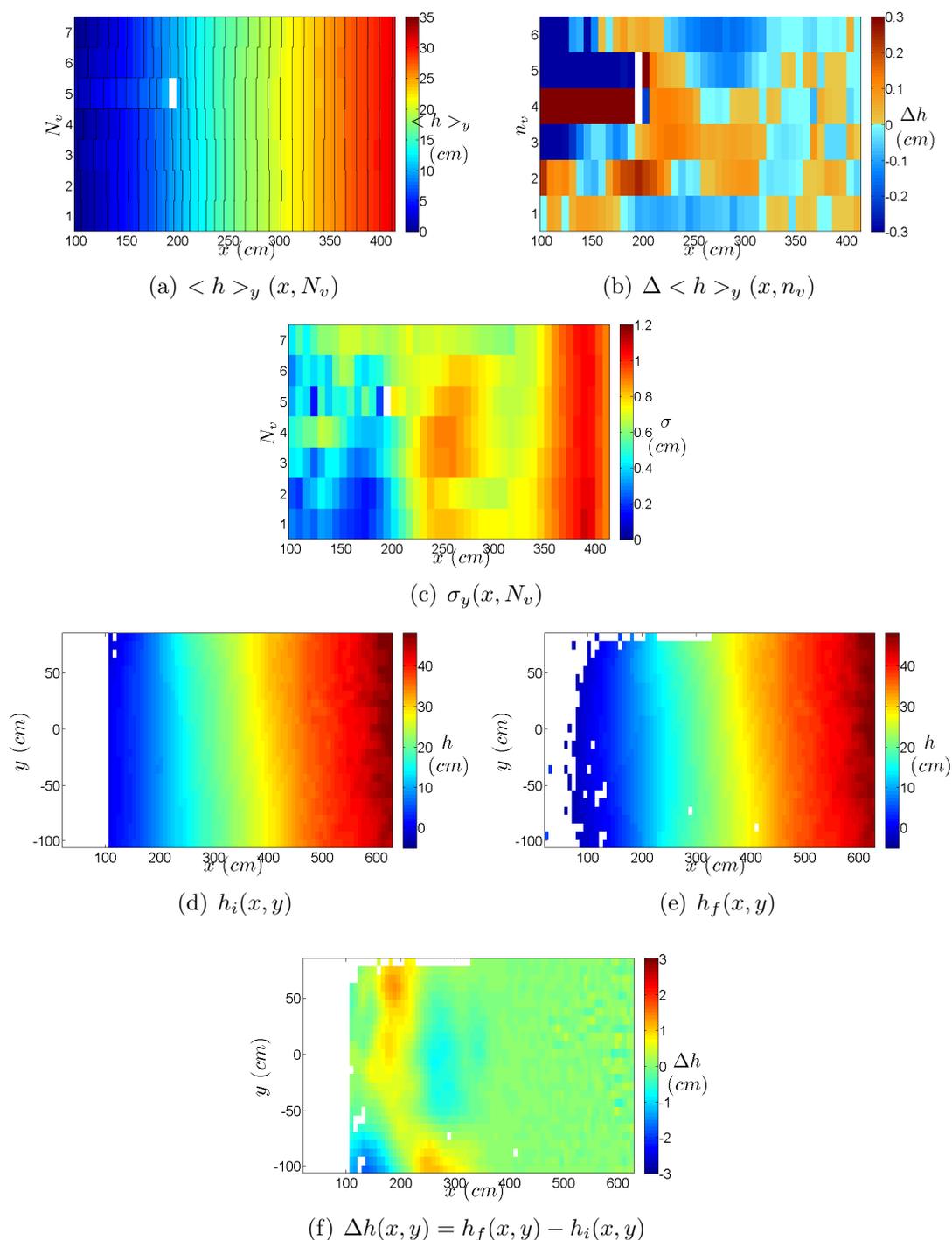


FIGURE 5.60 – Analyse bidimensionnelle de l'évolution du fond induite par chaque passage d'onde longue ((a) à (b)). N_v : labélisation de chaque événement de plage découverte entre chaque passage de vague, indicé par n_v . Analyse tridimensionnelle de cette évolution du fond sur la durée totale de l'expérience EX09_B ((c) à (f)).

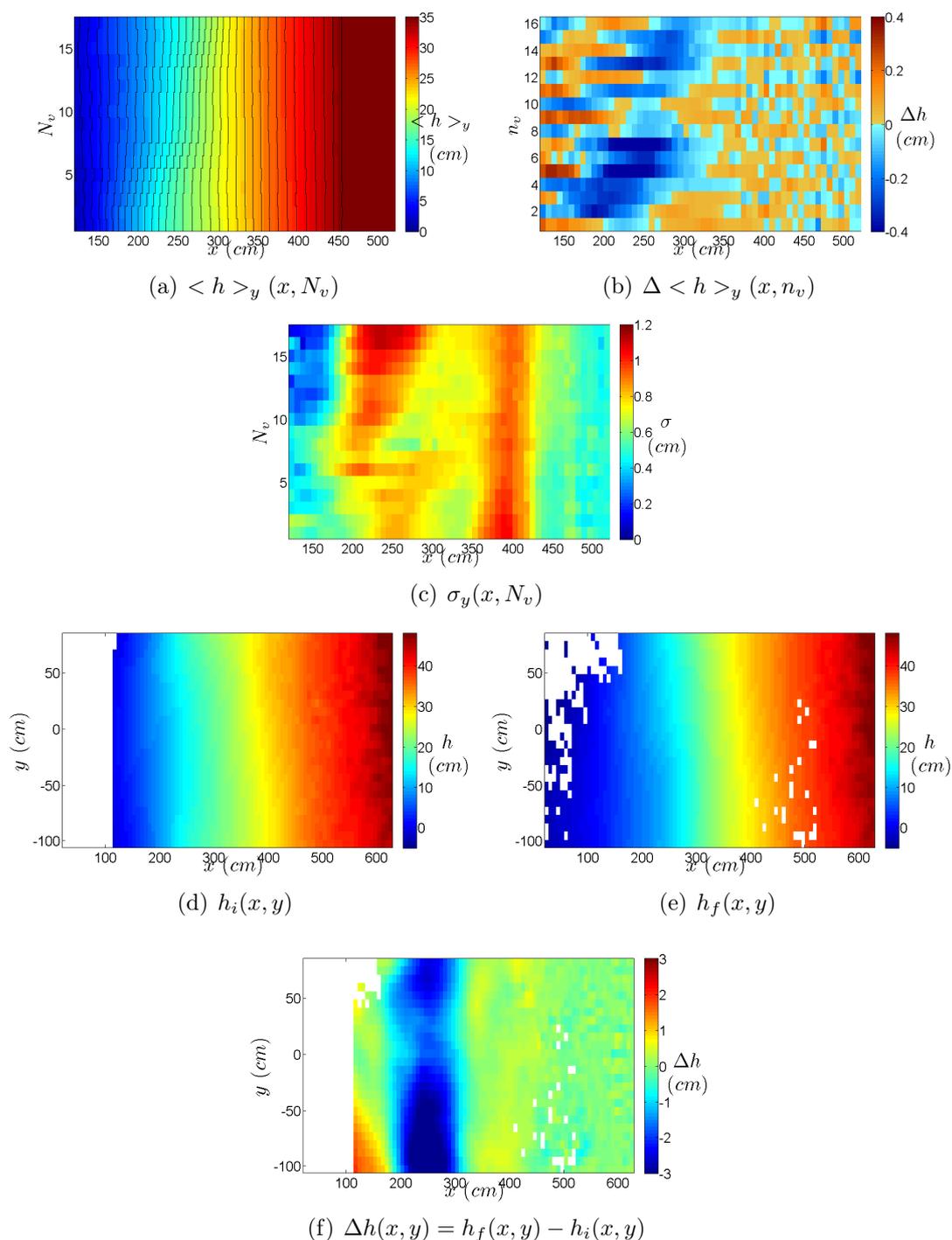


FIGURE 5.61 – Analyse bidimensionnelle de l'évolution du fond induite par chaque passage d'onde longue ((a) à (b)). N_v : labélisation de chaque événement de plage découverte entre chaque passage de vague, indicé par n_v . Analyse tridimensionnelle de cette évolution du fond sur la durée totale de l'expérience EX11_B ((c) à (f)).

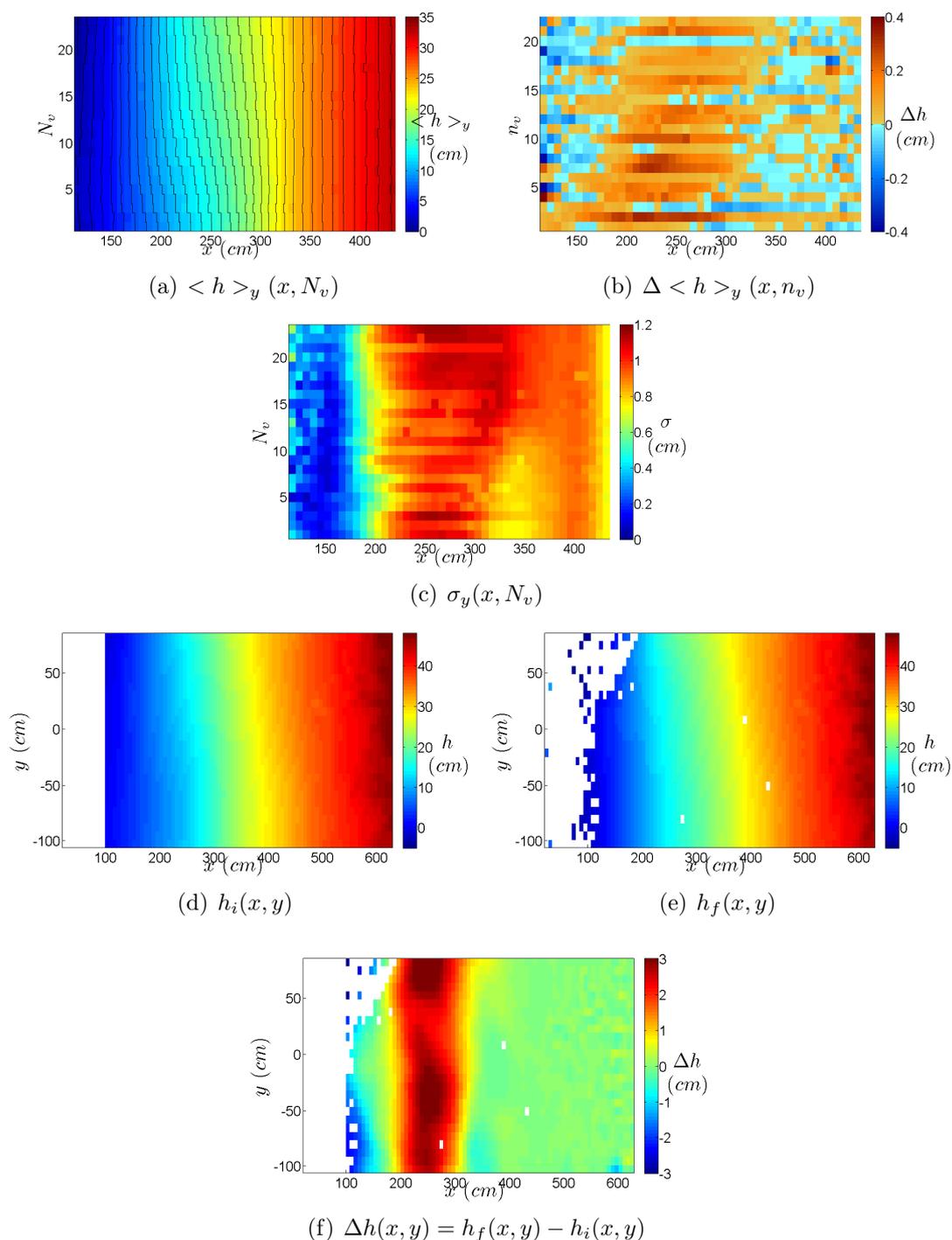


FIGURE 5.62 – Analyse bidimensionnelle de l'évolution du fond induite par chaque passage d'onde longue ((a) à (b)). N_v : labélisation de chaque événement de plage découverte entre chaque passage de vague, indicé par n_v . Analyse tridimensionnelle de cette évolution du fond sur la durée totale de l'expérience EX12_B ((c) à (f)).

c) Effets 3D

Nous montrons ici la signature tridimensionnelle du système en analysant l'écart-type σ_y associé à la direction transverse y (cf. définition §5.4.2).

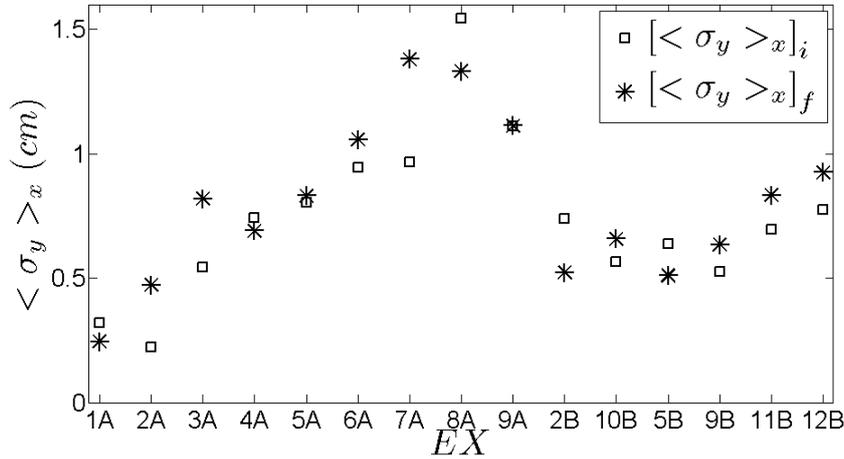


FIGURE 5.63 – Analyse de la variabilité selon y , en moyenne selon x ($\langle \sigma_y \rangle_x$), aux instants initiaux et finaux, pour les différentes expériences consécutives.

La figure 5.63 illustre l'évolution de l'écart-type transverse moyenné par rapport à x ($\langle \sigma_y \rangle_x$), pour les différentes expériences. Ici, la valeur moyenne $\langle . \rangle_x$ est prise sur la zone "active" de la zone de *swash*, comme définie précédemment. Ainsi, $\langle \sigma_y \rangle_x$ n'est pas nécessairement égale entre l'état final d'une expérience et l'état initial de l'expérience qui suit, l'intervalle des valeurs de x pouvant être différent.

A l'échelle de la Série A, l'augmentation de $\langle \sigma_y \rangle_x$ au cours des expériences indique que le système a tendance à se tridimensionnaliser. Pour la Série B, en revanche, le système semble plus stable avec une valeur de $\langle \sigma_y \rangle_x$ qui donne l'impression d'osciller autour d'une valeur moyenne. Nous pouvons noter, encore une fois, que cette évolution n'est pas monotone avec des situations de forte tridimensionnalisation, pour lesquelles $[\langle \sigma_y \rangle_x]_f > [\langle \sigma_y \rangle_x]_i$, ou des situations de bidimensionnalisation, pour lesquelles $[\langle \sigma_y \rangle_x]_i > [\langle \sigma_y \rangle_x]_f$ au sein d'une expérience.

Afin d'identifier les processus de tridimensionnalisation, nous déterminons dans la suite la position x à laquelle le maximum de dispersion est observé. La figure 5.64 permet de déterminer les valeurs maximales de la variabilité selon y ($\sigma_{y_{max}}$) et les positions selon x pour lesquelles ces valeurs sont atteintes ($x_{\sigma_{y_{max}}}$). Nous notons tout d'abord que l'allure de $\sigma_{y_{max}}$ est assez semblable à celle de $\langle \sigma_y \rangle_x$ (Figure 5.63), avec des valeurs de la variabilité plus forte pour les expériences EX04_A, EX05_A, EX06_A, EX07_A, EX08_A et EX09_A. D'après les valeurs obtenues pour $x_{\sigma_{y_{max}}}$, il semblerait que la variabilité la plus forte soit dans la grande majorité des cas obtenue aux alentours de $x_{\sigma_{y_{max}}} \sim 250$ cm.

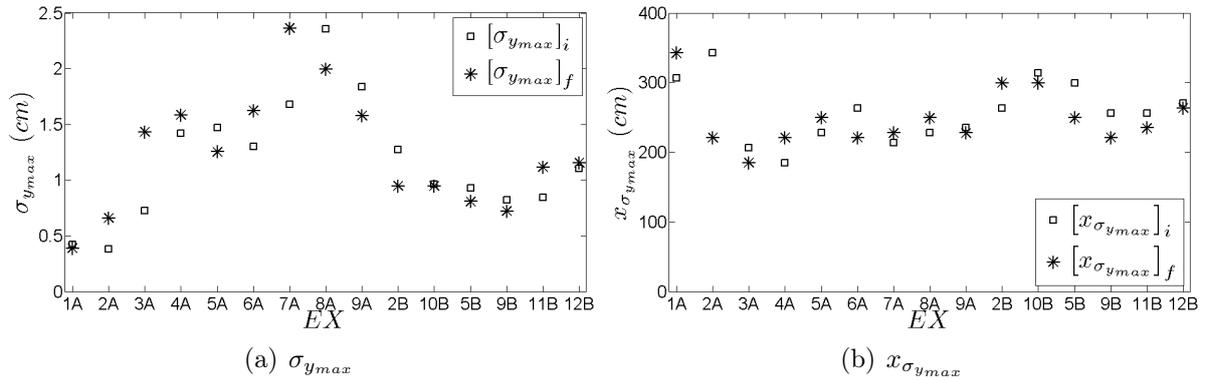


FIGURE 5.64 – Valeurs maximales de la variabilité selon y (a), et localisation de ces valeurs maximales selon x (b).

