



HAL
open science

Étude expérimentale de l'érosion d'un massif de sable cohésif par une houle monochromatique

Bastien Caplain

► **To cite this version:**

Bastien Caplain. Étude expérimentale de l'érosion d'un massif de sable cohésif par une houle monochromatique. Géomorphologie. Institut National Polytechnique de Toulouse - INPT, 2011. Français. NNT: . tel-04241145v1

HAL Id: tel-04241145

<https://theses.hal.science/tel-04241145v1>

Submitted on 17 Jan 2012 (v1), last revised 13 Oct 2023 (v2)

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

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



THÈSE

En vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

Délivré par

Institut National Polytechnique de Toulouse (INPT)

Discipline ou spécialité :

Science de la Terre et des Planètes Solides

Présentée et soutenue par

Bastien CAPLAIN

Le : **mardi 15 novembre 2011**

**ETUDE EXPERIMENTALE DE L'EROSION D'UN MASSIF DE SABLE
COHESIF PAR UNE HOULE MONOCHROMATIQUE**

JURY

Pr. BROSSARD Jérôme
Pr. DELACOURT Christophe
Pr. THUAL Olivier
Pr. CHARRU François
Pr. BONNET Stéphane
Dr. MICHALLET Hervé

Rapporteur
Rapporteur
Président
Membre
Membre
Membre

Ecole doctorale : *Sciences de l'Univers, de l'Environnement et de l'Espace (SDU2E)*

Unité de recherche : *Institut de Mécanique des Fluides de Toulouse (IMFT)*
Géosciences Environnement Toulouse (GET)

Directeur(s) de Thèse :

Dr. ASTRUC Dominique
Dr. REGARD Vincent

Remerciements

Je tiens à dédier ces quelques lignes aux gens sans qui je n'aurais pas vécu cette aventure. Je voudrais d'abord remercier les rapporteurs Jérôme Brossard et Christophe Delacourt pour avoir accepté d'examiner en profondeur ce manuscrit, ainsi que les membres du jury, Olivier Thual, François Charru, Hervé Michallet et Stéphane Bonnet.

Je voudrais remercier mes directeurs de thèse, Dominique Astruc et Vincent Regard qui m'ont encadré pendant ces trois années. Merci pour votre confiance, votre disponibilité et vos encouragements, vous m'avez formé avec talent au métier de chercheur. Un grand merci à Vincent pour son aide et ses conseils depuis le stage de Master.

Merci à Olivier Eiff pour son accueil au sein du groupe OTE à l'IMFT, ainsi que le personnel administratif et technique de l'équipe : Sylvie Senny, Serge Font et Grégory Dhoye. Merci également aux jeunes chercheurs du groupe qui sont arrivés en même temps que moi, Thomas Bonometti et Laurent Lacaze, pour les bons moments passés et leurs conseils pour l'après-thèse.

Je souhaite remercier les enseignants-chercheurs de l'UPS qui m'ont permis de trouver ma voie et qui m'ont donné le goût et l'envie de poursuivre dans la recherche tout au long de mon cursus universitaire : Merci à François Charru, Pierre Brancher, André Giovannini, Franck Plouraboué, Frédéric Moulin, David Fabre et Jacques Mauss. Merci à Frédéric Moulin pour son encadrement (avec Vincent Regard) pendant le stage du Master Recherche, ce qui m'a donné l'opportunité de poursuivre en thèse sur le même sujet.

Un grand merci à ceux qui ont assuré le bon fonctionnement et le bon déroulement des campagnes de mesures. Merci à Sébastien Cazin (unis pour vaincre les réflexions!) et Hervé Ayroles du service "Signaux et Images", ainsi qu'aux personnes de l'atelier. Merci également à Khalil Alastal avec qui j'ai travaillé pour le développement et la conception du système à marée et qui a toujours été disponible lorsque j'avais besoin, bonne continuation! Merci à Ruddy Soeparno, qui m'a également beaucoup aidé lorsque je faisais des manip sous la grande soufflerie. Merci à Pierre Fauret, Yannick Exposito et Charles Nicolas du service info qui m'ont parfois sauvé la vie, notamment lorsque j'avais besoin de récupérer rapidement des données.

Pendant ces trois années, j'ai eu l'opportunité de faire de l'enseignement à l'ENSEEIH. Je remercie Wladimir Bergez pour m'avoir accueilli dans le département d'hydraulique - mécanique des fluides. Merci aux enseignants avec qui j'ai travaillé : Olivier Thual, Olivier Praud, Rachid Ababou, ... ainsi qu'aux moniteurs et vacataires : Nicolas, Agathe, Stéphanie, Benjamin, Pierre et Bafétigué. Merci également à Philippe Fernandez (qui m'a souvent sauvé lorsqu'un TP ne fonctionnait pas) et à Maryse André pour sa bonne humeur.

Je voudrais saluer les personnes que j'ai cotoyé pendant mon séjour à l'IMFT. Salut aux camarades doctorant(e)s et stagiaires du groupe OTE : Julie, Emma, Falilou (Super C****!), Alice, Edouard, Maxime, Barbara, Astrid, Jessica, ... Salut aux personnes du groupe Interface chez qui j'avais mon bureau en début de thèse : Nicolas, Grégory, Cédric, Benjamin, Agathe, Vincent, ... Salut également à Ian, Peggy, Marion, Benjamin, Arnaud, Thibaud, Muriel, Thierry, André, Bruno, ... et tous ceux que j'oublie de citer pour les bons moments passés.

Merci aux gens qui m'ont permis de souffler pendant la dure période de rédaction en jouant au ping-pong : Ruddy (mon coéquipier), Thomas (camarade de fond de court avec ses effets liftés assez énervants), Romain (et ses demi-volées en revers fracassantes), Marie, Michaël (et ses coups droits décroisés), René (et ses effets coupés), Carlos, Gérald Debenest (mais où va la balle?), Haishan (et sa prise porte-plume), Laurent (tu t'es finalement mis à jouer de plus en plus en fond de court!), Edouard (Tieenns!), Maxime, ...

Je voudrais finalement remercier les personnes qui m'ont permis de décompresser en dehors du labo. Un grand merci à Nico (pour les sessions grat', concerts, festoch' et autres sorties), Chloé, Margot et Adam. Les moments passés avec vous m'ont permis d'oublier un peu le boulot. Merci à Laurent pour les discussions musique, les soirées concerts (parfois sous la pluie) et également pour les parties de ping-pong (notamment celles de la fin de mon pot de thèse). Un énorme merci à ma famille pour leur encouragements et je voudrais particulièrement remercier Audrey pour sa patience et son soutien.