Nous cherchons alors à identifier cette position relativement à l'intervalle des valeurs selon x qui définit la zone de *swash* "active". Sur la figure 5.65, $[x_{za}]_{min}$ et $[x_{za}]_{max}$ correspondent respectivement aux positions minimales et maximales de la zone "active" tracées pour chaque expérience. Cette figure permet de visualiser la zone "active" dans chaque cas d'expérience. Nous pouvons souligner ici le fait que $x_{\sigma_{y_{max}}}$ ne correspond pas à la position minimale $[x_{za}]_{min}$ de la zone "active", ce qui signifie bien que nous ne mesurons pas d'eau dans la surface que nous avons définie comme "sèche" entre chaque passage de vague. Cette figure illustre le fait que la partie centrale de la zone de *swash* est la plus active car c'est en général là que nous mesurons le plus de variabilité selon y . Ce résultat est en accord avec ce qui avait déjà été mentionné dans le Chapitre 2 (§2.3.1 a)).

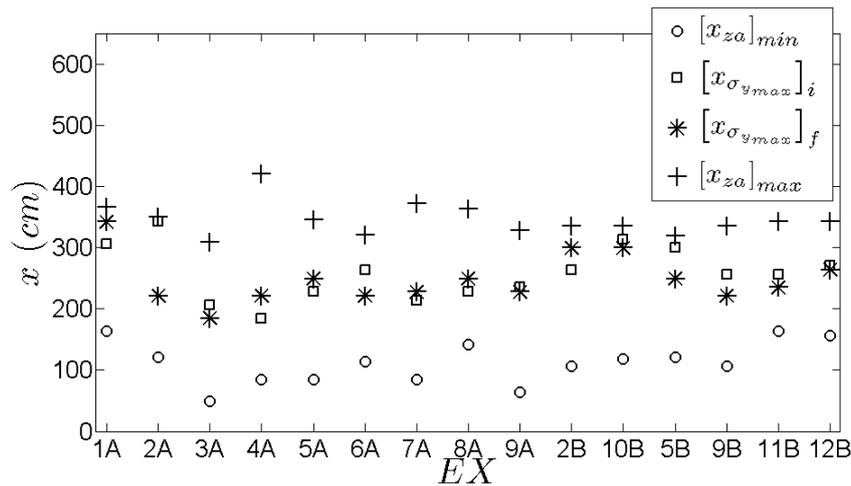


FIGURE 5.65 – Localisation des valeurs maximales de $\sigma_{y_{max}}$ selon x ($x_{\sigma_{y_{max}}}$) ainsi que des positions minimale ($[x_{za}]_{min}$) et maximale ($[x_{za}]_{max}$) de la zone "active" pour chaque expérience.

5.5 Conclusions

Cette étude s'inscrit dans la continuité de l'analyse de la réponse morphodynamique de la zone de *swash* à un forçage aléatoire érosif de type JONSWAP. Ce chapitre avait pour objectif d'identifier les processus associés aux ondes courtes et aux ondes longues dans la réponse morphologique dans la zone de *swash*. Pour cela, l'analyse se base sur l'étude de la morphodynamique de la zone de *swash* à différents types de forçages bichromatiques, en fonction de quatre paramètres d'entrée contrôlés (a_1 , a_2 , T_1 , T_2) que nous avons fait varier. Les caractéristiques du forçage bichromatique sont choisies en adéquation avec celles observées avec le forçage aléatoire afin de permettre d'identifier des dynamiques comparables au cas du forçage aléatoire. Deux Séries d'expériences A et B ont été réalisées sur deux fonds initiaux différents présentant des pentes sensiblement différentes. Entre la Série A et la Série B, la position initiale du trait de côte x_{is} s'est fortement déplacée. Cependant, pour chacune des séries, nous avons constaté que le niveau initial au repos présentait une position quasiment constante. Nous notons également que celles-ci présentent une évolution de fond assez similaire.

Dans le cadre de cette étude, l'évolution du fond est supposée être contrôlée par le forçage hydrodynamique entrant dans la zone de *swash*. Ce forçage hydrodynamique en entrée de la zone de *swash* est lui-même déterminé par le forçage connu du batteur, par l'interaction avec le fond à barre, similaire au premier ordre entre les expériences et par la dynamique non linéaire des ondes. Afin de mieux caractériser la réponse du système au forçage, l'étude de la transformation du signal entre le batteur et la zone de *swash* a mis en évidence l'apparition de nouvelles fréquences plus hautes et plus basses que les fréquences fondamentales du forçage. Trois domaines fréquentiels ont alors été distingués dans le cadre de cette analyse, à savoir le domaine des basses fréquences ($f < f_2$), celui des fréquences fondamentales ($f \in [f_2, f_1]$) et celui des hautes fréquences ($f > f_1$). Ce sont les basses fréquences qui nous ont plus particulièrement intéressés ici, car elles correspondent au domaine fréquentiel qui présente le plus d'énergie dans la zone de *swash*. En entrée de la zone de *swash*, sept fréquences dominantes ont été observées. Parmi ces fréquences, l'amplitude maximale correspond toujours à $\hat{A}(f_1 - f_2)$ et nous avons vu l'importance de cette onde dans la réponse d'évolution des fronts d'eau dans la zone de *swash*.

Trois conditions de houle ont été répétées pour les deux séries (EX02, EX05 et EX09) ce qui a permis d'analyser l'effet éventuel du fond, qui est le paramètre non "contrôlable" dans cette étude. Au premier ordre, nous notons une faible influence du fond local sur la réponse de l'hydrodynamique dans la zone de *swash*. Pour ces expériences, en terme de signature spectrale, d'amplitudes relatives et d'extension maximale de la zone de *swash*, le comportement est qualitativement le même entre les Séries A et B.

Pour chaque expérience, afin de mieux appréhender le transport de sable effectué au cours de chaque expérience, nous avons donc défini une zone "active" pour chacune d'entre elles indépendamment. Cette zone "active" correspond à la portion du profil de plage qui évolue de manière significative au cours du temps pour une expérience donnée.

Pour les paramètres de forçage utilisés ici, dans la zone "active", les épisodes d'accrétion semblent plus récurrents. Quant aux épisodes d'érosion, ceux-ci sont plus significatifs en terme de volume de sédiments transportés. La position maximale la plus haute atteinte par les vagues est supérieure à la valeur haute de la zone "active". Ceci s'explique sans doute par une dynamique peu énergétique lorsque les vagues atteignent leur position maximale. Dans tous les cas, des zones d'érosion et d'accrétion coexistent pour chaque expérience. Même si l'amplitude de ces phénomènes est variable, cela indique une modification de la pente moyenne du profil de plage, certainement induite par une modification de l'équilibre du système dans la zone de *swash*, cet équilibre étant piloté ici par le forçage hydrodynamique.

L'analyse de l'évolution du fond semble montrer une évolution vers un état final commun pour un forçage identique, mais sur des échelles de temps très variables. En particulier, les expériences EX09_A et EX09_B sont les plus symétriques pour les phases d'*uprush* et de *backwash*, ce qui est en accord avec une convergence rapide vers un "état d'équilibre". Il est à noter que cette variation temporelle de convergence dépend à la fois du forçage hydrodynamique et de la topographie initiale. Un parallèle a alors été fait avec le forçage hydrodynamique.

Lorsque l'on s'intéresse maintenant à tous les cas d'expériences, afin de pouvoir analyser l'influence des paramètres d'entrée, trois groupes (I, II et III) ont été distingués ici. Le groupe I permet d'évaluer l'influence de l'amplitude des ondes incidentes, le groupe II celle de la période du groupe de vagues δT et le groupe III celle des amplitudes relatives a_1 et a_2 . Tous les cas d'expériences présentent une forme assez similaire des spectres d'amplitude. Les groupes II_c, III_a et III_b, faisant intervenir des combinaisons de variations plutôt complexes, il a alors été difficile de déterminer l'influence des paramètres d'entrée sur les valeurs d'amplitude observées. Dans les autres cas, les groupes I, II_a et II_b ont mis en évidence le rôle fondamental du paramètre de forçage Δf (II_a et II_b) sur la réponse hydrodynamique dans la zone de *swash*. Le groupe I a permis de montrer l'influence, qui semble plus triviale, de l'amplitude de forçage dans le cas $a_1 = a_2$ et dans la limite des paramètres de forçage considérés ici. L'analyse des différentes expériences a également pu mettre en évidence l'influence non triviale des paramètres relatifs des ondes forcées. Il est possible que ces différences résultent de différences au déferlement. Mais ce point mériterait une étude et une analyse en soit.

Nous nous sommes alors intéressés à l'hydrodynamique dans la zone de *swash* qui est la conséquence du forçage de houle entrant dans cette zone. Les résultats obtenus avec notre méthode stéréoscopique sont cohérents avec ceux d'une autre méthode de mesure à savoir des sondes capacitives positionnées en entrée et dans la zone de *swash*. La technique stéréoscopique permet en plus de connaître l'évolution du front d'eau selon la direction longitudinale du canal (x). Nous avons alors eu accès à une information continue spatialement avec une haute résolution temporelle ($\Delta f_s = 10$ Hz). Il nous a alors été possible de relever la position spatiale du front d'eau au cours du temps $x_s(t)$, qui a permis une analyse fréquentielle et spatiale (extension maximale) de l'hydrodynamique dans cette

zone.

L'allure des signaux fréquentiels est très semblable entre entrée de la zone de *swash* et mesure dans la zone de *swash*. Nous constatons cependant une forte atténuation de la signature fréquentielle dans le domaine des hautes fréquences et notamment au-delà de la fréquence fondamentale f_2 . Comme mentionné dans l'état de l'art (Chapitre 2), nous retrouvons ici le fait que la zone de *swash* agit comme un filtre passe-bas, supprimant les mouvements à haute fréquence.

La valeur de l'extension maximale (L_S) a été mesurée pour chaque expérience. La valeur de L_S est influencée par la valeur de l'amplitude du forçage. En effet, pour deux valeurs d'amplitudes égales, $a_1 = a_2 = a$, plus a faible et plus L_S est petite. Dans le cas où les valeurs d'amplitudes sont différentes ($a_1 \neq a_2$), nous notons une valeur d'extension plus faible. Si le lien entre l'évolution de L_S avec celle de l'amplitude a du forçage bichromatique semble plutôt établi, son évolution avec ΔT semble moins évidente. Nous notons toutefois la corrélation forte entre l'évolution de l'extension maximale et l'évolution des valeurs de $\hat{A}(f_1 - f_2)$ en fonction des paramètres de forçage.

Nous nous sommes alors intéressés à l'asymétrie *uprush/backwash*, qui est un facteur influençant le transport de sable. Dans le cas de cette campagne de mesures, nous avons rencontré deux cas distincts : les expériences EX01_A, EX05_A, EX05_B, EX12_B, EX11_B, EX02_A et EX02_B présentent une forte asymétrie des phases d'*uprush* et de *backwash*. Dans tous les autres cas d'expériences, il y a une quasi-symétrie des durées de ces deux phases, même si l'on observe en général une durée de *backwash* plus longue que celle de l'*uprush* (Chapitre 2 §2.2.3).

Nous avons ici tenté de relier cette asymétrie à la basse fréquence $2(f_1 - f_2)$. Un modèle simple n'utilisant que cette fréquence et sa fondamentale déphasée semble expliquer dans certains des cas le fait qu'il y ait ou non de l'asymétrie. Mais nous avons également constaté que dans d'autres cas, l'influence de la fréquence du forçage f_2 ne semble pas pouvoir être négligée car il n'y a pas, dans ces cas-là, de séparation d'échelles soit en amplitude soit en fréquence.

Nous nous sommes alors intéressés à l'évolution topographique *cross-shore* du fond entre l'état initial et l'état final de chaque expérience. Celle-ci a tout d'abord été analysée en moyenne selon y en terme de variation de pente $\Delta \tan(\theta)(x)$ et de variation du fond moyen $\Delta \langle h \rangle_y(x)$. A partir de l'analyse des variations de ces différentes quantités, nous avons en premier lieu pu constater une grande diversité d'évolution des profils de plage, les différents cas d'expériences présentant des variations de profil très différentes. Parmi ces différentes évolutions nous avons notamment pu constater des cas de forte accrétion du profil de plage dans le cas des expériences EX02_A et EX12_B conduisant à une allure convexe dans la zone "active". Il existe également des cas de forte accrétion de la portion centrale de la zone "active" avec une faible érosion des portions basse et haute du profil dans le cas des expériences EX03_A, EX05_A, EX07_A et EX02_B, conduisant

à une allure convexe-concave dans la zone "active" et enfin des cas de forte érosion dans le cas des expériences EX04_A et EX11_B. Dans ces cas-là, le profil final présente une allure concave dans la zone "active". Concernant les autres expériences, celles-ci présentent des variations d'altitude et de pente moins fortes ou une plus grande variabilité de variations selon x . En effet, lorsque l'on se déplace selon x dans leur zone "active" nous observons une succession de zones en accrétion puis en érosion. Dans ces cas-là, les tendances sont moins nettes que dans le cas des expériences mentionnées précédemment.

Les variations induites par chaque passage d'ondes longues en moyenne selon y ont été analysées plus en détails dans les cas d'expériences à forts déplacements de sable. Dans les cas de forte accrétion dans la zone "active" du profil de plage (EX02_A et EX12_B), suivant le cas considéré les zones d'accrétion et d'érosion semblent plus ou moins distinctes et continues au cours du temps, pour une valeur de x donnée entre les différents passages de vagues. Tandis que dans les cas de forte accrétion dans la portion centrale de la zone "active" et d'une faible érosion dans les portions haute et basse du profil de plage (EX03_A, EX05_A, EX07_A et EX02_B), chaque vague semble engendrer le même type de transport dans les mêmes portions de plage. Dans les cas d'érosion forte dans la zone "active" du profil de plage (EX04_A et EX11_B), nous constatons que chaque vague semble indifféremment, suivant la position sur la plage, éroder ou accréter le profil d'un passage à l'autre.

L'étude de la variabilité transverse induite par les différents passages de vagues a montré que l'évolution entre les différents cas d'expériences n'est pas monotone. En comparant l'évolution de la variabilité transverse entre expériences, nous avons constaté qu'il y avait des cas de forte tridimensionnalisation et des situations de bidimensionnalisation. Cependant, le lien entre la variabilité transverse et le forçage reste encore à élucider.

Chapitre 6

Conclusion générale et perspectives

6.1 Bilan de l'étude

Ce projet de thèse s'inscrit dans la thématique de la morphodynamique du littoral et la thèse a bénéficié pour cela d'un financement de la part de la DGA. Ce travail a porté sur l'étude, à l'échelle locale, de l'évolution morphologique dans la zone de *swash*, à haute résolution spatiale et temporelle afin de pouvoir étudier l'influence de la houle (d'une vague unique jusqu'à celui d'une série de plusieurs vagues) sur l'évolution du fond. La zone de *swash*, étant alternativement couverte et découverte par les vagues, a nécessité le développement d'une technique spécifique permettant de distinguer, à chaque instant, les portions de plage immergées de celles qui ne le sont pas.

Une série d'algorithmes a ainsi été développée pour l'analyse, par méthode de stéréoscopie optique, de la dynamique des fronts d'eau et de l'évolution du fond dans la zone de *swash*. Ces méthodes originales ont été validées et appliquées à la base de données acquise lors de deux campagnes de mesures réalisées dans le grand canal à houle CIEM de l'UPC à Barcelone. Cette étude s'appuie donc sur des expériences en canal à houle sur une plage de sable de granulométrie bien définie ($d_{50} = 250 \mu\text{m}$). Deux types de forçage ont été appliqués, un forçage aléatoire érosif de type JONSWAP pour un jeu de paramètres fixés et un forçage bichromatique dont nous avons fait varier les paramètres. Au cours des différentes campagnes de mesures, nous avons laissé le profil de plage évoluer.

Lors de la deuxième campagne de mesures, la taille du champ a été agrandie pour atteindre une zone de $8 \times 2,5 \text{ m}^2$ (contre $3 \times 2 \text{ m}^2$ lors de la première campagne) afin de nous permettre de mieux appréhender la dynamique dans la zone de *swash*. L'objectif initial de cette seconde campagne qui était alors d'agrandir notre champ d'étude, sans pour autant augmenter l'erreur de mesure, est finalement atteint. En effet, nous avons pu constater que non seulement l'erreur sur la mesure n'a pas augmenté, mais qu'en fait celle-ci a diminué d'un facteur 4, grâce à une amélioration des algorithmes de traitement.

Dans les deux cas de forçages, les expériences nous ont permis de capturer la dynamique des fronts d'eau dans la zone de *swash* et l'évolution du fond, aux différentes

échelles de temps observables dans cette zone, avec une excellente précision verticale s'élevant à $600 \mu\text{m}$ dans le cas du champ de mesures de $3 \times 2 \text{ m}^2$ et à $175 \mu\text{m}$ dans celui de $8 \times 2,5 \text{ m}^2$. Il est important de souligner ici l'originalité de cette technique de mesure qui permet d'obtenir l'évolution du fond avec une excellente précision tout en permettant une quantification précise de la dynamique des fronts d'eau dans la zone de *swash*, tandis que la plupart des moyens de mesure permettent en général d'obtenir des informations ponctuelles dans cette zone. A l'échelle de temps d'une série temporelle, notre méthodologie nous a permis d'observer la signature d'ondes gravitaires et infragravitaires. Nous avons alors pu analyser l'évolution du fond entre chaque passage de vagues observables dans la dynamique du *swash*, de l'onde courte à l'onde longue.