RÉSUMÉ

La plupart des côtes de la Terre reculent et 80% sont rocheuses. La prévision du recul des falaises littorales est primordiale afin d'anticiper les risques futurs pour les aménagements littoraux. Cependant, la compréhension de ce recul est difficile car de nombreux paramètres le contrôlent. Des expériences en canal à houle de petite échelle ont été effectuées où nous avons mis en place un massif de sable humide soumis à l'attaque des vagues par sapement. Le but est de comprendre comment l'effet des vagues contrôle l'érosion des falaises. La technique de mesure par ombroscopie a été employée et nous a permis de détecter la surface du sable et la surface libre en fonction du temps. Nous avons ainsi analysé l'influence du forçage des vagues (F, ξ) (où F est le flux d'énergie des vagues incidentes au large et ξ est le paramètre de similitude de "surf") sur la vitesse de recul de la falaise et sur la profondeur des événements d'effondrement. La vitesse de recul de la falaise augmente linéairement avec le flux d'énergie F . Les débris de falaise érodés changent la morphologie du fond, les types de morphologie du fond dépendent fortement du paramètre de similitude de "surf" au déferlement, ou encore du paramètre de Dean Ω . Des profils du fond instationnaires présentant une oscillation auto-entretenu de la barre sédimentaire ont été observés. Nous avons de plus étudié l'effet de la granulométrie du sable utilisé : pour un sable plus fin, la falaise est plus cohésive et s'effondre au cours d'évènements de plus grande ampleur. Étonnamment, le recul de la falaise est plus important pour du sable fin. Ceci est probablement dû à une modification de la morphologie du fond conduisant à une dissipation de l'énergie des vagues moins importante. Le volume de sable injecté dans le système a finalement été quantifié, la barre sédimentaire a d'abord été prélevée périodiquement et il a été observé que la vitesse de recul de la falaise v_r est constante. Puis, la hauteur de falaise a été modifiée, le recul des falaises est plus important pour des petites falaises. Il semblerait que l'instationnarité d'un profil du fond se déclenche à partir d'un volume seuil de sable érodé.

Mots-clé : Modélisation expérimentale, falaise, vagues monochromatiques, vitesse de recul, morphodynamique, encoche, côte rocheuse, plate-forme, barre, plage, érosion.

ABSTRACT

Most of the Earth coasts recedes and 80 % are rocky. Prediction of sea-cliff recession is essential to anticipate future risks for coastal development. However, it is difficult to understand this recession because many parameters control it. In addition, both the space and time scales are too big for the different mechanisms of cliff erosion to be fully analysed. Experiments in a small-scale wave flume were conducted in which a massif made of wet sand is submitted to wave attack. The aim is to understand how cliff erosion is wave-controlled. The technique of shadow graph measurements was used to detect the time evolution of sand and water surfaces. We have analyzed the influence of wave forcing (F, ξ) (where F is the incident offshore wave energy flux and ξ is the surf similarity parameter) on the cliff recession rate and on collapse event size. The cliff recession rate increases linearly with the wave energy flux F . The eroded cliff materials change the bottom morphology; the types of bottom morphology strongly depend on the surf similarity parameter at the breaker point, or the Dean parameter Ω . Bottom profiles characterized by unsteady self-sustained sandbar oscillation were observed. In addition, we studied how sand granulometry change the system evolution. Finer the sand is, more cohesive is the cliff and bigger are cliff collapses. Contrary to what was expected, cliff recession is more important for a finer sand : this could be due to a more dissipative bottom morphology built by fine sands. The sand volume within the system changes following cliff collapses and a sandbar removal during particular experiments. The cliff recession rate is constant when the sandbar is removed and decreases with cliff height. It seems that the unsteadiness of the bottom profile is activated when the volume of eroded sand exceeds a threshold value.

Keywords : Experimental model, cliff, monochromatic waves, recession rate, morphodynamics, notch, rocky shore, platform, sandbar, beach, erosion.

TABLE DES MATIÈRES

TABLE DES MATIÈRES	1
INTRODUCTION GÉNÉRALE	3
1 PROCESSUS D'ÉROSION DE FALAISE	7
1.1 LES FALAISES LITTORALES	7
1.2 LES DIFFÉRENTS TYPES D'ÉROSION DE FALAISE PAR LA HOULE	10
1.3 MÉCANISMES D'ÉROSION D'UNE FALAISE PAR SAPEMENT	12
1.3.1 Formation de l'encoche en pied de falaise (Phase 1)	15
1.3.2 Déstabilisation et effondrement de la falaise (Phases 2 et 3)	19
1.3.3 Evacuation des débris et modification de la morphologie du fond (Phase 4)	25
2 DISPOSITIF EXPÉRIMENTAL ET PARAMÈTRES DE L'ÉTUDE	37
2.1 DISPOSITIF EXPÉRIMENTAL	37
2.1.1 Canal à houle	37
2.1.2 Système à marée	37
2.2 MÉTROLOGIE	40
2.2.1 Sondes capacitives de mesure de hauteur d'eau	40
2.2.2 Mesures optiques	41
2.2.3 Mesure de l'interface entre le sable et les fluides environnants	43
2.2.4 Mesure de la position de la surface libre	46
2.3 CHOIX DES PARAMÈTRES DE L'ÉTUDE	48
2.3.1 Paramètres de l'étude	49
2.3.2 Choix du matériau de la falaise	51
2.3.3 Modélisation physique	51
2.4 CAMPAGNES DE MESURES	55
2.4.1 Mise en place de la falaise	56
2.4.2 Organisations pratiques	56
3 REcul DE LA FALAISE	61
3.1 ÉROSION DE LA FALAISE DANS LA PHASE INITIALE	61
3.2 INFLUENCE DU FORÇAGE DES VAGUES SUR LE REcul DE FALAISE	63
3.2.1 Erosion de la falaise	63
3.2.2 Géométrie des événements d'érosion de la falaise	70
3.3 INFLUENCE DE LA TAILLE DE GRAIN DU MATÉRIAU SUR LE REcul DE FALAISE	74
3.4 CONCLUSIONS	78
4 MORPHODYNAMIQUE DU FOND	81
4.1 MÉTHODE DE CARACTÉRISATION DES FONDS	81
4.1.1 Singularités morphologiques	81