Une première série de mesures sous des conditions de houle aléatoire érosive en répétant le même forçage 25 fois (*TS*) a permis de mettre en évidence une forte corrélation entre le forçage de houle et la réponse de la zone de *swash* sur la durée totale de la campagne de mesures, et ce bien que le fond évolue. Dans le cas des ondes gravitaires et infragravitaires, il nous a été possible de constater que le processus d'érosion présentait une forte variabilité au cours du temps car des événements d'accrétion et d'érosion ont pu être observés. La variabilité spatiale dans le plan (x, y) de l'évolution du fond est plus grande à l'échelle de temps des ondes gravitaires qu'à celle des ondes infragravitaires. Les résultats obtenus à l'aide de cette étude renforcent l'idée désormais admise que l'évolution moyenne du lit de sable dans la zone de *swash* est le résultat de plusieurs événements de nature très différente, qui dépendent eux-mêmes des détails de l'hydrodynamique dans la zone de *swash*.

Une seconde série de mesures s'est déroulée sous des conditions de forçages bichromatiques. Afin d'identifier des dynamiques comparables au cas du forçage aléatoire, les caractéristiques du forçage bichromatique sont choisies de telle sorte que la période des ondes courtes soit proche de la période de pic estimée T_p . La période caractéristique des paquets d'ondes du forçage bichromatique est en outre choisie voisine des périodes des ondes infragravitaires observées avec le forçage aléatoire. Les résultats obtenus à partir de cette étude ont permis de mettre en évidence l'influence des amplitudes relatives et des fréquences relatives d'un signal bichromatique sur la dynamique du *swash* et l'évolution morphodynamique associée. Cette campagne a également permis de souligner l'effet de filtre passe-bas de la zone de *swash*. Au vu des résultats obtenus dans le cadre des forçages considérés, pour un forçage donné, le système de *swash* tend vers un état d'équilibre qui semble dépendre majoritairement du forçage hydrodynamique en entrée et ce quelque soit l'état initial du profil.

Finalement, dans le cas de l'application d'un forçage JONSWAP érosif, l'évolution sur des temps longs montre un recul global et quasiment homogène du profil de plage. Malgré cette évolution, nous avons montré que la répétition de séries temporelles de ce même forçage résulte en une réponse hydrodynamique similaire dans la zone de *swash*. Cette observation a été confirmée dans le cas de l'application de forçages bichromatiques, répétés sur des fonds différents. Au sein d'une série temporelle d'un forçage aléatoire, dif-

férentes échelles de temps sont observées : l'échelle gravitaire correspondant à la fréquence caractéristique du signal, ainsi qu'une large gamme d'événements plus longs correspondant aux ondes infragravitaires. Cette coexistence de plusieurs échelles de temps a pu être associée à la forte variabilité du profil de plage, notamment dans la direction *cross-shore*. Le cas du forçage bichromatique montre quant à lui une convergence du profil de plage vers un état qui ne semble dépendre que du forçage en entrée. L'interaction d'une seule onde infragravitaire avec l'onde gravitaire ne peut donc pas être responsable de la variabilité du fond observée dans le cas du forçage aléatoire. En revanche, cette étude semble confirmer la présence d'événements particuliers à l'origine d'une forte modification du fond sableux. Le lien entre ces événements et l'interaction entre des événements hydrodynamiques spécifiques et la forme du fond n'est pas encore complètement établi. Enfin, pour le forçage aléatoire la variabilité transverse induite par les ondes courtes est forte alors qu'elle semble plus faible à l'échelle de l'onde longue. Pour le forçage bichromatique, cette variabilité transverse a également pu être observée mais son lien avec le forçage reste encore à élucider.

6.2 Perspectives

Lors de la campagne de mesures avec application d'une série de forçages bichromatiques, il nous a été possible d'établir des liens entre la réponse fréquentielle en entrée de la zone de *swash* et les paramètres du forçage. Mais nous avons également pu mettre en évidence l'influence non triviale des paramètres relatifs des ondes forcées. Il est possible que ces différences résultent de différences au déferlement. Mais ce point mériterait une étude et une analyse en soit.

Nous avons ici étudié trois cas de forçages de houle communs aux deux séries de mesures avec des caractéristiques différentes, tant en terme de forçage qu'en terme d'évolution du fond. Il serait probablement intéressant d'étudier d'autres cas d'expériences avec des forçages de houle identiques. Ces forçages devraient être définis par des valeurs de paramètres d'entrée (a_1, a_2, T_1, T_2) intermédiaires à celles présentées dans le cadre de cette étude, afin de balayer le champ de paramètres plus finement. Ceci permettrait d'évaluer s'il y a une transition, tant en terme d'asymétrie des phases d'*uprush* et de *backwash*, qu'en terme de vitesse d'évolution vers un état d'équilibre.

En ce qui concerne l'analyse de l'évolution dans le plan (x, y) , nous avons proposé ici une première analyse de l'évolution morphologique tridimensionnelle. L'analyse complète et détaillée des différents cas d'expériences est une perspective de ce travail.

Ces résultats ouvrent la voie à de nombreuses études futures sur le milieu littoral. Une première étape consisterait à reconsidérer les résultats obtenus sous des conditions de houle aléatoire érosive en utilisant la même méthodologie et en s'appuyant sur les remarques faites sur les résultats issus des conditions de forçages bichromatiques.

Les expériences menées lors de cette thèse ont conduit à l'obtention d'un volume de données considérable. Malgré l'étendue du travail d'analyse présenté dans cette étude, l'analyse des résultats nécessite encore d'être poursuivie. Il serait notamment intéressant d'analyser les résultats obtenus sous des conditions de houle aléatoire érosive, du même type que celui appliqué lors de notre première série de mesures, mais avec une énergie inférieure à celle-ci, qui n'ont pas été considérés dans le cadre de cette étude.

Annexes

A Une autre méthode d'identification de la surface de sable dans la zone de *swash*

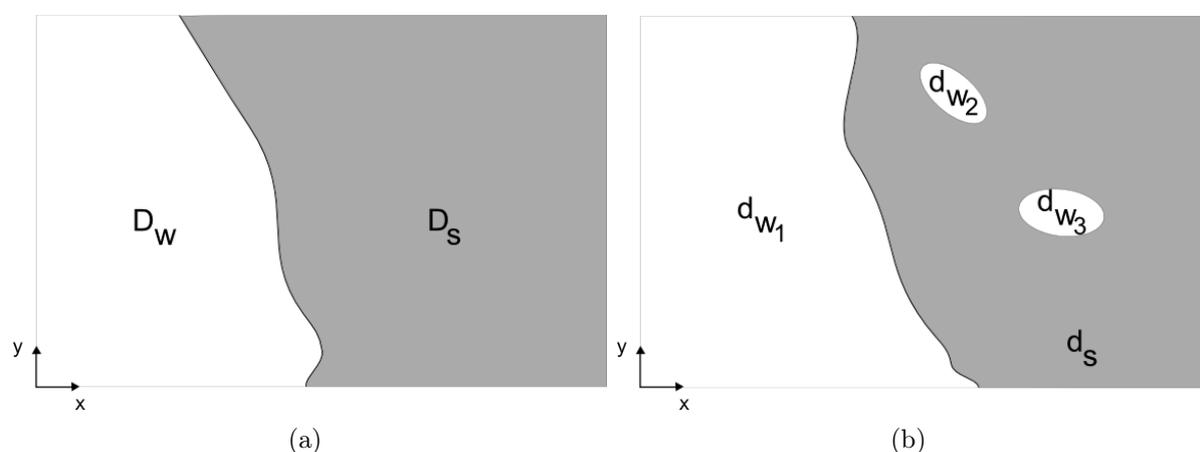


FIGURE 1 – Surface de sable (D_S)/surface d'eau (D_W) observées (a) et (correspondantes) surface de sable (d_S)/surfaces d'eau détectées ($d_W = d_{W1} \cup d_{W2} \cup d_{W3}$) par le critère (b) dans la zone de *swash* (Rappel Figure 3.20, Chapitre 3).

L'observation des images, enregistrées lors de la campagne de mesures SANDS, nous a permis de constater l'existence d'un important contraste dans la netteté des motifs entre les points projetés à la surface du sable et ceux projetés à la surface de l'eau. En effet, en l'absence d'eau à la surface du sable, les motifs sont très nets et très lumineux. Un critère, appelé "critère optique", a donc été mis en place, afin de caractériser objectivement et d'une manière systématique cette netteté.

Ce critère exploite le niveau de corrélation des points projetés. Afin de se rapprocher le plus possible de ce qui pouvait être observé visuellement sur la plage (Figures 2(a) et 3(a)), deux étapes successives ont été adoptées. Pour chacune de ces étapes, nous suivons la démarche décrite ci-dessous, point par point, pour toutes les images de la série temporelle (TS). En chaque point, nous calculons la carte de corrélation autour de ce point (§3.2.1) et nous la comparons à la carte de corrélation de référence autour de son point correspondant sur une image dite de référence. Cette image de référence correspond au

cas d'une plage totalement sèche dans la même série temporelle.

La première étape s'intéresse à la valeur du rapport $\frac{C_k}{C_k^{ref}}$. Dans ce rapport, C_k est la valeur de corrélation d'un point détecté noté k et C_k^{ref} est la valeur de corrélation de référence, du même point, sur l'image de référence. Deux seuils ont été introduits pour borner la valeur du rapport de corrélation $\frac{C_k}{C_k^{ref}}$. Ceux-ci délimitent un intervalle de points appartenant à la surface détectée comme surface de sable par notre critère (points pour lesquels le motif est le plus lumineux). En dehors de cet intervalle, nous considérons que les points appartiennent à la surface détectée comme de l'eau.

Ainsi, les points détectés vérifiant $S_C < \frac{C_k}{C_k^{ref}} < 1$, sont considérés comme étant des points projetés à la surface du sable. En dessous du seuil S_C , les motifs ne sont pas suffisamment lumineux. Ce cas correspond à celui de la réflexion d'un motif à la surface d'une eau perturbée. Le seuil supérieur permet d'exclure les points de saturation de la caméra. Cette situation peut se produire lorsque la surface libre a une orientation particulière par rapport au capteur de la caméra. Compte tenu du fait que $S_C < 1$, lorsque la valeur de S_C diminue, la surface d_S augmente provoquant ainsi une augmentation de $d_S \cap D_S$ (Figure 1). La limite de la première étape est atteinte lorsque $d_S \cap D_S$ est maximale, tout en vérifiant que la taille de la surface d_W soit maximale elle aussi.

La deuxième étape s'appuie sur le fait qu'un motif réfléchi à la surface de l'eau est caractérisé par un pic de corrélation plus étalé que ne le serait le pic de corrélation d'un motif réfléchi à la surface du sable. Cette étape s'intéresse à la valeur du rapport $\frac{A_{k_{20\%}}}{A_{k_{20\%}}^{ref}}$. Dans ce rapport, $A_{k_{20\%}}$ est la surface de l'aire formée par les points, se trouvant autour du point k considéré, tels que la valeur de leur corrélation soit supérieure à 20% de la valeur de corrélation maximale en ce point. $A_{k_{20\%}}^{ref}$ est l'aire de la surface de référence formée par les points, autour du même point sur l'image de référence, tels que la valeur de leur corrélation soit supérieure à 20% de la valeur de corrélation maximale en ce point. Pour cette étape, les points appartenant à la surface détectée comme surface de sable vérifient $\frac{A_{k_{20\%}}}{A_{k_{20\%}}^{ref}} < S_A$. Compte tenu du fait que $S_A > 1$, lorsque la valeur de S_A diminue, la surface d_S diminue également ce qui entraîne une augmentation de $d_W \cap D_W$ (Figure 1). La limite de cette deuxième étape est atteinte lorsque $d_W \cap D_W$ est maximale, tout en vérifiant la taille de la surface d_S soit maximale elle aussi.

En réalisant une étude paramétrique et en comparant les résultats obtenus visuellement aux images originales, dans le cas de configurations de fronts différentes, les paramètres optimaux choisis sont finalement $S_C = 0,90$ et $S_A = 1,15$. Avec ces valeurs de paramètres, l'allure du front d'eau est bien définie et il y a une bonne reconnaissance de la surface de sable ainsi que de la surface de l'eau.

Afin de comparer les résultats obtenus par le critère optique à ceux du filtre- ϵ (§3.3, Chapitre 3), deux cas de fronts d'eau ont été analysés. Le premier cas correspond à celui

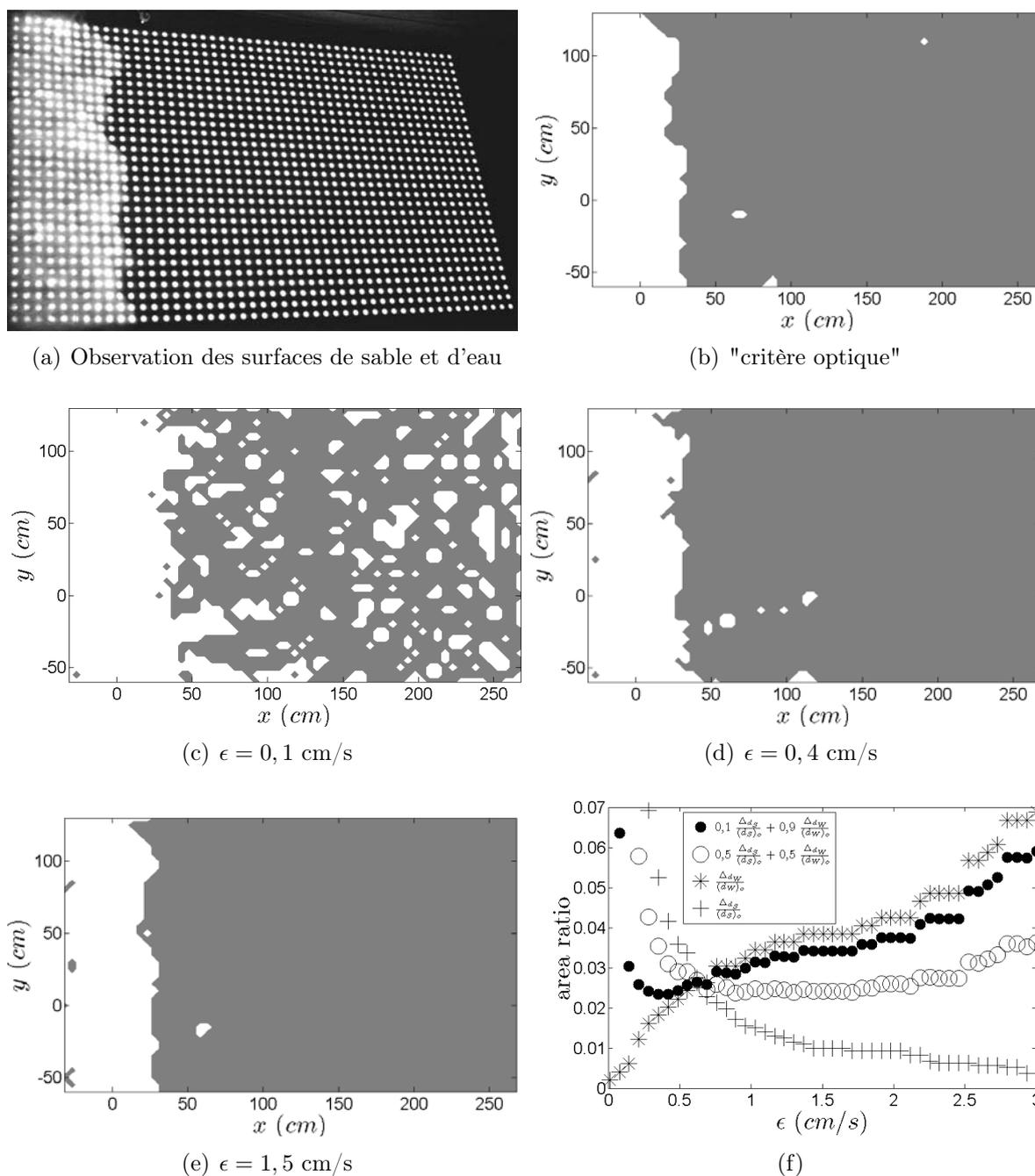


FIGURE 2 – Cas d'un front montant bidimensionnel (a) pour comparaison des surfaces de sable détectées (plan (x,y)), par le "critère optique" (b) et par le filtre- ϵ ((c) à (e)).

d'un front montant quasi-2D (Figure 2(a)). La surface détectée comme surface de sable (surface grisée) et la surface détectée comme surface d'eau (surface blanche) sont représentées dans le plan (x,y) , par le "critère optique" (Figure 2(b)) et par le filtre- ϵ pour $\epsilon = 0,1 \text{ cm/s}$ (Figure 2(c)), $\epsilon = 0,4 \text{ cm/s}$ (Figure 2(d)) et $\epsilon = 1,5 \text{ cm/s}$ (Figure 2(e)).