4.1.2	Longueurs caractéristiques morphologiques	83
4.2	CORRÉLATIONS MORPHOLOGIQUES ET HYDRODYNAMIQUES	84
4.3	TYPLOGIE MORPHOLOGIQUE DU FOND EN FONCTION DU FORÇAGE DE HOULE	86
4.4	OSCILLATION AUTO-ENTRETEENUE DES BARRES SÉDIMENTAIRES	96
4.5	VARIATION DE LA TAILLE DE GRAIN DU MATÉRIAU	105
4.5.1	Taille du grain et morphologie du fond	105
4.5.2	Taille du grain, morphologie du fond et recul de la falaise	108
4.6	INFLUENCE DE LA VARIATION DU NIVEAU D'EAU MOYEN SUR LA MORPHO- LOGIE DU FOND	108
4.6.1	Pour un fond de type T3	110
4.6.2	Pour un fond de type T43 stationnaire	111
4.6.3	Pour un fond de type T41 instationnaire	112
4.7	CONCLUSIONS	115
5	VOLUME DE SÉDIMENT ÉRODÉ : QUEL EFFET SUR LE SYSTÈME ?	117
5.1	PRÉLÈVEMENT DE LA BARRE SÉDIMENTAIRE	117
5.2	INFLUENCE DE LA HAUTEUR DE FALAISE	120
5.2.1	Morphologie du fond	120
5.2.2	Recul de la falaise et volume de sable érodé	126
5.2.3	Profondeur d'évènements d'effondrement	132
5.3	CONCLUSIONS	133
	CONCLUSION GÉNÉRALE	135
	BIBLIOGRAPHIE	139
A	ANNEXES	145
A.1	PARAMÈTRES DES EXPÉRIENCES MENÉES À L'IMFT (JANVIER 2009-AVRIL 2011)	146
A.2	CLIFF RETREAT AND SEA BED MORPHOLOGY UNDER MONOCHROMATIC WAVE FORCING : EXPERIMENTAL STUDY	151

INTRODUCTION GÉNÉRALE

MOTIVATIONS ET ENJEUX

La zone littorale est en évolution permanente sous l'effet de nombreux facteurs modifiant sa morphologie. Elle a toujours été convoitée (industries, ports, tourisme, échanges commerciaux, pêche, ...). En effet, plus de la majorité de la population mondiale vit dans les zones côtières à moins de 100 km du rivage, et il est prévu que dans 25 ans, cette proportion dépassera les trois quarts des habitants (Ferrer (2010)). Suite aux forçages climatiques et océaniques, la plupart des côtes dans le monde est en érosion. L'Homme a toujours cherché à maîtriser cette érosion en développant des techniques d'aménagement par des interventions lourdes (rechargement sédimentaire, enrochement, mise en place d'épis, de digue,...) et coûteuses. Cependant, ce processus d'érosion est difficilement contrôlable et les aménagements de lutte à son encontre ont une durée limitée et ne font souvent que déplacer la zone d'érosion vers les portions du rivages non protégées.

Dans le contexte actuel du réchauffement climatique, de la remontée du niveau marin et de l'intensification des tempêtes, prévoir le recul des côtes est devenu un véritable enjeu économique et social (Vinchon et al. (2009)). Ce recul dépend de nombreux effets naturels et anthropiques, rendant ainsi la compréhension du comportement des côtes difficile.

La prévision de l'évolution du trait de côte à court ou long terme va dépendre de la nature géologique des côtes, dont il existe de nombreux types. Les zones naturelles du littoral peuvent être composées de sable, de vase, de mangroves ou de roches, comme les falaises (Fig. 1). Les falaises maritimes occupent environ 80% des côtes de la Terre (Emery & Kuhn (1982)), d'où l'importance d'en comprendre la dynamique.

Le recul des falaises implique un risque pour les aménagements littoraux au sommet des falaises (Fig. 2). Par contre, le recul des falaises est un important apport de sédiments qui alimente les plages. Par conséquent, il est nécessaire de prévoir le recul des falaises avec précision, ce qui suppose d'analyser les différents mécanismes physiques impliqués.

Cependant, les échelles spatiales et temporelles du recul des falaises sont très grandes de l'ordre du kilomètre et de plusieurs millénaires pour des falaises consolidées (Fig. 3).

L'érosion des falaises côtières est principalement contrôlée par l'impact des vagues mais dépend également de nombreux facteurs (Sunamura (1992), Stephenson & Kirk (2000b), Stephenson & Kirk (2000a), Trenhaile (2000), Brossard & Duperret (2004)). Les observations sur le terrain ne permettent pas d'analyser la dynamique d'érosion avec précision. Il est donc indispensable de modéliser ce processus afin de mieux analyser chacun des mécanismes. La principale question est de savoir à quelle vitesse recule une falaise pour un forçage de houle donné. D'autres questionnements peuvent permettre de mieux comprendre la dynamique de recul d'une falaise. Savoir si une falaise haute recule plus qu'une petite falaise peut permettre également de savoir si les volumes érodés sont plus importants. La taille de grain du matériau de la falaise a un rôle sur la résistance de la falaise qu'il est nécessaire de connaître pour essayer de prédire dans quelles circonstances les évènements

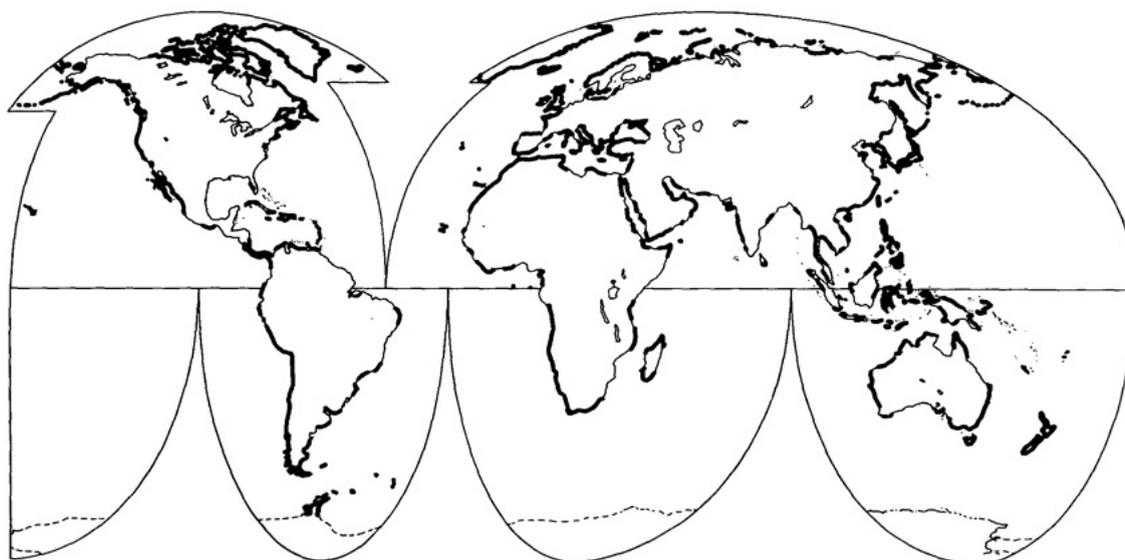


FIGURE 1 – *Distribution des côtes à falaise (en gras) et autres types de côtes (Emery & Kuhn (1982))*