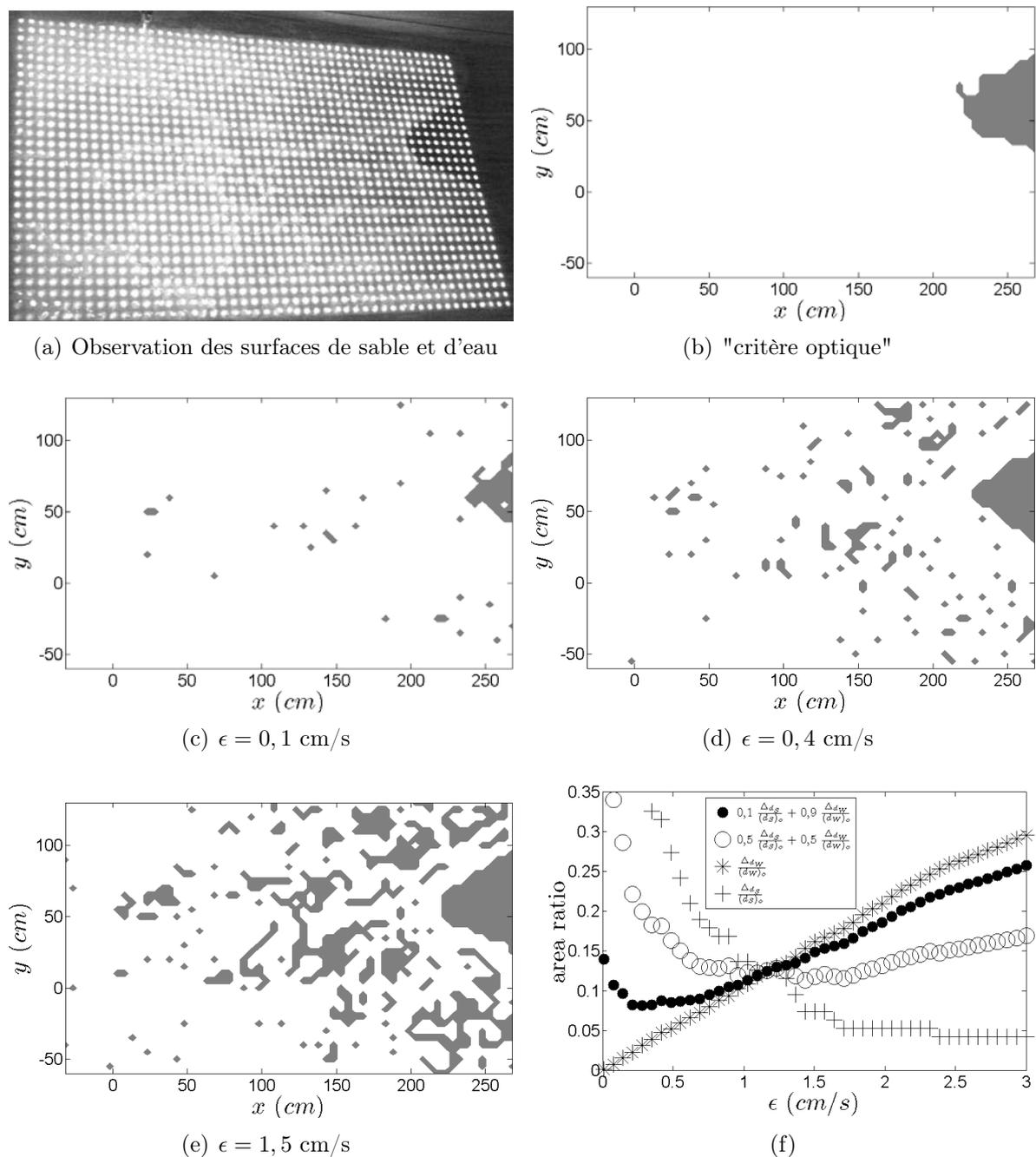


FIGURE 3 – Cas d'un front montant très tridimensionnel (a) pour comparaison des surfaces de sable détectées (plan (x,y)), par le "critère optique" (b) et par le filtre- ϵ ((c) à (e)).

La comparaison entre la surface détectée comme surface de sable par le "critère optique" et la surface correspondante détectée par le filtre- ϵ a permis de conclure que la valeur $\epsilon = 0,1 \text{ cm/s}$ n'était pas appropriée. Mais il est apparu que $\epsilon = 0,4 \text{ cm/s}$ et $\epsilon = 1,5 \text{ cm/s}$ donnent toutes deux, dans ce cas-là, des résultats assez semblables. L'analyse du

second cas, qui correspond à celui d'un front montant très tridimensionnel (Figure 3(a)), conduit au même type de remarques.

Afin de choisir une valeur de ϵ ou un intervalle de valeurs de ϵ permettant d'observer au mieux des surfaces similaires pour les deux critères, les courbes représentées sur la figure 2(f) et sur la figure 3(f) ont été tracées. Celles-ci illustrent l'évolution de $\frac{\Delta_{d_S}}{(d_S)_o}$, $\frac{\Delta_{d_W}}{(d_W)_o}$ et $k \frac{\Delta_{d_S}}{(d_S)_o} + l \frac{\Delta_{d_W}}{(d_W)_o}$ (k et l réels < 1) en fonction de la valeur de ϵ , avec $(d_S)_o$ et $(d_S)_\epsilon$ les surfaces détectées comme surface de sable par le "critère optique" et par le filtre- ϵ respectivement, $\Delta_{d_S} = (d_S)_o - (d_S)_\epsilon$, $(d_W)_o$ et $(d_W)_\epsilon$ les domaines détectés comme étant de l'eau par le "critère optique" et par le filtre- ϵ respectivement et $\Delta_{d_W} = (d_W)_o - (d_W)_\epsilon$.

L'objectif ici est d'obtenir la valeur de ϵ pour laquelle les quantités $\frac{\Delta_{d_S}}{(d_S)_o}$ et $\frac{\Delta_{d_W}}{(d_W)_o}$ soient toutes deux minimales (idéalement ces quantités devraient même être nulles). Malheureusement, ces deux critères sont incompatibles simultanément car leurs courbes d'évolution en fonction de ϵ varient en sens opposés (Figures 2(f) et 3(f)). Il s'agit alors d'introduire une notion d'erreur sur les quantités observées. Dans le cas où l'on tolère la même marge d'erreur pour les surfaces de sable et d'eau ($0,5 \frac{\Delta_{d_S}}{(d_S)_o} + 0,5 \frac{\Delta_{d_W}}{(d_W)_o}$), la valeur minimale obtenue se situe autour de $\epsilon = 1$ cm/s pour les deux types de fronts considérés. Cette valeur est le cas optimal pour une analyse très précise des surfaces de sable et d'eau simultanément.

Dans le cas qui nous intéresse plus particulièrement ici, il s'agit principalement d'analyser l'évolution du fond avec une excellente précision, nous accordons alors une grande importance à la précision de notre détection de la surface de sable. Nous ne souhaitons pas obtenir une erreur supérieure à 10 % sur la détection de la surface de sable. La valeur minimale de la quantité $0,1 \frac{\Delta_{d_S}}{(d_S)_o} + 0,9 \frac{\Delta_{d_W}}{(d_W)_o}$ se situe autour de $\epsilon = 0,4$ cm/s. Il s'agit en effet de la valeur retenue pour ϵ dans le cas de l'analyse des données issues de la campagne de mesures SANDS.

B Densité spectrale de puissance

La densité spectrale de puissance $E_{hh}(f)$ des fluctuations de niveau d'eau $\eta(x_u, t)$ mesurées en un point x_u est donnée, par définition, par la transformée de Fourier des autocorrélations temporelles

$$E_{hh}(f) = \int_{-\infty}^{\infty} \langle \eta(x_u, t) \cdot \eta(x_u, t + \tau) \rangle \cdot e^{-j2\pi f\tau} d\tau \quad (1)$$

où j correspond à l'opérateur complexe tel que $j^2 = -1$. La densité spectrale de puissance $E_{hh}(f)$ donne les contributions de chaque gamme de fréquences aux variances des fluctuations $\langle \eta(x_u, t)^2 \rangle$ de telle sorte que

$$\langle \eta(x_u, t)^2 \rangle = \int_0^{\infty} E_{hh}(f) df \quad (2)$$

En pratique, les densités spectrales de puissance sont calculées par la méthode directe, utilisant l'équation 3, qui est équivalente à 4

$$E_{hh}(f) = \lim_{T \rightarrow \infty} \frac{|\widehat{\eta}_T^2(f)|}{T} \quad (3)$$

avec $\widehat{\eta}_T(f)$ définie comme la transformée de Fourier de $\eta(t)$ entre $-T/2$ et $T/2$

$$\widehat{\eta}_T(f) = \int_{-T/2}^{T/2} \eta(t) \cdot e^{-j2\pi ft} dt \quad (4)$$

C Analyse bidimensionnelle

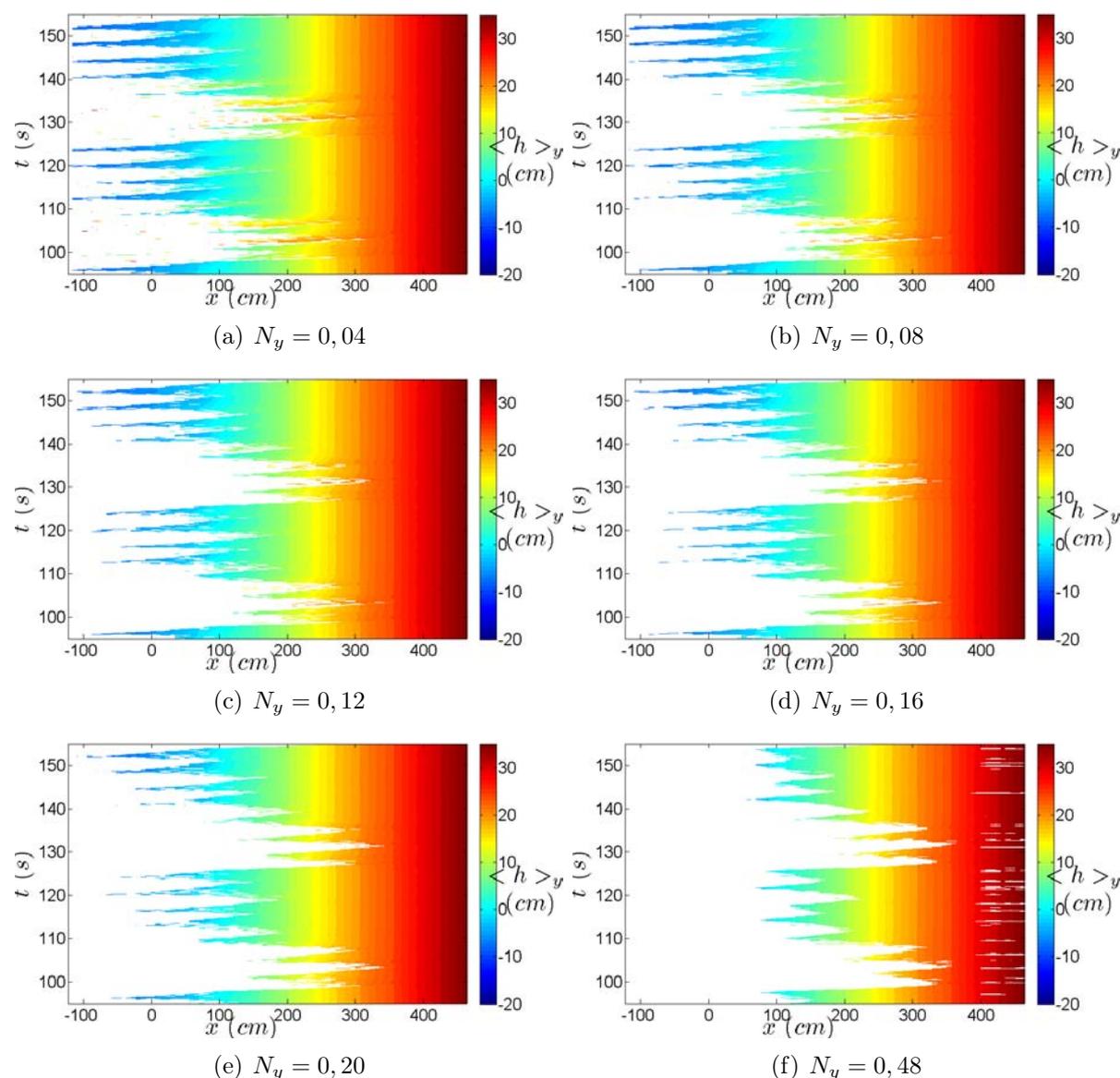


FIGURE 4 – Détection des surfaces de sable et de l'évolution du trait de côte avec différents critères pour calculer la moyenne selon la direction transverse y pour EX02_B.

Il s'agit ici de moyenner $h(x, y, t)$ dans la direction transverse y . Dans le cas où l'on moyenne sur toute la direction transverse sans aucune condition, nous obtenons un bruit de signal relativement important (Figure 4(a)). Afin de filtrer ce signal, nous imposons ici une condition sur le calcul de la moyenne pour que les phénomènes observés en moyenne soient représentatifs d'un certain pourcentage de plage 'sèche' selon la direction transverse. La valeur moyenne de $h(x, y, t)$ n'est alors évaluée que si l'inégalité $\frac{L(x)}{L_T} > N_y$ est vérifiée. Dans cette inégalité, $L(x)$ représente la largeur de surface de sable détectée par

le filtre- ϵ (notée d_S , Figure 3.20(b)), en chaque position x , telle que $L(x) = \int_{d_S(x)} dy$ et L_T est la largeur de champ mesurée. La figure 4 illustre ainsi l'évolution temporelle de $\langle h \rangle_y(x, t)$, pour différentes valeurs de N_y , dans le cas de l'expérience $EX02_B$. Au vu de la figure 4, la valeur $N_y = 0,16$ (Figure 4(d)) semble un bon compromis pour supprimer le 'bruit' tout en conservant la dynamique du front. Pour la suite nous conserverons cette valeur pour calculer $\langle h \rangle_y(x, t)$.

D Diagrammes spatio-temporels des expériences bichromatiques

Les figures 5 à 10 illustrent l'évolution spatio-temporelle du front d'eau dans la zone d'étude, classées par groupes. Dans le Chapitre 5, ceux-ci sont analysés en terme de position du niveau d'eau au cours du temps notamment en terme d'analyse fréquentielle et de niveau d'eau initial au repos, d'extension maximale de la zone de *swash* et d'asymétrie de durée des phases d'*uprush* et de *backwash*.

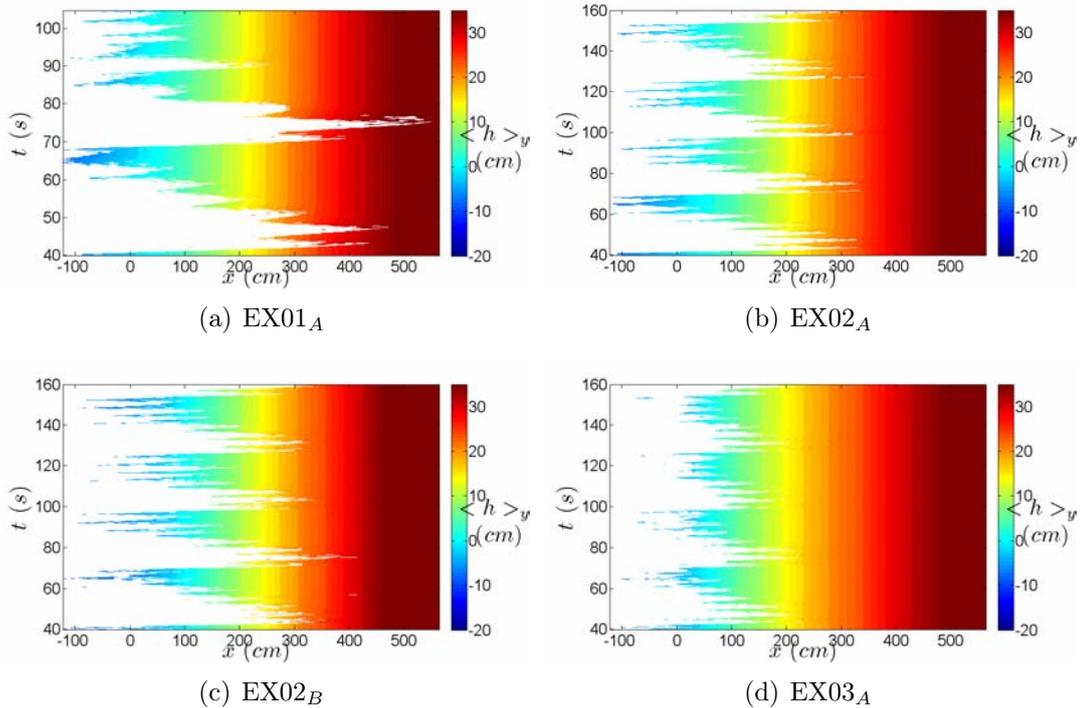


FIGURE 5 – Evolution spatio-temporelle dans le cas du groupe d'expériences I.