FIGURE 2 – *Photos d'un glissement de terrain en Californie lié à des pluies diluviennes et l'attaque des vagues suite à la tempête provoquée par le courant El Nino en 1997 (gauche) (Ref : <http://aptos-ca.purzuit.com/>) et d'une route en bord de falaise (droite) (Ref : <http://christiancapell.blogspot.com/2010/07/coastal-processes-and-landforms.html>).*

nements d'effondrement se produisent. De plus, les événements d'effondrements de falaise entraînent un risque au sommet de ces falaises car ils peuvent se produire à tout moment, leur prédiction est un enjeu pour les aménagements au sommet (route, habitations,...). Cependant, cet apport de matériau change la morphologie du fond à l'avant de la falaise, il est donc important de comprendre quel est le rôle du matériau érodé dans le système. Il est nécessaire de savoir quel est l'impact de la morphologie du fond marin sur la dynamique des vagues, et donc sur la dynamique d'érosion de falaise.

Les questions étant nombreuses, nous allons nous concentrer sur certaines d'entre elles.

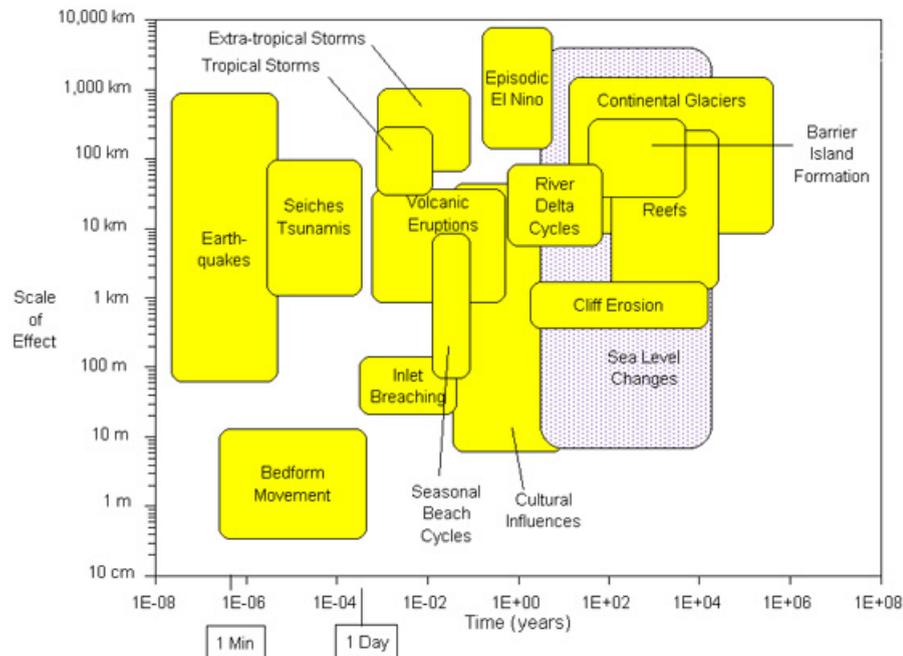


FIGURE 3 – Echelles spatiales et temporelles des phénomènes géologiques et océaniques (Morang & Parson (2002))

OBJECTIFS ET PLAN

L'objectif de cette étude est d'aborder la problématique de l'érosion des falaises côtières sous l'action des vagues à petite échelle par le moyen de la modélisation expérimentale. Pour cela, nous avons utilisé un canal à houle permettant la génération de vagues régulières en modélisant la falaise avec du sable humide. Nous avons mesuré l'évolution temporelle de la surface de sable et de la surface libre grâce à une technique de mesures optiques par ombroscopie.

L'intérêt de cette étude est de reproduire le recul de la falaise par l'attaque des vagues. Cette modélisation physique est réalisée à l'échelle du laboratoire et à l'échelle d'une journée afin d'analyser les différents processus contribuant à fixer la vitesse de recul de falaise. De plus, peu d'études utilisant la modélisation physique pour aborder cette problématique ont été réalisées.

Nous effectuerons une analyse de la dynamique des vagues (type de déferlement, zone de déferlement, zone de jet de rive) ainsi que celle de la morphologie du fond afin de le relier à la vitesse de recul de la falaise. Nous estimerons l'influence du forçage de houle sur le recul de la falaise ainsi que sur les profondeurs des événements d'effondrement. Nous chercherons à caractériser les types de morphologie du fond en fonction du forçage des vagues dans le but d'estimer leur influence sur le recul de la falaise. Nous analyserons également l'effet de la taille de grain sur la résistance de la falaise et sur la morphodynamique du fond. L'objectif est de savoir si une falaise de sable plus fin est plus résistante qu'une falaise de sable plus grossier, mais également si la morphologie du fond de sable plus fin implique une attaque des vagues plus importante sur le front de falaise qu'un fond de sable grossier. Nous porterons également notre attention sur l'influence du changement du volume de sable dans le système. Nous modifierons la hauteur de falaise pour analyser la vitesse de recul de la falaise, les profondeurs et les volumes des événements d'effondrement de la

falaise, mais également la morphodynamique du fond. Nous analyserons finalement les volumes érodés par la houle en fonction de la hauteur de falaise.

Le chapitre 1 expose une étude bibliographique des différents mécanismes hydrodynamiques, géologiques et sédimentaires du processus d'érosion de falaise.

Le chapitre 2 présente le dispositif expérimental, la métrologie, les différents outils d'analyse. Nous présenterons également les paramètres choisis et les lois de similitude.

Dans le chapitre 3, nous étudions les processus et la dynamique de recul de falaise en fonction du forçage de houle. Nous analysons également l'influence de la taille de grain du sable D_{50} sur la dynamique de recul et sur les processus d'effondrement.

Le chapitre 4 traite de la morphodynamique du fond au large de la falaise. Tout d'abord, nous attacherons beaucoup d'importance à la caractérisation de la morphologie du fond liée à la dynamique des vagues. Nous proposerons une typologie des fonds et un diagramme donnant le champ des paramètres du forçage de houle dans lequel chaque type est observable. L'influence de la taille de grain du sable est également étudiée en fonction de la typologie du fond. Une étude est faite sur la variation du niveau d'eau (marée) pour estimer son influence sur l'évolution morphologique du système.

Le chapitre 5 se concentre sur l'influence du volume de sédiments du matériau mobilisé dans le système sur la dynamique de recul de falaise et de la morphologie du fond. Nous faisons varier ce volume par prélèvement artificiel et par variation de la hauteur de falaise. Le but est d'analyser l'effet de cette variation sur l'évolution du fond, sur la vitesse de recul de la falaise, sur les volumes des événements d'effondrement et sur les volumes caractéristiques de sable érodé.

Une synthèse générale des principaux résultats obtenus est finalement présentée, une analogie sur le rechargement sédimentaire d'avant-côte est faite, et des pistes de recherche à approfondir sont proposées.

PROCESSUS D'ÉROSION DE FALAISE



LES différents mécanismes du processus d'érosion de falaise dépendent de la géométrie du système. Nous exposons dans ce chapitre la typologie des falaises maritimes et les différents facteurs qui affectent l'érosion des falaises. Nous développons les différentes manières dont les vagues peuvent impacter le front de falaise. Puis, nous présentons les différents mécanismes d'érosion par sapement de la falaise soumis à l'action des vagues. Une revue des travaux sur la création d'une encoche par les vagues en pied de falaise, sur la déstabilisation de la falaise en surplomb et sur l'évacuation des débris de falaise par la houle est exposée. Nous développons finalement une étude bibliographique sur les différents types de plate-formes littorales associées à la falaise et sur leur morphodynamique.

1.1 LES FALAISES LITTORALES

On peut définir les falaises littorales comme un volume de roches et de terre formant un escarpement au bord de la mer. La variété des falaises littorales est surtout liée à leur structure géologique. Elles peuvent être classées comme des falaises consolidées ou non consolidées, bien que dans la pratique, il existe un certain nombre de types intermédiaires (Sunamura (1992), Damgaard & Dong (2004)).

Les falaises consolidées présentent un profil plus vertical, reculent moins vite et ont tendance à être formées de roches cohérentes qui se déforment difficilement comme la craie, le granite, le grès et le calcaire. Ces falaises sont souvent de grande taille ; les plus hautes falaises, qu'on appelle mégafalaises, dépassent les 600 mètres et certaines atteignent 1 kilomètre (Fig. 1.1).

Les falaises non-consolidées ont une pente moins raide et sont formées de roches meubles, moins résistantes ou de matériaux non consolidés tels que l'argile ou le sable (Collins & Sitar (2008)) (Fig. 1.2) ; elles se déforment plus facilement et sont donc sujettes à de fréquents affaissements et éboulements, ce type de falaise occupe une proportion importante des falaises dans le monde. Des falaises composées de grès cimenté grossier d'une hauteur d'environ $h_r = 8\text{ m}$, ont été observées au "Solana Beach", en Californie (Fig. 1.3, Young & Ashford (2008)). (ii) Des falaises de toutes tailles jusqu'à $h_r = 23\text{ m}$ sont situées sur des îles, aux "Boston Harbor Islands", au Massachusetts (Fig. 1.4, Himmelstoss et al. (2006)). Ces falaises sont composées de graviers, de sable, de limon et d'argile et la vitesse de recul peut atteindre 0,5 m/an. (iii) Les côtes du "Suffolk" et du "North Norfolk", en Angleterre, présentent des falaises avec des hauteurs allant de 5 m à environ 60 m donnant sur des plages sableuses (Fig. 1.5, Lee (2008)). Ces falaises sont composées de matériaux non consolidés tels que du sable, des graviers et de l'argile. Leur vitesse de recul peuvent dépasser les 7 m/an par endroit.

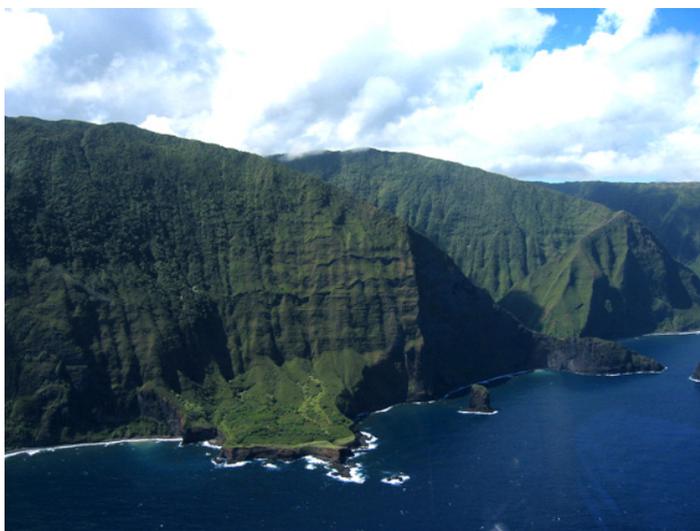


FIGURE 1.1 – Mégafalaises de 1005 mètres à “Umilehi Point” à Hawaï (source : Fotopedia).



FIGURE 1.2 – Falaise peu consolidée formée de sable et d’argile dans la baie du cap Cod dans le Massachusetts (source : Julie Albagnac).

Les dunes littorales peuvent être considérées comme des falaises très peu consolidées, elles ne sont pas ou que très peu cohésives et présentent donc une faible résistance. Leur profil a une pente faible qui est proche de la pente d’avalanche d’un sable sec, soit environ 30° (Fig. 1.6).

Dans notre étude, nous avons choisi d’étudier la falaise avec un profil vertical.

Nous cherchons à savoir comment varie la résistance d’une falaise et à quelle vitesse une falaise recule. Les vitesses de recul de falaise couvrent plusieurs ordres de magnitude selon le type de falaise, du millimètre par an pour des falaises consolidées à plusieurs mètres par an pour des falaises composées de matériaux moins consolidés (Bird (2008)). Les falaises de granite reculent avec une vitesse moyenne de l’ordre du millimètre par an, celles de calcaires ou de schistes de l’ordre du centimètre par an, celles de craie jusqu’au mètre par an, et celles composées de cendres volcaniques peuvent reculer de plus de dix mètres par an (Sunamura (1992)).



FIGURE 1.3 – Falaises composées de grès cimenté grossier au “Solana Beach”, en Californie (Young & Ashford (2008)).



FIGURE 1.4 – Falaises composées de graviers, de sable, de limon et d’argile situées sur des îles, aux “Boston Harbor Islands”, au Massachusetts (Himmelstoss et al. (2006)).



FIGURE 1.5 – Falaises composées de sable, de graviers et d’argile sur les côtes du “North Norfolk”, en Angleterre (Lee (2008)).