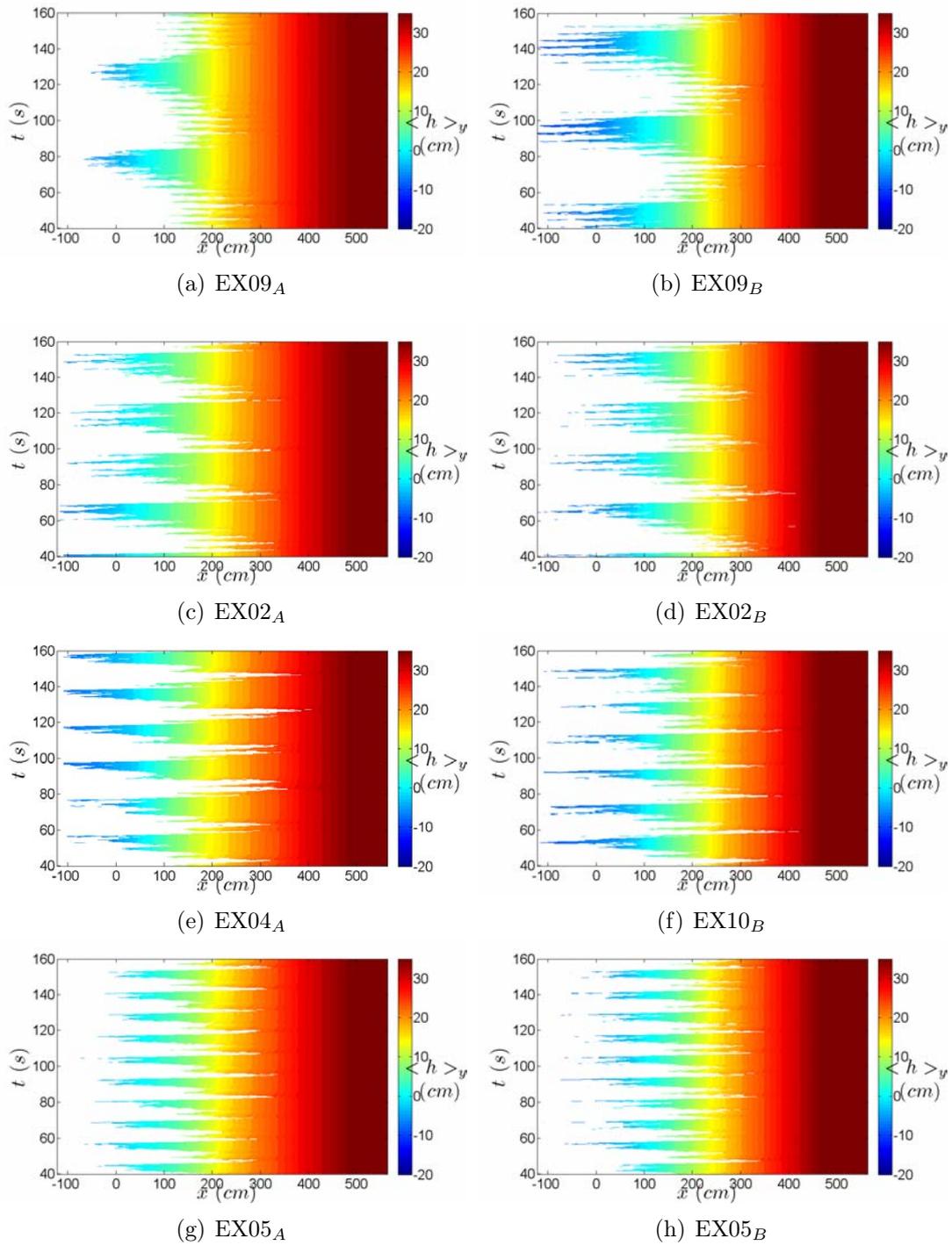


FIGURE 6 – Evolution spatio-temporelle dans le cas du groupe d'expériences II_a.

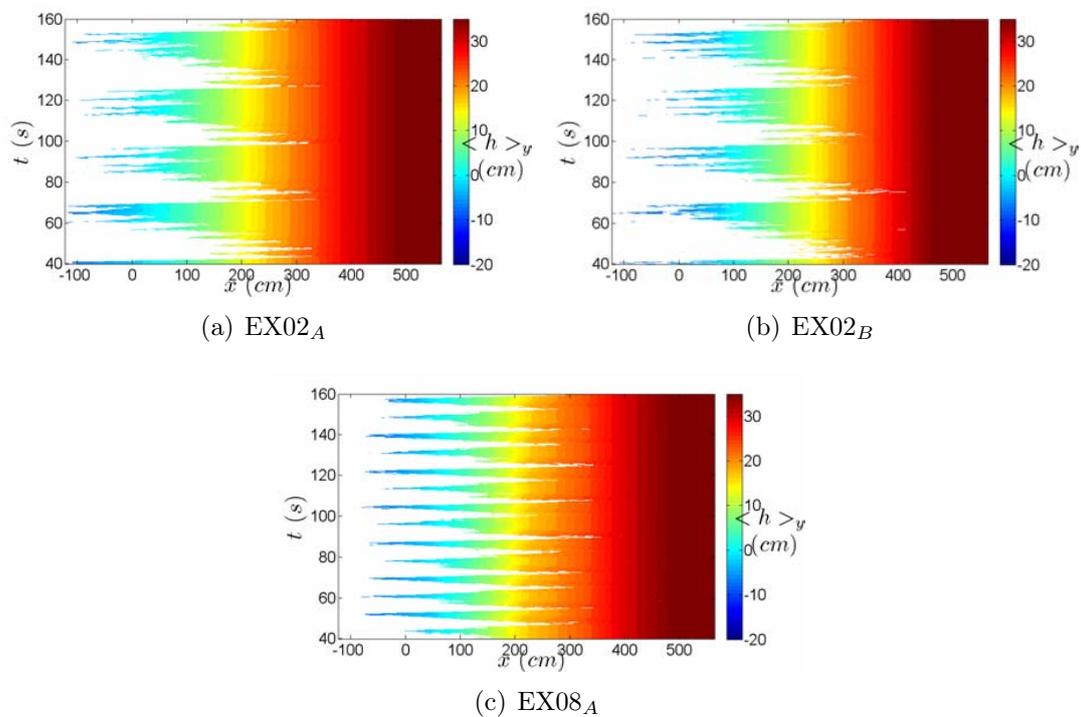


FIGURE 7 – Evolution spatio-temporelle dans le cas du groupe d'expériences II_b.

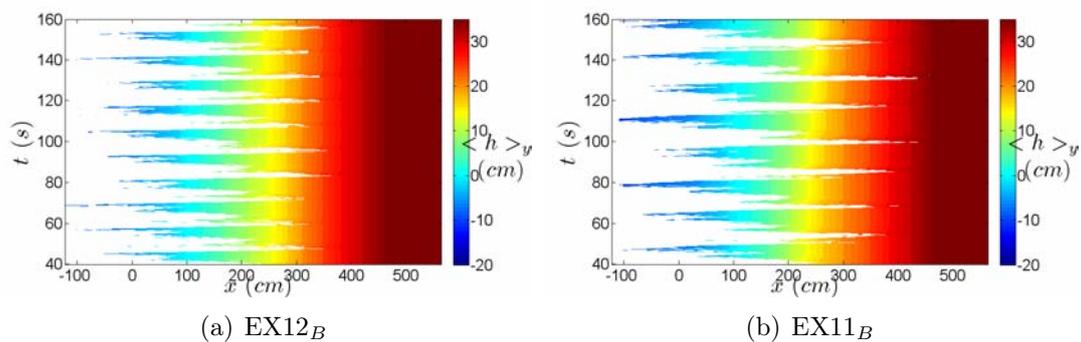


FIGURE 8 – Evolution spatio-temporelle dans le cas du groupe d'expériences II_c.

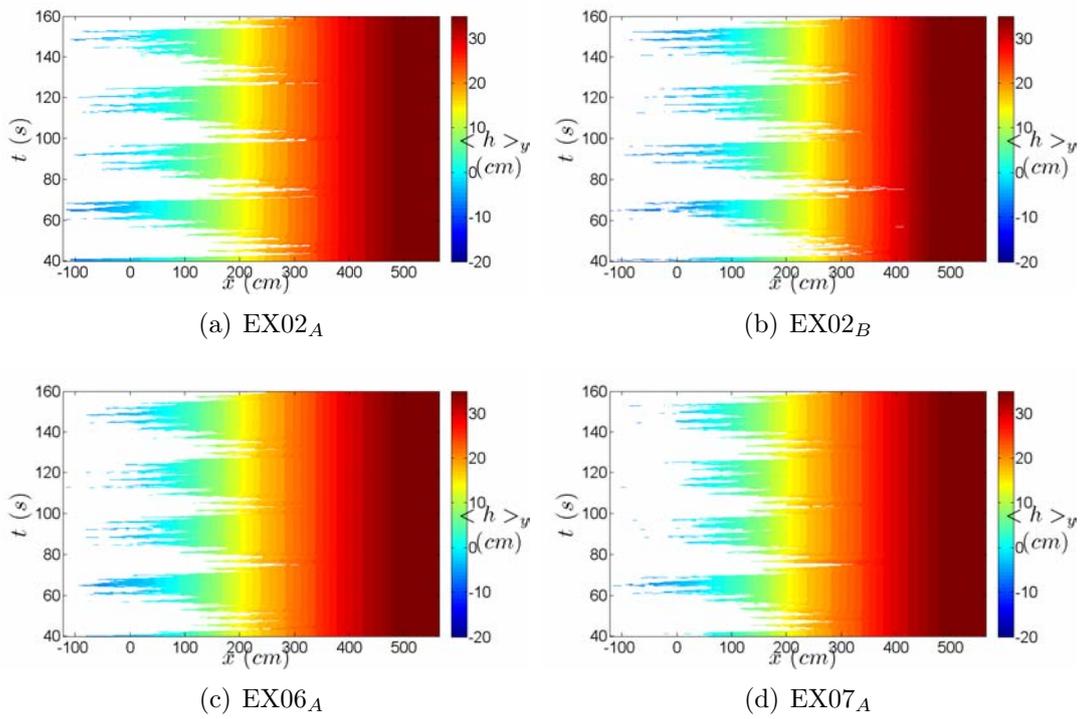


FIGURE 9 – Evolution spatio-temporelle dans le cas du groupe d'expériences III_a.

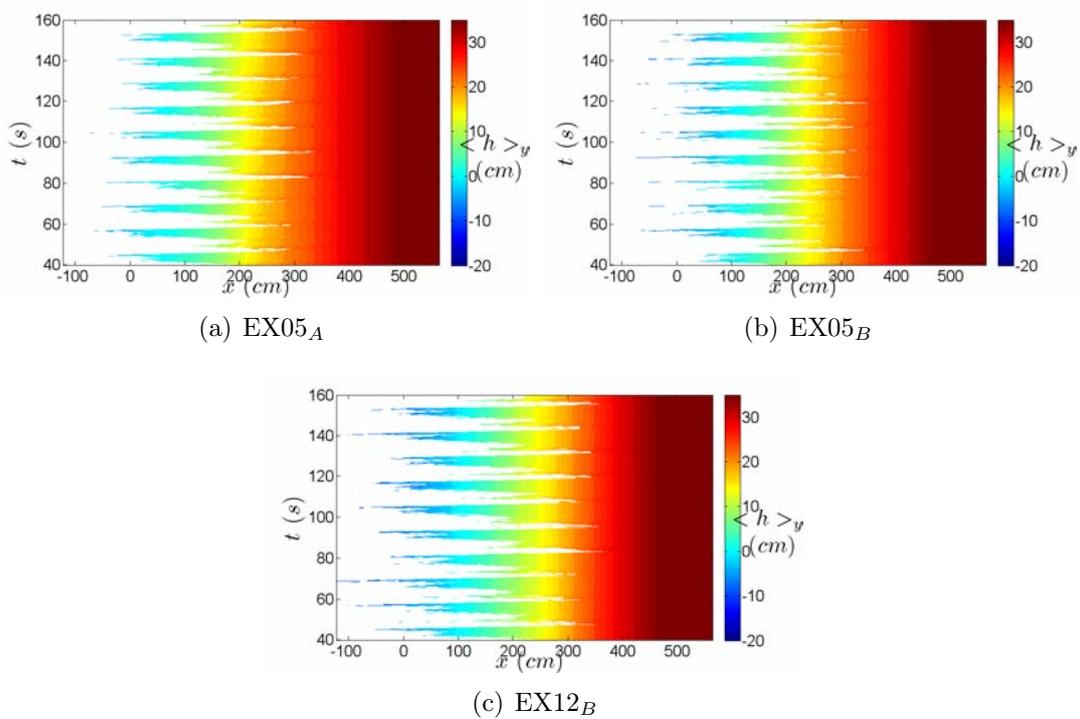


FIGURE 10 – Evolution spatio-temporelle dans le cas du groupe d'expériences III_b.

E Conférence internationale "*International Conference on Coastal Engineering*, Juillet 2012"

Présentation des actes de conférence associés à la présentation (oral).

INVESTIGATION OF THE SWASH ZONE EVOLUTION AT WAVE TIME SCALE

Jessica Astier^{1,2}, Dominique Astruc^{1,2}, Laurent Lacaze^{1,2} and Olivier Eiff^{1,2}

The present work is dedicated to the study of the swash zone bed evolution at a high temporal and spatial resolution to investigate single-wave to wave-group time scales. The measurements are obtained in a large scale wave flume with a 1/15 sloping beach of well-sorted sand ($d_{50} = 250 \mu\text{m}$). The wave regime considered is a random Jonswap spectrum (peak enhancement factor $\gamma = 3.3$, significant wave height $H_S = 0.53 \text{ m}$ and peak period $T_p = 4.14 \text{ s}$). A stereoscopic technique (Astruc et al., 2012) has been used to measure the sand bed evolution in the swash zone over a $3 \times 2 \text{ m}^2$ area. This experiment allows us to capture the swash dynamics and the bottom evolution at the different temporal scales. The results prove the strong correlation between wave forcing and swash zone response over the entire experiment, even if the bottom evolves. At shorter time scales, we can observe the signature of gravity and infragravity waves. We showed that at both time scales, the erosion process exhibits a strong variability in time as accretion and erosion events are observed. The spatial variability of the bottom evolution is stronger at gravity than at infragravity time scales. These results reinforce the now-admitted idea that the mean evolution of the sand bed in the swash zone is the result of several events of a very different nature, which themselves depend on the details of the swash hydrodynamics.

Keywords: swash zone; stereoscopic technique; sand bed evolution; gravity and infragravity waves.

INTRODUCTION

The upper part of the nearshore area, known as the swash zone, is the place of intense sediment transport and very fast morphological changes. It is now admitted that this very specific behavior is due to the very complex and energetic hydrodynamic processes close to the shoreline. In particular the randomness of the incident wave forcing leads to a strong temporal and spatial variability of the hydro-sedimentary processes. Finally, it is worth noticing that knowledge of swash dynamics is fundamental to predict the evolution of coastal areas as the swash zone acts as a boundary condition for nearshore hydrodynamic and morphodynamic models at larger scale.

Over the last decade, a special attention has been paid towards the understanding of the swash zone bottom evolution and the corresponding sediment exchanges with the surf zone. These studies show that these quantities are related to the local hydrodynamics and sediment transport in the swash zone, which intrinsically evolve at the wave time scale (Butt and Russell, 2000; Elfrink and Baldock, 2002; Masselink and Puleo, 2006; Puleo and Butt, 2006; Backhtyar et al., 2009). Recently a field study (Turner et al., 2008) has shown that bed-level variations induced by a single swash event may reach an amplitude of the order of cm, which is larger than the mean over experiment duration (several hours). Therefore, long-term beach evolution modeling requires an accurate description of wave time scale processes which remain not fully understood due to both the complexity of the processes and the difficulty of measurements in this area, as for instance the intermittency of the flow.

Instrumentation in this area is still a significant challenge to obtain highly resolved and accurate measurements over a significant spatial extent of the swash area. Even if the strong variability in this zone makes spatio-temporal measurement difficult, some innovative techniques were proposed to carry out these measurements. An acoustic gauge system was used by Turner et al. (2008), to obtain high frequency and non-intrusive measurements of the bed position at some specific locations, with a vertical accuracy of $\pm 1 \text{ mm}$. An extension to spatially-resolved measurements is possible using an optical stereoscopic technique to reconstruct the three-dimensional bottom position. Holland and Holman (1997) proposed an in-situ implementation of the stereoscopic technique in which the foamy runup edge was used as a natural pattern for a scanned beach surface reconstruction. The vertical accuracy of this technique was estimated to be of the order of 2 cm. Another stereoscopic method was developed for large scale laboratory facility which allows an instantaneous measurement of a $3 \times 2 \text{ m}^2$ area in the swash zone (Astruc et al., 2012). This technique which relies on a projected light pattern on the sand surface, proved to have a vertical accuracy of less than 1 mm.

The present work is dedicated to a laboratory study of the swash zone bed evolution under random wave erosive conditions at high temporal and spatial resolution using the latter technique. The purpose is to investigate a range of time scales from single gravity wave to several infragravity waves. The

¹ Université de Toulouse; INPT, UPS; IMFT (Institut de Mécanique des Fluides de Toulouse); Allée Camille Soula, F-31400 Toulouse, France

² CNRS; IMFT; F-31400 Toulouse, France

paper is organized as follows. First, the experimental apparatus and the stereoscopic technique are described. Then, analysis of the spatio-temporal bottom variation at the various time scales is presented. Finally, conclusions are drawn.

LARGE SCALE FACILITY AND WAVE CONDITIONS

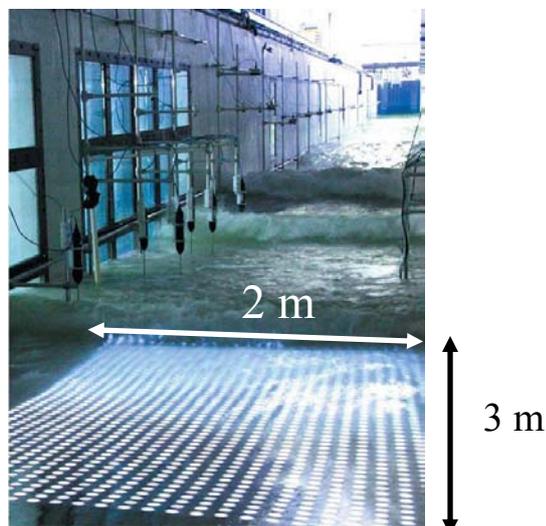


Figure 1. Grid of light dot patterns projected onto the swash zone in the CIEM large-scale wave flume at the UPC (Barcelona).

The measurements have been performed in the CIEM large-scale wave flume (100 m long and 3 m wide) at UPC in Barcelona (Fig. 1), within the HYDRALAB III / SANDS project. The initial sand bottom is a 1/15 sloping beach of well-sorted sand ($d_{50} = 250 \mu\text{m}$). A forcing with random erosive wave conditions (Jonswap spectrum with peak enhancement factor $\gamma = 3.3$, with a significant wave height $H_S = 0.53 \text{ m}$ and a peak period $T_p = 4.14 \text{ s}$) is used (Alsina and Cáceres, 2011). The entire experiment consists of 39 time series (TS) of 30 min duration each, which are carried out successively with the same wave forcing. The experiment time $t = 0$ at the beginning of the experiment. For a given time series a local time t_s is used with $t_s \in [0, 30] \text{ min}$, and $t_s = 0$ at the beginning of the time series.

The frame of reference has its origin at the shoreline position (75.42 m from the wave paddle) and at the middle of the wave flume. x-axis is aligned with the wave flume, y-axis is the transverse direction and z-axis is the vertical direction.

A STEREOSCOPIC TECHNIQUE FOR SAND SURFACE MEASUREMENT

The stereoscopic technique developed by Astruc et al. (2012) has been used to measure the bed evolution over a $3 \times 2 \text{ m}^2$ area in the swash zone (Fig. 1). The general method consists in the reconstruction of 3D surfaces by imaging the scene with two different view sights. In the present case, the sequences of images are acquired by two cameras recording the same area of interest in the swash zone (Fig. 2). The reconstruction of the three-dimensional foreshore surface then requires the matching of identifiable patterns between the two cameras. For this purpose, different methods can be found in the literature, usually based on the inter-correlation of the image pair, allowing the matching of random patterns of the scene. However, in order to obtain a good accuracy of the measurement in the case of the large field considered here, Astruc et al. (2012) preferred to these standard methods a regular grid of circular pattern projected on the swash zone by a light source (Fig. 1 and Fig. 2), each image position being extracted independently. The center position of each dot pattern is first estimated at a pixel scale in two steps, both of them consisting in the extraction of correlation peaks obtained from the image intensity correlation between a reference pattern and the entire image. This estimation is performed in two steps, the reference pattern being first a binary pattern and then an average image pattern (see insets of Figs. 3 (a) and (b)) obtained from the first estimation. A sub-pixel algorithm is finally applied to extract the position of the dot center with an accuracy of the order of 0.05 pix. Taking advantage of the regular grid pattern, the matching between the two images then consists in ordering extracted dot positions. The three-dimensional position of each pattern is then obtained using a triangulation method

developed by Bouquet (2004) and based on a calibration step performed before each experiment. The calibration procedure used here is explained in Astruc et al. (2012). It can finally be noted that the two cameras are synchronized using an external trigger in order to limit time shifting effects that could affect the accuracy of the technique.

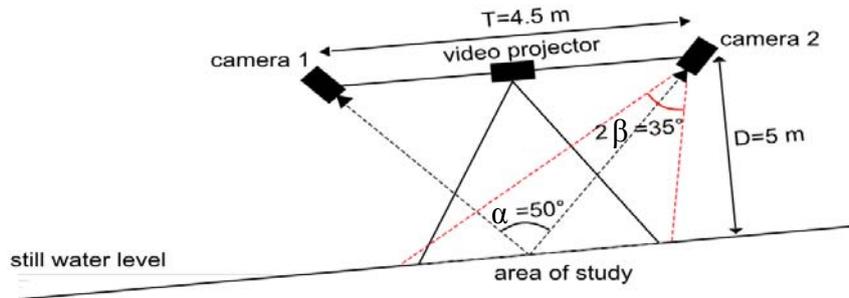


Figure 2. Sketch of the stereovision system set-up (not to scale). Cameras 1 and 2 record the sand-bed in a $3 \times 2 \text{ m}^2$ area in the swash zone. Black dashed lines correspond to the optical axes of the cameras, red dashed lines bound the angle of view of the cameras and black lines bound the projection area of the video projector.

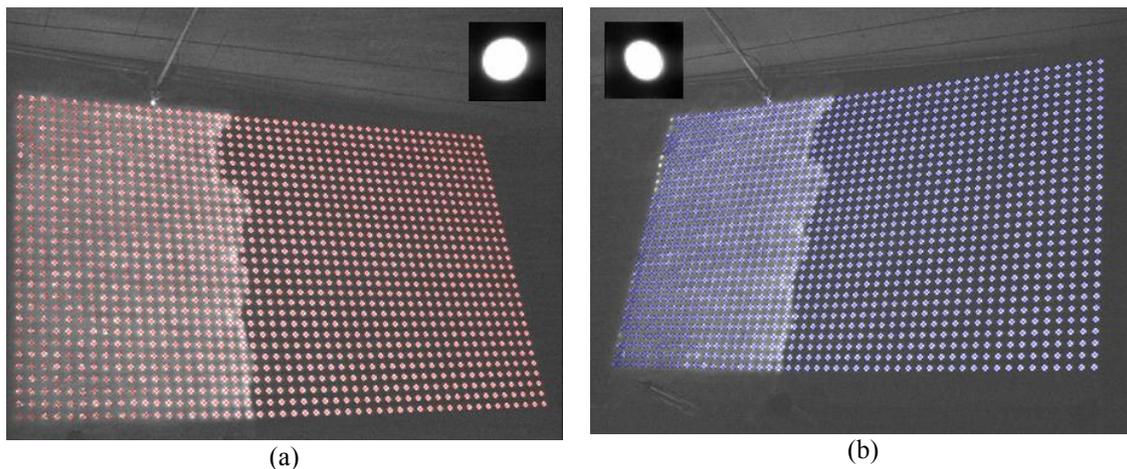


Figure 3. Position of the dots centers detected by using the reference pattern for camera 1 (a) and camera 2 (b) respectively.

Finally, in order to enhance the accuracy of the stereoscopic technique, the two cameras were synchronized using an external trigger (Figs. 3 (a) and (b)). A case of a completely dry beach was chosen as the reference image. A binary dot pattern of radius similar to the radius of the images of the dots of the illuminated area was defined. A first correlation of the reference image was made with this binary pattern, the local maxima corresponding to a first estimation of the position of the image-dot centers. Then, for each camera independently, in order to enhance the accuracy of the detection, the following method was used. A reference pattern (Figs. 3 (a) and (b)) was obtained by calculating the average pattern of the detected dots obtained from the first correlation. The correlation of each image with the reference pattern was done, allowing to detect each dot center. Taking advantage of the regular grid pattern, the dots were ordered for pairing between the two cameras. Finally, the surface level $h(x,y,t)$ was reconstructed from the dots pairing (Fig. 4), using a triangulation method. Such a technique requires a step of calibration to estimate the optical properties of the cameras system.

During the experiments, each time series was sampled at $\Delta f_s = 5\text{Hz}$.

The estimation of the accuracy of the stereoscopic technique is not trivial since the error is inherent to the different steps of the method. However, Benetazzo (2006) proposed a theoretical estimation of the accuracy, which shows to be maximum in the direction perpendicular to the axis joining the two cameras and lying in the plane defined by the two lines of sight. Here, this direction is nearly the same as the vertical axis. The theoretical estimation of the accuracy in the vertical direction then reads

$$err_z = \frac{D^2}{2TN} \frac{\sin(2\beta)}{\cos(\beta + \alpha)^2} \quad (1)$$

where D and T are the distances from the baseline and between the two cameras, respectively, and α is the angle between the cameras' line of sight (Fig. 2). N is the number of pixels in one direction of the sensor and β corresponds to half the angle of view of the cameras. The sub-pixel algorithm used gives an error on the estimation of the image dot positions of 0.05 pix in the vertical direction. Then, considering the sub-pixel algorithm used, N was replaced by $N_{eff} = N/0.05$ to evaluate the maximum accuracy. In the present case, ($D = 5$ m, $T = 4.5$ m, $\alpha = 50^\circ$, $\beta = 17.5^\circ$ and $N_{eff} = N/0.05 = 2048/0.05$), the theoretical error obtained is $err_z \sim 100 \mu\text{m}$ (Eq. 1).

From experimental analysis, a vertical accuracy of $600 \mu\text{m}$ is obtained as explained in Astruc et al. (2012). The difference between theoretical and measured accuracy is attributed to several sources of error such as the vibrations of the system, the uncertainty of the form of the projected light dots on a rough sand surface or the light beam fluctuation. At that level of accuracy, the variations with an amplitude of about 1 mm, can be measured.

SAND REGION RECOGNITION

The stereoscopic technique allows to measure the temporal evolution of the measured surface, $h(x,y,t)$, in the swash zone. However, as the swash zone is alternatively covered and uncovered by waves, investigation of its evolution now requires to distinguish the sand surface from the water surface (Fig. 4). A criterion was proposed by Turner et al. (2008) to distinguish the state of the measured surface, the sand surface being defined by $|\partial h/\partial t| < \varepsilon$ and the water surface by $|\partial h/\partial t| \geq \varepsilon$, with $\varepsilon = 0.05$ cm/s. This criterion is based on the fact that a sand region is characterized by a steady surface position. The above-mentioned threshold parameter $\varepsilon = 0.05$ cm/s is dimensional and adapted to the specific case of the field study carried out by Turner et al. (2008). Nevertheless, this procedure is used here and extended to the case of continuous spatial measurements.

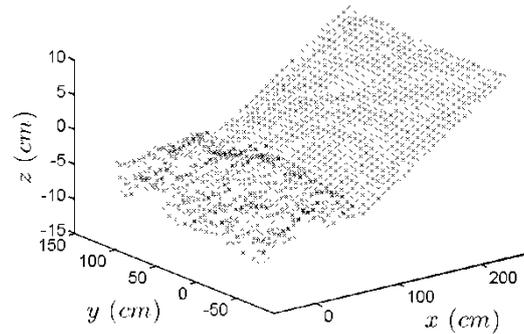


Figure 4. 3D reconstruction of the surface level $z = h(x,y,t)$ in the swash zone at $t_s = 897$ s of $TS = 10$.

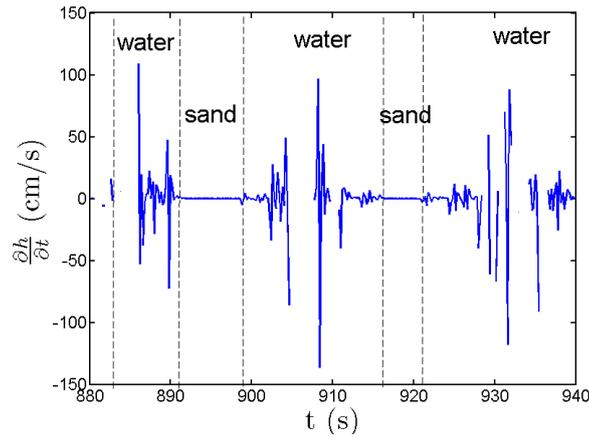


Figure 5. Temporal evolution of the time rate of change of the measured surface elevation $h(x,y)$ during TS = 10 at $x = 232.7$ cm and $y = 15$ cm.

At a fixed position, the time evolution of the height, $\partial h/\partial t$, is shown to be small in the sand region but not zero, the minimum value being correlated to the error of the stereoscopic technique (Fig. 5). On the other hand, the water region is associated with a significant variability of $\partial h/\partial t$. As threshold parameter ε , defined above, is a dimensional parameter, its value has been evaluated for the specific experimental parameters used here. In particular, given the accuracy $err_z = 600 \mu\text{m}$ of the stereoscopic technique and the sampling period $\Delta t_s = 0.2$ s ($\Delta t_s = 1/\Delta f_s$, with $\Delta f_s = 5\text{Hz}$ the sampling frequency), a lower limit for ε can be estimated:

$$\varepsilon \geq \frac{err_z}{\Delta t_s} = \frac{err_z}{1/\Delta f_s} \sim 0.3 \text{ cm/s} \quad (2)$$

The lower limit (Eq. 2) corresponds to the limit for which the signal cannot be distinguish from the noise. In order to extract a maximum information in the sands region, a slightly higher value $\varepsilon = 0.4$ cm/s is chosen.

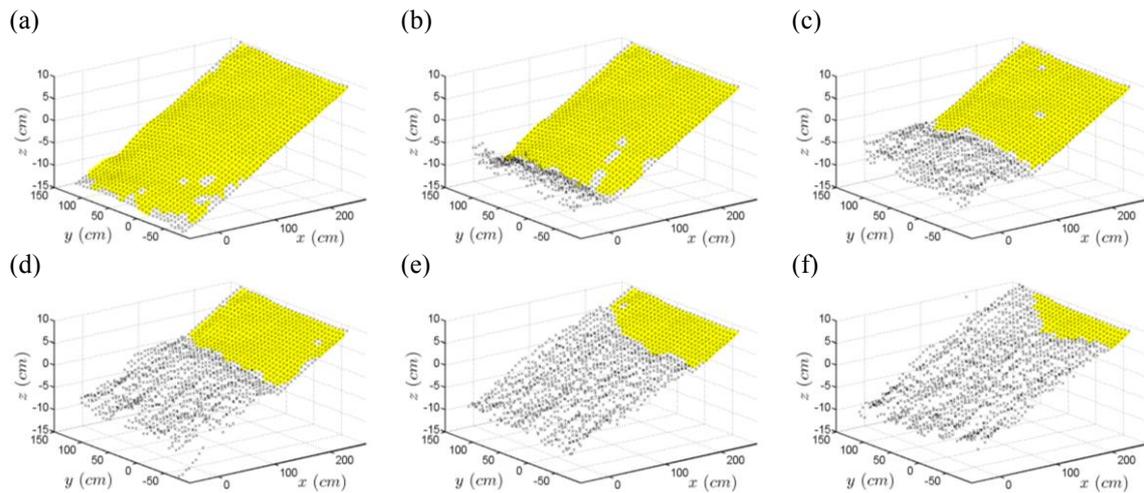


Figure 6. Time evolution (from (a) to (f)) of a run-up event and detection of sand ($|\partial h/\partial t| < 0.4$, yellow) and water ($|\partial h/\partial t| \geq 0.4$) regions in the swash zone.

Fig. 6 shows the time evolution of a run-up event. As observed in this figure, $\varepsilon = 0.4$ cm/s therefore allows to accurately distinguish the sand region from the water region and to properly capture the time

evolution of the waterfront position. The less energetic the waterfront is, the more delicate its position detection is. In the case of a run-up event, the propagation of the front is well defined. It is thus possible to quantitatively analyze the front evolution. On the other hand, during a backwash event, the phenomena involved are more complex and the shoreline detection more difficult to follow.

ANALYSIS OF BOTTOM EVOLUTION

Swash dynamics at long time scale

As mentioned previously, the experiments have been carried out under erosive conditions. Fig. 7 shows the temporal evolution of cross-shore profiles of the sand bed level $h(x,y)$ averaged along the transverse direction ($\langle h \rangle_y(x,t) = \frac{1}{L_y} \int h(x,y,t) dy$, with L_y the width of the sand surface at this cross-shore position). As expected from the experimental wave conditions used, a global erosion of the beach profile is observed in the measurement area.

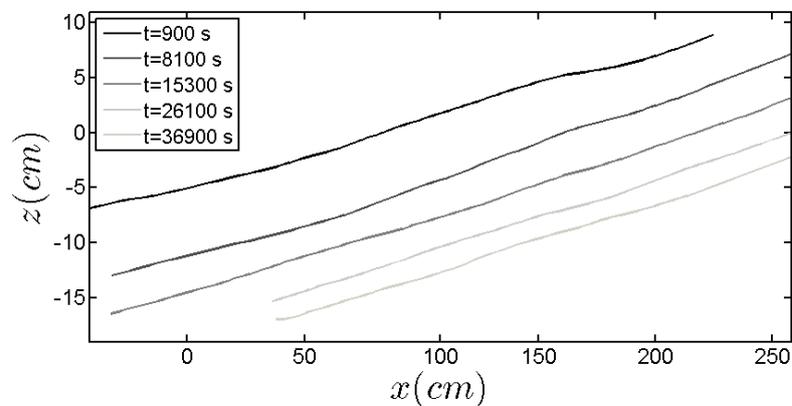


Figure 7. Cross-shore profiles $z = \langle h \rangle_y(x,t)$ of the sand bed level at different times. $\langle h \rangle_y(x,t)$ is the average value of $h(x,y,t)$ along the transverse direction (adapted from Fig.12, Astruc et al., 2012).

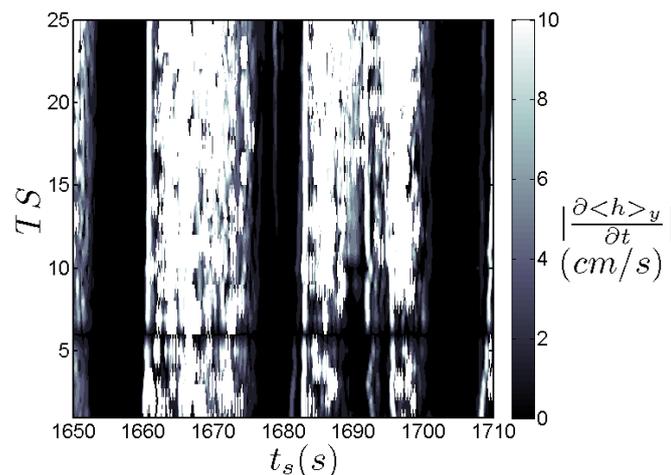


Figure 8. Temporal-temporal diagram of $|\partial \langle h \rangle_y / \partial t|$ at $x = 158$ cm. The horizontal axis represents the time evolution, while the vertical axis corresponds to the different TS. The same forcing is imposed by the wave paddle for each horizontal line (TS).

Fig. 8 shows the evolution of $|\partial\langle h \rangle_y / \partial t|$, at a given cross-shore position x , in the $(t_s\text{-TS})$ plane. Dark areas, i.e. low $\partial\langle h \rangle_y / \partial t$ are the signature of emerged sand while clear areas correspond to water. One can observe that at least for this time interval, the run-up/backwash dynamics is nearly the same in every TS. A slight drift of the dry areas is observed which is due to the overall erosion of the beach. It means that the hydrodynamics forcing remains almost unchanged within time series, despite the significant sand surface evolution between each TS.