FIGURE 1.6 – *La dune du Pyla sur la côte aquitaine (source : Wikipedia).*

Les différents processus du cycle de recul de la falaise sont caractérisés par l'interaction entre la dynamique des vagues et la résistance mécanique de la falaise liée à sa composition lithologique à travers la densité, la cohésion et le frottement interne entre les grains du matériau. Pour estimer la résistance d'une falaise, il faut connaître la cohésion du matériau liée à la granulométrie et la teneur en eau.

La résistance d'une falaise est aussi commandée par différents agents d'érosion (Fig. 1.7). Un des principaux est l'action des vagues, qui a un rôle majeur sur l'érosion des falaises. D'autres facteurs entrent en compte modifiant la résistance de la falaise, les précipitations (Duperret et al. (2002), Costa et al. (2004), Young et al. (2009)) qui peuvent changer la teneur en eau dans la falaise, l'alternance de gel et de dégel qui altère la roche, les organismes vivants (Nesteroff & Mélières (1967)) qui peuvent fracturer ou consolider la falaise, les discontinuités en densité du matériau (stratification) ou structurales (failles) (Duperret et al. (2004)), l'eau salée qui peut agir par corrosion (Kanyaya & Trenhaile (2005)), le sel peut aussi se cristalliser et exercer une pression sur les parois qui peut provoquer l'éclatement de la roche, mais la roche peut également être fragilisée par les modifications anthropiques. On peut aussi citer l'action des vagues par création d'ondes de pression dans le massif qui du coup alterne chargement/déchargement, ce qui l'affaiblit (Adams et al. (2005)).

Ces nombreux facteurs contribuent à la complexité de la dynamique d'érosion de la falaise. L'action des vagues étant un moteur important du recul des falaises, nous avons choisi, dans cette étude, de prendre en compte uniquement l'influence de l'attaque des vagues. La manière dont les vagues impactent le front de falaise dépend de la géométrie du système (Fig. 1.8).

1.2 LES DIFFÉRENTS TYPES D'ÉROSION DE FALAISE PAR LA HOULE

Nous pouvons distinguer deux mécanismes d'érosion de la falaise par l'impact des vagues, suivant la hauteur des vagues H , et la hauteur de falaise h_f (Hansom et al. (2008),

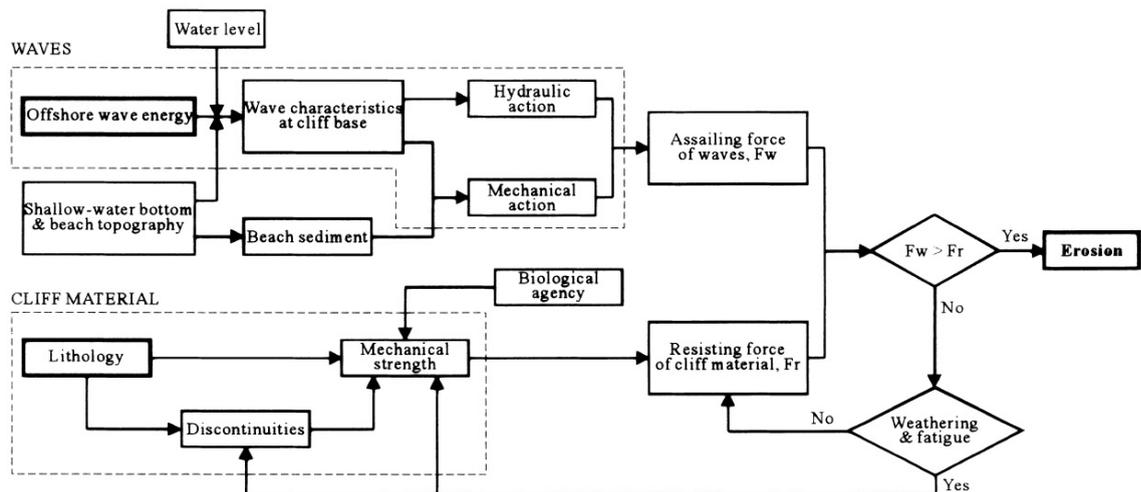


FIGURE 1.7 – Facteurs affectant l'érosion de falaise par les vagues (Sunamura (1992))

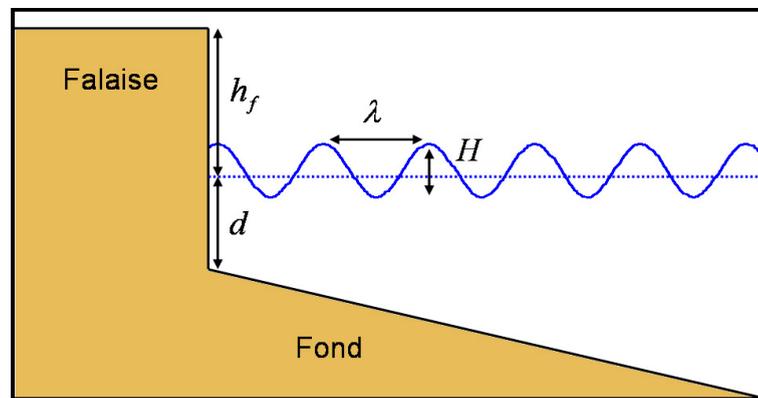


FIGURE 1.8 – Schéma simplifié de la géométrie des vagues et de la falaise.

Hall et al. (2008)).

- $H \leq h_f$: Les vagues impactent la base de la falaise avec une pression qui dépend du type de vague (Sunamura (1992)), les vagues érodent la falaise par sapement. La création d'une encoche engendre la mise en porte-à-faux d'une partie de la falaise au dessus de cette encoche. Son développement va mener à une déstabilisation du bloc de falaise en surplomb qui va finalement s'effondrer à l'avant de la falaise.
- $H \approx h_f$: Les vagues peuvent atteindre le sommet de la falaise, l'eau peut pénétrer dans le matériau et ainsi fragiliser la falaise sur toute la hauteur.
Si $H \leq 0,88d$, les vagues ne déferlent pas (Fig. 1.12a), et lorsqu'une vague arrive au niveau du front de falaise, elle va être déviée vers le sommet de la falaise et une onde solitaire peut se propager sur le sommet de la falaise (Fig. 1.9a). Ce mécanisme entraîne une érosion du front et du sommet de la falaise par abrasion.
Si $H \approx d$, les vagues déferlent sur le front de falaise (Fig. 1.12b) et au moment de l'impact d'une vague, un jet vertical mince est éjecté au-dessus du sommet de la falaise (Fig. 1.9b). Ce jet peut redescendre sur le bord de la falaise produisant de grandes forces d'impact vertical pouvant créer des fractures au sommet de la falaise.

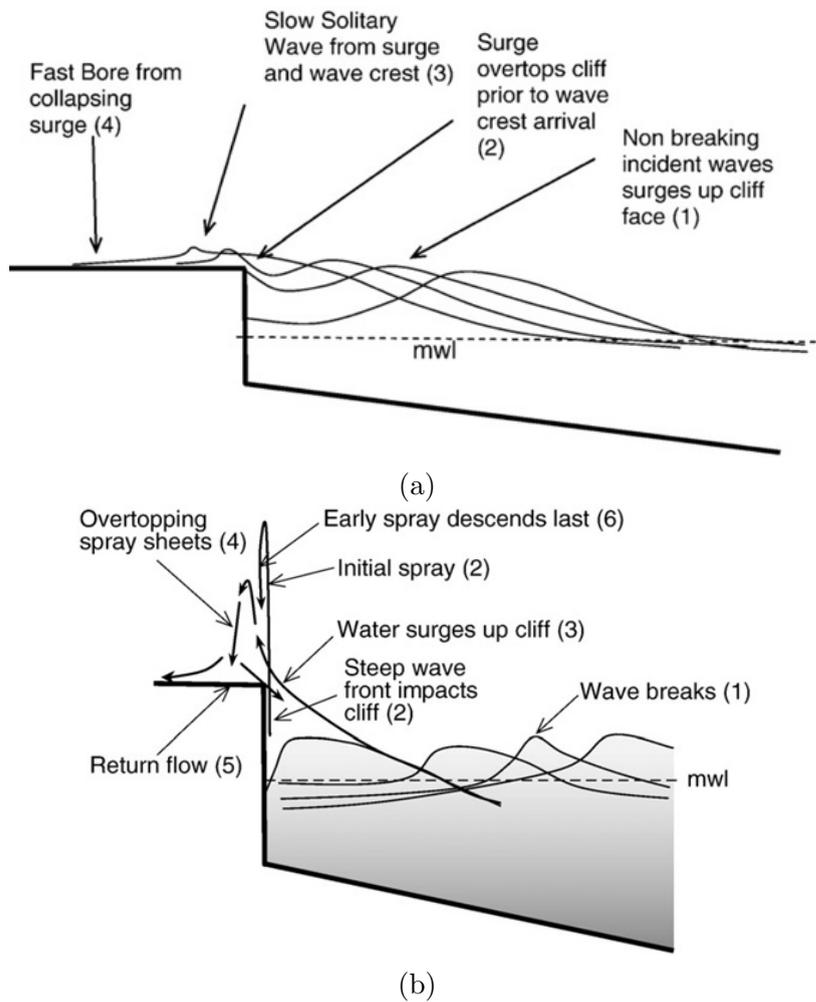


FIGURE 1.9 – Impact sur le front de falaise d'une vague (a) non déferlante ($H \leq h_f$) et (b) déferlante de hauteur H de l'ordre de la hauteur de falaise h_f (Hansom et al. (2008)).

La force impactante d'une vague sur le front de falaise peut également provoquer un arrachage de bloc en sommet de falaise qui peut être entraîné par le jet vertical sur le sommet de la falaise (Hansom et al. (2008)).

- $H \geq h_f$: La falaise est en grande partie immergée, elle représente donc plutôt l'escarpement d'un fond où les vagues se propagent sur le dessus. Dans ce cas, la partie supérieure de la falaise est considérée être une plate-forme d'abrasion marine, c'est-à-dire un fond rocheux.

1.3 MÉCANISMES D'ÉROSION D'UNE FALAISE PAR SAPEMENT

Dans notre étude, nous avons choisi de considérer le processus d'érosion de la base de la falaise, c'est-à-dire le cas où la hauteur des vagues est inférieure à la hauteur de falaise $H \leq h_f$. De plus, notre choix de modélisation implique que le type d'impact des vagues sur le front de falaise sera principalement le front d'onde après que les vagues ont déferlé ($H \geq d$). A partir de ces considérations, nous présentons maintenant en détail les