Swash dynamics at short time scales

Fig. 9 shows the temporal evolution of the limit between water and sand as well as the sand bed level during a 60 s interval. The successive swash and backwash events are detected although the extension of the measurement does not cover the upper part of the swash zone. Two time scales can be depicted in the wave dynamics in the swash zone: (i) a short time scale ($T_{g1} = T_{g2} = 4$ s) corresponding to the peak period of the Jonswap spectrum, signature of the gravity wave forcing, (ii) an infragravity wave time scale ($T_{i1} = T_{i2} = 20$ s and $T_{i3} = 12$ s) which corresponds either to seiche modes of the wave flume or to surf beat generated by wave groups. Sand surface evolution is therefore analyzed at these two time scales in order to highlight their relative influence on the bottom evolution.

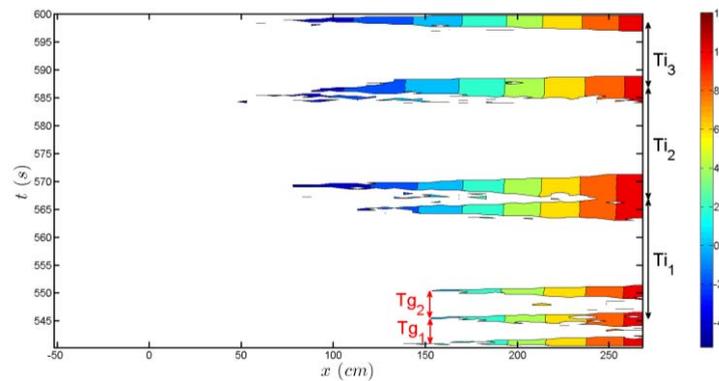


Figure 9. Spatio-temporal evolution of the sand bed level (colored areas), at $y = -50$ cm, during TS07. T_{g1} and T_{g2} are the period of two successive gravity waves whereas T_{i1} , T_{i2} and T_{i3} are the period of three successive infragravity waves.

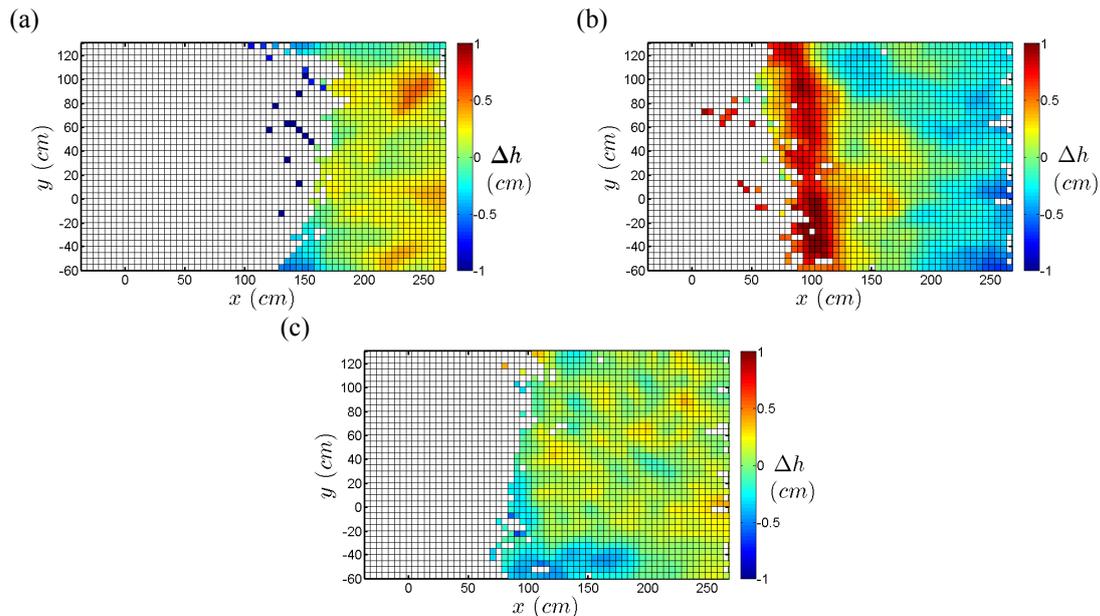


Figure 10. Sand surface evolution resulting from three successive infragravity waves of periods T_{i1} (a), T_{i2} (b) and T_{i3} (c).

Figs. 10 (a), (b) and (c) show the sand surface evolution $\Delta h(x,y) = \{\bar{h}_a(x,y) - \bar{h}_b(x,y)\}$, induced by three successive infragravity waves of respective period T_{i1} , T_{i2} and T_{i3} where \bar{h} is the mean temporal value of h in-between two infragravity waves. Subscripts a and b corresponds to “after” and “before” a given wave event. At this time scale, variations of the sand bed of about 1 cm are measured. Beach erosion phenomena may occur, for instance on the upper part of the measured area (Fig. 10 (b)), as well as accretion phenomena (Figs.10 (a) and (c)). These observations show that the bottom evolution is not a monotonic process despite the long term erosion. Moreover the spatial structure of the bottom evolution is almost independent of the cross-shore direction (Figs.10 (a) and (b)).

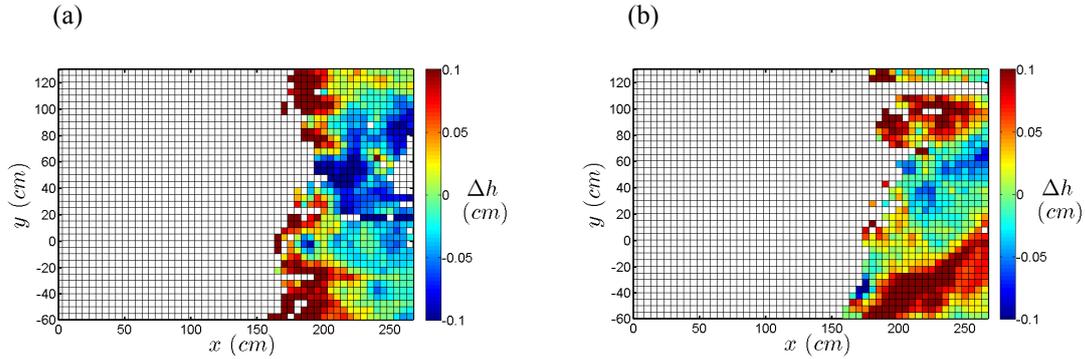


Figure 11. Sand surface evolution resulting from two successive gravity waves of periods T_{g1} (a) and T_{g2} (b).

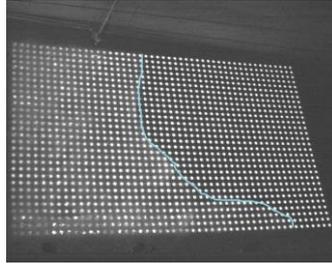


Figure 12. An example of three-dimensional gravity wave propagation (waterfront is painted in blue).

Figs. 11 (a) and (b) show the sand surface variation for two successive gravity waves of respective period T_{g1} and T_{g2} which is of the order of 2 mm (Fig. 9). Even if the variations at this time scale are smaller than those obtained at the infragravity wave time scale, a strong temporal variability between wave events is also observed. However, the spatial evolution resulting from the gravity waves is strongly three-dimensional unlike what is observed for infragravity waves. This pattern of accretion and erosion regions might depends on the instantaneous wave forcing as gravity waves proved to be three-dimensional in this experiment (Fig. 12).

CONCLUSION

A stereoscopic technique for sand surface measurement which is well-resolved in time and space and 600 μm accurate has been used. This method provides the reconstruction of the entire three-dimensional surface over the measured area and a criterion has been defined to distinguish water from sand surface.

This technique has been used to investigate the bottom evolution of a swash zone under erosive conditions in a large scale facility. At long time scale, the global erosion of the beach profile has been measured. At shorter time scales, an analysis of the influence of gravity and infragravity waves on the sand surface evolution in the swash zone has been performed. At both time scales, a strong variability of the bottom evolution (accretion and erosion) is observed, even if the resulting global evolution is of erosive nature.

ACKNOWLEDGMENTS

The first author is supported by a scholarship intended for PhD students funded by the DGA (Direction Générale de l'Armement).

The present work has been funded by the EC Hydralab-III SANDS project (contract number: 022441) (RII3) and the EC Hydralab-IV WISE Project (contract number: 261520).

REFERENCES

- Alsina, J.M. and I. Cáceres. 2011. Sediment suspension events in the inner surf and swash zone. Measurements in large-scale and high-energy wave conditions. *Coastal Engineering*, 58, 657-670.
- Astruc, D., S. Cazin, E. Cid, O. Eiff, L. Lacaze, R. Robin, F. Toublanc and I. Cáceres. 2012. A stereoscopic method for rapid monitoring of the spatio-temporal evolution of the sand-bed elevation in the swash zone. *Coastal Engineering*, 60, 657-670.
- Bakhtyar, R., D.A., Barry, L., Li, D.S., Jeng and A., Yeganeh-Bakhtiary. 2009. Modeling the sediment transport in the swash zone: A review. *Ocean Engineering*, 36, 767-783.
- Benetazzo, A. 2006. Measurements of short water waves using stereo matched image sequences. *Coastal Engineering*, 53, 1013-1032.
- Bouguet, J.Y., 2004. Camera calibration toolbox for matlab. http://www.vision.caltech.edu/bouguetj/calib_doc/.
- Butt, T. and P. Russel. 2000. Hydrodynamics and cross-shore sediment transport in the swash-zone of natural beaches: a review. *Journal of Coastal Research*, 16, 255-268.
- Elfrink, B. and T. Baldock. 2002. Hydrodynamics and sediment transport in the swash zone: a review and perspectives. *Coastal Engineering*, 45, 149-167.
- Holland K.T. and R.A. Holman. 1997. Video estimation of foreshore topography using trinocular stereo. *Journal of Coastal Research*, 13, 81-87.
- Masselink, G. and J. Puleo. 2006. Swash-zone morphodynamics. *Continental Shelf Research*, 26, 661-680.
- Puleo, J.A. and T. Butt. 2006. The first international workshop on swash-zone processes. *Continental Shelf Research*, 26 (5), 556-560.
- Turner, I.L., P.E. Russell and T. Butt. 2008. Measurement of wave-by-wave bed-levels in the swash zone. *Coastal Engineering*, 55, 1237-1242.

Bibliographie

- T. Aagaard and M.G. Hughes. Sediment suspension and turbulence in the swash zone of dissipative beaches. *Marine Geology*, 228(1) :117–135, 2006.
- R. Almar. *Morphodynamique littorale haute fréquence par imagerie vidéo*. PhD thesis, Université Bordeaux I, 2009.
- J.M. Alsina and I. Cáceres. Sediment suspension events in the inner surf and swash zone. measurements in large-scale and high-energy wave conditions. *Coastal Engineering*, 58(8) :657–670, 2011.
- J.M. Alsina, S. Falchetti, and T.E. Baldock. Measurements and modelling of the advection of suspended sediment in the swash zone by solitary waves. *Coastal Engineering*, 56(5) :621–631, 2009.
- J.M. Alsina, I. Cáceres, M. Brocchini, and T.E. Baldock. An experimental study on sediment transport and bed evolution under different swash zone morphological conditions. *Coastal Engineering*, 68 :31–43, 2012.
- J. Astier, L. Lacaze, and D. Astruc. Wave flume investigation of swash zone dynamics under erosive random waves conditions. *Coastal Engineering, soumis*.
- J. Astier, D. Astruc, L. Lacaze, and O. Eiff. Investigation of the swash zone evolution at wave time scale. *Coastal Engineering Proceedings*, 1(33), 2012. ISSN 2156-1028. URL <http://journals.tdl.org/icce/index.php/icce/article/view/6718>.
- D. Astruc, S. Cazin, E. Cid, O. Eiff, L. Lacaze, P. Robin, F. Toublanc, and I. Cáceres. A stereoscopic method for rapid monitoring of the spatio-temporal evolution of the sand-bed elevation in the swash zone. *Coastal Engineering*, 60 :11–20, 2012.
- R.A. Bagnold. Beach formation by waves : some model experiments in a wave tank. *Journal of the Institution of Civil Engineers*, 15(1) :27–52, 1940.
- R. Bakhtyar, D.A. Barry, L. Li, D.S. Jeng, and A. Yeganeh-Bakhtiary. Modeling sediment transport in the swash zone : A review. *Ocean Engineering*, 36(9) :767–783, 2009.
- T.E Baldock and P. Holmes. Simulation and prediction of swash oscillations on a steep beach. *Coastal Engineering*, 36(3) :219–242, 1999.

- T.E. Baldock and M.G. Hughes. Field observations of instantaneous water slopes and horizontal pressure gradients in the swash-zone. *Continental Shelf Research*, 26(5) : 574–588, 2006.
- T.E. Baldock, P. Holmes, and D.P. Horn. Low frequency swash motion induced by wave grouping. *Coastal Engineering*, 32(2) :197–222, 1997.
- T.E. Baldock, D.A. Huntley, P.A.D. Bird, T. O’Hare, and G.N. Bullock. Breakpoint generated surf beat induced by bichromatic wave groups. *Coastal Engineering*, 39(2) : 213–242, 2000.
- T.E. Baldock, M.G. Hughes, K. Day, and J. Louys. Swash overtopping and sediment overwash on a truncated beach. *Coastal Engineering*, 52(7) :633–645, 2005.
- T.E. Baldock, P.K. Son, P. Manoonvoravong, M.P. Barnes, and J.M. Alsina. Probabilistic-deterministic modelling of swash zone morphology. In *Coastal Sediments*, volume 7, pages 272–285, 2007.
- T.E. Baldock, P. Manoonvoravong, and K.S. Pham. Sediment transport and beach morphodynamics induced by free long waves, bound long waves and wave groups. *Coastal Engineering*, 57(10) :898–916, 2010.
- T.E. Baldock, J.A. Alsina, I. Cáceres, D. Vicinanza, P. Contestabile, H. Power, and A. Sanchez-Arcilla. Large-scale experiments on beach profile evolution and surf and swash zone sediment transport induced by long waves, wave groups and random waves. *Coastal Engineering*, 58(2) :214–227, 2011.
- M.P. Barnes, T. O’Donoghue, J.M. Alsina, and T.E. Baldock. Direct bed shear stress measurements in bore-driven swash. *Coastal Engineering*, 56(8) :853 – 867, 2009.
- B.O. Bauer and J.R. Allen. Beach steps : an evolutionary perspective. *Marine Geology*, 123(3) :143–166, 1995.
- R.A. Beach and R.W. Sternberg. Infragravity driven suspended sediment transport in the swash, inner and outer surf zone. In *Coastal Sediments*, volume 1, pages 114–128, 1991.
- R.A. Beach, R.W. Sternberg, and R. Johnson. A fiber optic sensor for monitoring suspended sediment. *Marine Geology*, 103(1-3) :513–520, 1992.
- A. Benetazzo. Measurements of short water waves using stereo matched image sequences. *Coastal Engineering*, 53(12) :1013–1032, 2006.
- C. Berni. *Processus de mobilisation et de transport de sédiments dans la zone de déferlement*. PhD thesis, Université de Grenoble, 2011.
- C.E. Blenkinsopp, I.L. Turner, G. Masselink, and P.E. Russell. Swash zone sediment fluxes : Field observations. *Coastal Engineering*, 58(1) :28–44, 2011.

- P. Bonneton and F. Marche. Modélisation numérique des processus associés à la transformation des vagues en milieu peu profond (exposé 1 du 13/02/07 au groupe de travail MAMNO). http://www.google.fr/url?sa=t&rct=j&q=&esrc=s&source=web&cd=1&ved=0CDAQFjAA&url=http%3A%2F%2Fmathocean.math.cnrs.fr%2Farchives%2FMAMNO_Bonneton.ppt&ei=RdfvUpjhBuek0QXFn4BY&usg=AFQjCNEKvvpGDmcodFPWBb3EVaW3vPJtgQ&sig2=0i4j3E6mV0o6J-cmxqHL4g&bvm=bv.60444564,d.d2k, Mis en ligne le 13 février 2007, consulté le 30 mai 2013.
- L. Boudet and R. Cointe. Analyse au second-ordre de la houle générée en bassin. Application à la houle bichromatique. *Actes, Troisièmes Journées de l'Hydrodynamique, Grenoble*, 1991.
- J.Y. Bouguet. Camera calibration toolbox for matlab. http://www.vision.caltech.edu/bouguetj/calib_doc/, 2004.
- M. Bradshaw. Bores and swash on natural beaches. Technical report, DTIC Document, 1982.
- S.J.B. Brenninkmeyer. In situ measurements of rapidly fluctuating, high sediment concentrations. *Marine Geology*, 20(2) :117–128, 1976.
- M. Brocchini. Integral swash-zone models. *Continental Shelf Research*, 26(5) :653–660, 2006.
- M. Brocchini and T.E. Baldock. Recent advances in modeling swash zone dynamics : Influence of surf-swash interaction on nearshore hydrodynamics and morphodynamics. *Reviews of Geophysics*, 46(3), 2008.
- T. Butt and P. Russell. Suspended sediment transport mechanisms in high-energy swash. *Marine Geology*, 161(2) :361–375, 1999.
- T. Butt and P. Russell. Hydrodynamics and cross-shore sediment transport in the swash-zone of natural beaches : A review. *Journal of Coastal Research*, 16(2) :255–268, 2000.
- T. Butt, D. Evans, P. Russell, G. Masselink, J. Miles, and P. Ganderton. An integrative approach to investigating the role of swash in shoreline change. In *Coastal Engineering Conference*, volume 1, pages 917–928, 2002.
- T. Butt, P. Russell, J. Puleo, and G. Masselink. The application of bagnold-type sediment transport models in the swash zone. *Journal of Coastal Research*, pages 887–895, 2005.
- I. Cáceres and J.M. Alsina. A detailed, event-by-event analysis of suspended sediment concentration in the swash zone. *Continental Shelf Research*, 41 :61–76, 2012.
- I. Cáceres, J.M. Alsina, and A. Sánchez-Arcilla. Mobile bed experiments focused to study the swash zone evolution. *Journal of Coastal Research*, pages 1736–1740, 2009.
- C.T. Carlson. Field studies of run-up on dissipative beaches. *Coastal Engineering Proceedings*, 1(19), 1984.

- B. Castelle. *Modélisation de l'hydrodynamique sédimentaire au-dessus des barres sableuses soumises à l'action de la houle : application à la côte aquitaine*. PhD thesis, Université Bordeaux I, 2004.
- R. Certain. *Morphodynamique d'une côte sableuse micro-tidale à barres : le golfe du Lion (Languedoc-Rousillon)*. PhD thesis, Université de Perpignan, 2002.
- P.J. Cowell and B.G. Thom. *Morphodynamics of coastal evolution*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 33-86, 1994.
- E.A. Cowen, I.M. Sou, P.L.-F. Liu, and B. Raubenheimer. Particle image velocimetry measurements within a laboratory-generated swash zone. *Journal of Engineering Mechanics*, 129(10) :1119–1129, 2003.
- R.G. Dean. Heuristic models of sand transport in the surf zone. In *Conferences on engineering dynamics in the surf zone, Sydney, NSW, Proceeding*, pages 208–214, 1973.
- J. D'Errico. Surface fitting using gridfit. Available for download at <http://www.mathworks.com/matlabcentral/fileexchange/8998> (dernière consultation le 06/03/2013), 2005.
- J. Desombre. *Modélisation VOF de l'écoulement de jet de rive en surface dans une plage perméable*. PhD thesis, Université de Pau et des Pays de l'Adour, 2012.
- B. Elfrink and T. Baldock. Hydrodynamics and sediment transport in the swash zone : a review and perspectives. *Coastal Engineering*, 45 :149 – 167, 2002.
- K.O. Emery and J.F. Gale. Swash and swash mark. *Transactions, American Geophysical Union*, 32 :31–36, 1951.
- L. Erikson, M. Larson, and H. Hanson. Prediction of swash motion and run-up including the effects of swash interaction. *Coastal Engineering*, 52(3) :285302, 2005.
- D. Garcia. *Mesure de formes et de champs de déplacements tridimensionnels par stéréocorrélation d'images*. PhD thesis, Institut National Polytechnique de Toulouse, 2001.
- M.R. Gourlay. Beach and dune erosion tests. *Delft Hydraulics Laboratory, Report M*, 935, 1968.
- US Grant. *Influence of the water table on beach aggradation and degradation*. 1948.
- R.T. Guza and D.L. Inman. Edge waves and beach cusps. *Journal of Geophysical Research*, 80(21) :2997–3012, 1975.
- R.T. Guza and E.B. Thornton. Observations of surf beat. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 90(C2) :3161–3172, 1985.
- L. Ham, P.A. Madsen, and D.H. Peregrine. Wave transformation in the nearshore zone : A review. *Coastal Engineering*, 21(1-3) :5–39, 1993.

- J. Hardisty. A morphodynamic model for beach gradients. *Earth Surface Processes and Landforms*, 11(3) :327–333, 1986.
- J. Hardisty, J. Collier, and D. Hamilton. A calibration of the bagnold beach equation. *Marine Geology*, 61(1) :95–101, 1984.
- K. Hasselmann, T.P. Barnett, E. Bouws, H. Carlson, D.E. Cartwright, K. Enke, J.A. Ewing, H. Gienapp, D.E. Hasselmann, P. Kruseman, A. Meerburg, P. Müller, D.J. Olbers, K. Richter, W. Sell, and H. Walden. Measurements of wind-wave growth and swell decay during the joint north sea wave project (jonswap). 1973.
- S. Hibberd and D.H. Peregrine. Surf and run-up on a beach : a uniform bore. *Journal of Fluid Mechanics*, 96 :323–345, 1979.
- K.T. Holland and R.A. Holman. Video estimation of foreshore topography using trinocular stereo. *Journal of Coastal Research*, 13(1) :81–87, 1997.
- K.T. Holland and R.A. Holman. Wavenumber-frequency structure of infragravity swash motions. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 104(C6) :13479–13488, 1999.
- K.T. Holland and J.A. Puleo. Variable swash motions associated with foreshore profile change. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 106(C3) :4613–4623, 2001.
- R.A. Holman. Extreme value statistics for wave run-up on a natural beach. *Coastal Engineering*, 9(6) :527–544, 1986.
- R.A. Holman and A.J. Bowen. Bars, bumps, and holes : Models for the generation of complex beach topography. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 87(C1) :457–468, 1982.
- C. Houser and G. Barrett. Divergent behavior of the swash zone in response to different foreshore slopes and nearshore states. *Marine Geology*, 271(1) :106–118, 2010.
- M.G. Hughes. Application of a non-linear shallow water theory to swash following bore collapse on a sandy beach. *Journal of Coastal Research*, pages 562–578, 1992.
- M.G. Hughes. Friction factors for wave uprush. *Journal of Coastal Research*, 11(4), 1995.
- M.G. Hughes and T.E. Baldock. Eulerian flow velocities in the swash zone : Field data and model predictions. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 109(C8) :C08009, 2004.
- M.G. Hughes and P.J. Cowell. Adjustment of reflective beaches to waves. *Journal of Coastal Research*, pages 153–167, 1987.
- M.G. Hughes and A.S. Moseley. Hydrokinematic regions within the swash zone. *Continental Shelf Research*, 27(15) :2000–2013, 2007.

- M.G. Hughes and I. Turner. *The beach face*. A.D. Short (Ed.), Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics, Wiley, Chichester, pp.119-144, 1999.
- M.G. Hughes, G. Masselink, and R.W. Brander. Flow velocity and sediment transport in the swash zone of a steep beach. *Marine Geology*, 138(1-2) :91–103, 1997.
- S.A. Hughes. *Physical models and laboratory techniques in coastal engineering*, volume 7. World Scientific, 1993.
- I.A. Hunt. Design of seawalls and breakwaters. *Journal of Waterways and Harbours Division*, 85 :123–152, 1959.
- D.A. Huntley. Long-period waves on a natural beach. *Journal of Geophysical Research*, 81(36) :6441–6449, 1976.
- N.L. Jackson, G. Masselink, and K.F. Nordstrom. The role of bore collapse and local shear stresses on the spatial distribution of sediment load in the uprush of an intermediate-state beach. *Marine Geology*, 203(1) :109–118, 2004.
- A. Jensen, G.K. Pedersen, and D.J. Wood. An experimental study of wave run-up at a steep beach. *Journal of Fluid Mechanics*, 486(1) :161–188, 2003.
- P.D. Komar. *Beach processes and sedimentation*. 2nd Edition, Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, 544 p., 1998.
- M. Larson and T. Sunamura. Laboratory experiment on flow characteristics at a beach step. *Journal of Sedimentary Research*, 63(3) :495–500, 1993.
- D. Levacher. *VIIèmes Journées Nationales Génie Cotier-Génie Civil, Anglet 2002*. Paralia, pp.15-22, 2002.
- J.P. Lewis. Fast normalized cross-correlation. *Vision interface*, 10(1) :120–123, 1995.
- S. Longo, M. Petti, and I.J. Losada. Turbulence in the swash and surf zones : a review. *Coastal Engineering*, 45(3) :129–147, 2002.
- H. Mase. Spectral characteristics of random wave run-up. *Coastal Engineering*, 12(2) : 175–189, 1988.
- G. Masselink and B. Hegge. Morphodynamics of meso- and macrotidal beaches : examples from central queensland, australia. *Marine Geology*, 129(1-2) :1–23, 1995.
- G. Masselink and M. Hughes. Field investigation of sediment transport in the swash zone. *Continental Shelf Research*, 18(10) :1179–1199, 1998.
- G. Masselink and L. Li. The role of swash infiltration in determining the beachface gradient : a numerical study. *Marine Geology*, 176(1) :139–156, 2001.
- G. Masselink and J.A. Puleo. Swash-zone morphodynamics. *Continental Shelf Research*, 26(5) :661–680, 2006.

- G. Masselink and P. Russell. Flow velocities, sediment transport and morphological change in the swash zone of two contrasting beaches. *Marine Geology*, 227(3-4) :227–240, 2006.
- G. Masselink, D. Evans, M.G. Hughes, and P. Russell. Suspended sediment transport in the swash zone of a dissipative beach. *Marine Geology*, 216(3) :169–189, 2005.
- G. Masselink, P. Russell, I. Turner, and C. Blenkinsopp. Net sediment transport and morphological change in the swash zone of a high-energy sandy beach from swash event to tidal cycle time scales. *Marine Geology*, 267(1) :18–35, 2009.
- N. Matsunaga and H. Honji. The backwash vortex. *Journal of Fluid Mechanics*, 99(4) : 813–815, 1980.
- S. Mauriet. *Simulation d'un écoulement de jet de rive par une méthode VOF*. PhD thesis, Université de Pau et des Pays de l'Adour, 2009.
- S.B. McArdle and A. McLachlan. Sand beach ecology : swash features relevant to the macrofauna. *Journal of coastal research*, pages 398–407, 1992.
- J. Miles, T. Butt, and P. Russell. Swash zone sediment dynamics : A comparison of a dissipative and an intermediate beach. *Marine Geology*, 231(1) :181–200, 2006.
- R.L. Miller and J.M. Zeigler. A model relating dynamics and sediment pattern in equilibrium in the region of shoaling waves, breaker zone, and foreshore. *The Journal of Geology*, pages 417–441, 1958.
- Ministère de l'Écologie, du développement durable, des transports et du logement. Les techniques de défense contre la mer. <http://www.developpement-durable.gouv.fr/Les-techniques-de-defense-contre.html>, Mis en ligne le 17 août 2010, consulté le 9 février 2011.
- M. Mory, S. Abadie, S. Mauriet, and P. Lubin. Run-up flow of a collapsing bore over a beach. *European Journal of Mechanics - B/Fluids*, 30(6) :565 – 576, 2011. Special Issue : Nearshore Hydrodynamics.
- W.H. Munk. Surf beats. *Transactions, American Geophysical Union*, 30(6) :849–854, 1949.
- C.L. Nelson and R.L. Miller. The interaction of fluid and sediment on the foreshore. Technical report, 1974.
- P. Nielsen. Shear stress and sediment transport calculations for swash zone modelling. *Coastal Engineering*, 45(1) :53–60, 2002.
- T.J. O'Hare and D.A. Huntley. Bar formation due to wave groups and associated long waves. *Marine Geology*, 116(3) :313–325, 1994.

- J. Oltman-Shay and K.K. Hathaway. *Infragravity energy and its application in nearshore sediment transport and sandbar dynamics*. Technical Report, CERC-89-8, Department of the Army, Waterways, Experiment Station, Wicksburg, 21 p., 1989.
- P.D. Osborne and G.A. Rooker. Sand re-suspension events in a high energy infragravity swash zone. *Journal of Coastal Research*, pages 74–86, 1999.
- R. Paskoff. *Côtes en danger*. Masson, Paris, 250 p., 1992.
- C.H. Peterson and M.J. Bishop. Assessing the environmental impacts of beach nourishment. *BioScience*, 55(10) :887–896, 2005.
- M. Petti and S. Longo. Turbulence experiments in the swash zone. *Coastal Engineering*, 43(1) :1–24, 2001.
- J.D. Phillips. Nonlinear dynamical systems in geomorphology : revolution or evolution? *Geomorphology*, 5(3) :219–229, 1992.
- N.G. Plant, K.T. Holland, J.A. Puleo, and E.L. Gallagher. Prediction skill of nearshore profile evolution models. *Journal of Geophysical Research*, 109(C1) :C01006, 2004.
- D. Pritchard and A.J. Hogg. On the transport of suspended sediment by a swash event on a plane beach. *Coastal Engineering*, 52(1) :1–23, 2005.
- J.A. Puleo and T. Butt. The first international workshop on swash-zone processes. *Continental Shelf Research*, 26(5) :556–560, 2006.
- J.A. Puleo and K.T. Holland. Estimating swash zone friction coefficients on a sandy beach. *Coastal Engineering*, 43(1) :25–40, 2001.
- J.A. Puleo, R.A. Beach, R.A. Holman, and J.S. Allen. Swash zone sediment suspension and transport and the importance of bore-generated turbulence. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 105(C7), 2000.
- J.A. Puleo, K.T. Holland, and D. Slinn. Numerical modeling of swash zone hydrodynamics. Technical report, 2002.
- J.A. Puleo, K.T. Holland, N.G. Plant, D.N. Slinn, and D.M. Hanes. Fluid acceleration effects on suspended sediment transport in the swash zone. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 108(C11) :14–1 – 14–12, 2003.
- J.A. Puleo, A. Farhadzadeh, and N. Kobayashi. Numerical simulation of swash zone fluid accelerations. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 112(C7) :C07007, 2007.
- M.C. Quick. Onshore-offshore sediment transport on beaches. *Coastal Engineering*, 15 (4) :313–332, 1991.
- B. Raubenheimer. Observations and predictions of fluid velocities in the surf and swash zones. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 107(C11) :11–1 – 11–7, 2002.

- B. Raubenheimer, R.T. Guza, S. Elgar, and N. Kobayashi. Swash on a gently sloping beach. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 100(C5) :8751–8760, 1995.
- B.G. Raubenheimer and R.T. Guza. Observations and predictions of run-up. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 101(C11) :25575–25587, 1996.
- J.A. Roelvink. Dissipation in random wave groups incident on a beach. *Coastal Engineering*, 19(1-2) :127 – 150, 1993.
- B.G. Ruessink. Infragravity waves in a dissipative multiple bar system. *Oceanographic Literature Review*, 45(6), 1998.
- P.E. Russell. Mechanisms for beach erosion during storms. *Continental Shelf Research*, 13(11) :1243–1265, 1993.
- F. Sabatier. *Fonctionnement et dynamiques morpho-sédimentaires du littoral du delta du Rhône*. PhD thesis, Université Aix-Marseille III, 2001.
- S. Samat. *Impact des aménagements en enrochement sur la morphogénèse côtière : quelques cas dans le Golfe du Lion*. PhD thesis, Université Aix-Marseille III, 2007.
- A. Sánchez-Arcilla, I. Cáceres, L.C. Van Rijn, and J. Grüne. Revisiting mobile bed tests for beach profile dynamics. *Coastal Engineering*, 58(7) :583–593, 2011.
- A. Shah and J. Kamphuis. The swash zone : A focus on low frequency motion. *Coastal Engineering Proceedings*, 1(25), 1996.
- A.D. Short. Multiple offshore bars and standing waves. *Journal of Geophysical Research*, 80(27) :3838–3840, 1975.
- C.J. Sonu, N. Pettigrew, and R.G. Fredericks. Measurement of swash profile and orbital motion on the beach. 1974.
- H.F. Stockdon, R.A. Holman, P.A. Howd, and A.H. Sallenger Jr. Empirical parameterization of setup, swash, and runup. *Coastal Engineering*, 53(7) :573–588, 2006.
- A. Stépanian. *Evolution morphodynamique d’une plage macrotidale à barres : Omaha beach (Normandie)*. PhD thesis, Université de Caen, 2002.
- S. Suanez. *Dynamiques sédimentaires récentes et actuelles de la frange littorale du delta du Rhône*. PhD thesis, Université Aix-Marseille III, 1997.
- J.N. Suhayda. Standing waves on beaches. *Journal of Geophysical Research*, 79(21) : 3065–3071, 1974.
- D.J.P. Swift, A.W. Niederoda, C.E. Vincent, and T.S. Hopkins. Barrier island evolution, middle atlantic shelf, USA Part I : Shoreface dynamics. *Marine Geology*, 63(1) :331–361, 1985.

- G. Symonds, D.A. Huntley, and A.J. Bowen. Two-dimensional surf beat : Long wave generation by a time-varying breakpoint. *Journal of Geophysical Research : Oceans (1978-2012)*, 87(C1) :492–498, 1982.
- M.J. Tucker. Surf beats : sea waves of 1 to 5 min. period. *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 202(1071) :565–573, 1950.
- I.L. Turner and G. Masselink. Swash infiltration-exfiltration and sediment transport. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 103(C13) :30813–30824, 1998.
- I.L. Turner, P.E. Russell, and T. Butt. Measurement of wave-by-wave bed-levels in the swash zone. *Coastal Engineering*, 55(12) :1237–1242, 2008.
- I.L. Turner, P.E. Russell, T. Butt, C.E. Blenkinsopp, and G. Masselink. In-situ estimates of net sediment flux per swash : Reply to discussion by TE Baldock of "Measurement of wave-by-wave bed-levels in the swash zone". *Coastal Engineering*, 56(9) :1009–1012, 2009.
- UHANN. HYDRALAB III Deliverable JRA2.5. Data (plus megadata) set from flume-instrumentation erosion/accretion tests. Technical report, UPC, DELTARES, 1999.
- L.C. Van Rijn, P.K. Tonnon, A. Sánchez-Arcilla, I. Cáceres, and J. Grüne. Scaling laws for beach and dune erosion processes. *Coastal Engineering*, 58(7) :623 – 636, 2011.
- F.M. Weir, M.G. Hughes, and T.E. Baldock. Beach face and berm morphodynamics fronting a coastal lagoon. *Geomorphology*, 82 :331 – 346, 2006.
- K.C. Wilson. Friction of wave-induced sheet flow. *Coastal Engineering*, 12(4) :371–379, 1989.
- L.D. Wright and A.D. Short. Morphodynamic variability of surf zones and beaches : A synthesis. *Marine Geology*, 56(1) :93–118, 1984.
- L.D. Wright, P. Nielsen, A.D. Short, and M.O. Green. Morphodynamics of a macrotidal beach. *Marine Geology*, 50(1) :97–127, 1982.
- J.A. Zelt. The run-up of nonbreaking and breaking solitary waves. *Coastal Engineering*, 15(3) :205–246, 1991.