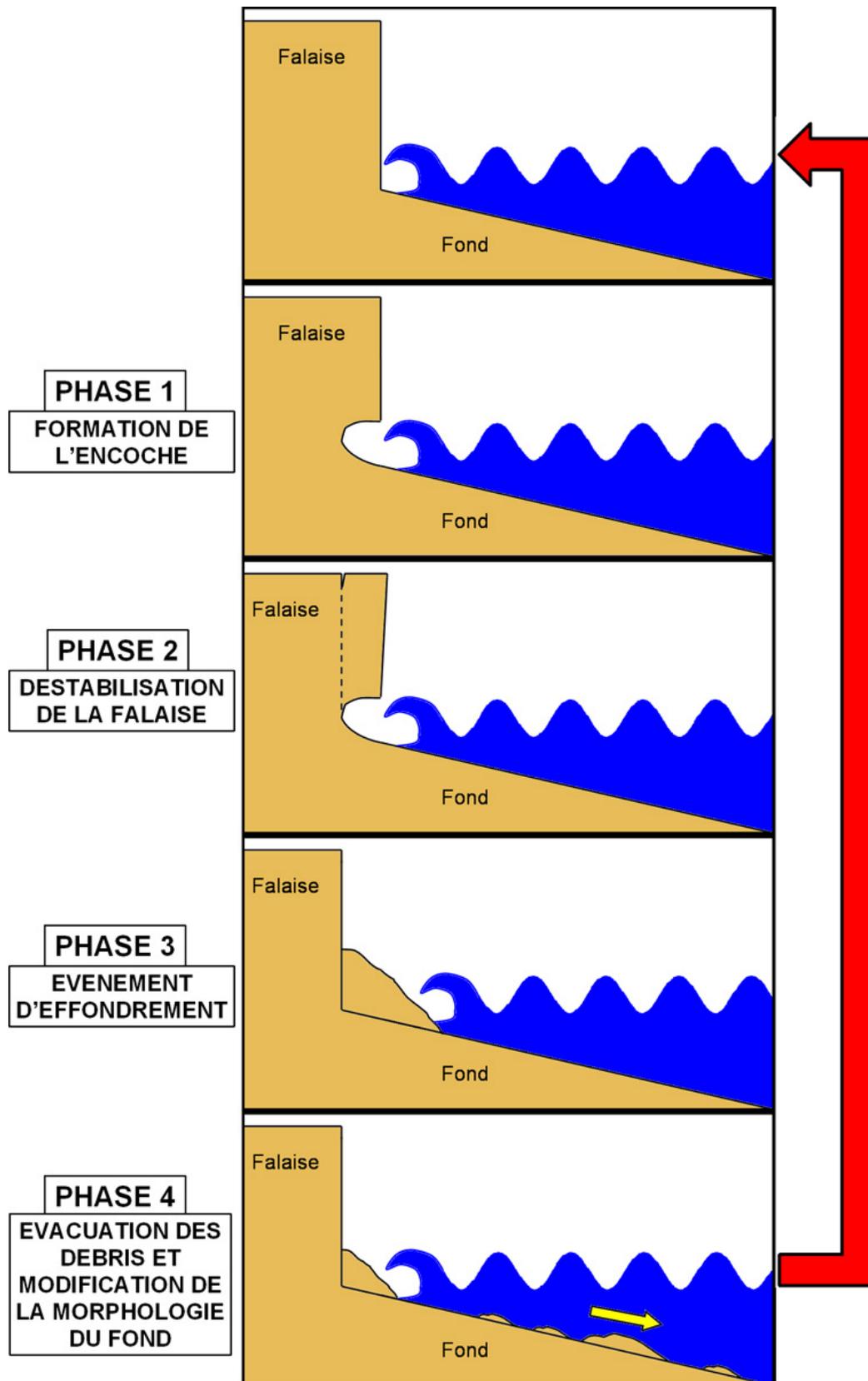


FIGURE 1.10 – Schéma conceptuel du cycle d'érosion d'une falaise par sapement.

différents mécanismes du cycle du processus d'érosion de falaise (Fig. 1.10) :

– Phase 1 :

Le premier processus du cycle d'érosion de falaise est l'action mécanique des vagues qui impactent et creusent le pied de la falaise en créant une encoche liée à la force d'impact des vagues qui est supérieure à la résistance du matériau au pied de la falaise (Brossard & Duperret (2004)).

– Phase 2 et 3 :

Lorsque les contraintes engendrées dans la falaise par gravité deviennent supérieures à la résistance du matériau de la falaise, un effondrement (par exemple, Hampton (2002), Young & Ashford (2008), Wolters & G. (2008)) se produit.

– Phase 4 :

Les débris issus de l'effondrement sont érodés par abrasion marine où les vagues usent les débris par frottement (Sunamura (1992)). Le matériau est ensuite transporté vers le large par les vagues et les courants. Ceux-ci peuvent être à la fois parallèles et perpendiculaires à la côte générés par les vagues et la marée. Ce transport sédimentaire change ainsi la morphologie du fond (de Lange & Moon (2005), Pierre (2006)). Les vagues et les courants sont eux-mêmes transformés par la morphologie du fond. Lorsque les débris en pied de falaise sont entièrement évacués, le cycle d'érosion de falaise se répète (Walkden & Dickson (2008)).

Peu de modèles physiques d'érosion de falaise par les vagues ont été réalisés en laboratoire (Sanders (1968), Sunamura (1992), Damgaard & Dong (2004), Caplain et al. (2011)). Sanders (1968) a été un des premiers à modéliser une falaise avec un mélange de plâtre, de sable et d'eau, Sunamura (1992) a utilisé un mélange de ciment, de sable et d'eau. Cependant, en canal à houle, les vagues ont une incidence normale à la falaise, ainsi les expériences observées sont très lentes car il n'y a pas d'évacuation des débris. De plus, la résistance des mélanges utilisés est très importante, il n'y a donc pas d'effondrement et pas de recul de la falaise, seule l'évolution d'une seule encoche peut être observée sur une durée de plusieurs jours. Sunamura (1992) a réalisé des expériences en bassin à houle permettant une incidence oblique des vagues où il observe un recul de la falaise dû à l'apparition d'un courant littoral le long du rivage qui évacue les débris de sédiments, mais ce recul s'effectue sur des temps très longs.

Les processus d'érosion des dunes de sable peuvent être semblable à ceux des falaises. Des expériences ont été menées en canal à échelle 1 avec du sable naturel de diamètre médian $D_{50} = 0,23 \text{ mm}$ où il a été observé que le recul et le volume érodé de la dune augmente avec la période des vagues (van Gent et al. (2008)). Dans ce cas, comme les expériences menées sont réalisées à grande échelle, la cohésion du matériau de sable grossier est trop faible pour être représentative de la cohésion d'une falaise naturelle.

Damgaard & Dong (2004) ont utilisé du sable grossier et un mélange de sable grossier et d'argile (8% en poids) mélangé à de l'eau pour modéliser une falaise verticale qu'ils ont disposé sur un plan solide horizontal, une pente constante est disposée au large de la falaise. Les expériences ont été effectués dans un bassin à houle permettant des vagues à incidence oblique. Ils ont observé un recul de la falaise dans un temps raisonnable de l'ordre de quelques heures. Ils ont déduit que la vitesse de recul de la falaise décroît de façon exponentielle pour des vagues à incidence normale et semble constante pour des vagues obliques. De plus, ils ont fait varier le forçage de houle et la hauteur de falaise h_f ,



FIGURE 1.11 – Encoche de forme concave créée par l'attaque des vagues à Pàjara au sud de l'île de Fuerteventura dans l'archipel des îles Canaries (Espagne) (Ref : <http://www.panoramio.com/photo/8413174>).

et ils concluent que la vitesse de recul augmente avec la hauteur H et la période T des vagues et diminue avec la hauteur de falaise h_f . Cependant, les mécanismes d'érosion de la falaise et la morphologie du fond n'ont pas été analysés en détail.

Nous allons maintenant présenter les différents mécanismes qui régissent chacun de ces mécanismes pour mieux analyser la dynamique du système.

1.3.1 FORMATION DE L'ENCOCHE EN PIED DE FALAISE (PHASE 1)

La forme de l'encoche créée par les vagues dépend de la lithologie du matériau qui compose la falaise et du forçage de houle (Fig. 1.11). Les caractéristiques des vagues générées au large vont déterminer la force qui va agir à la base de la falaise.

Les vagues exercent une force d'impact sur le front de falaise qui dépend de la manière dont la vague impacte sur le front de la falaise. Afin d'estimer la force d'impact des vagues au pied de la falaise, Brossard & Duperret (2004) ont modélisé une falaise avec une paroi verticale imperméable en canal à houle. Ils ont considéré différentes configurations de plateforme marine (avec ou sans galets) à l'avant de la paroi pour en analyser l'influence sur la dissipation d'énergie des vagues.

Les types d'impact des vagues dépendent des longueurs géométriques caractéristiques, la profondeur d'eau d , la longueur d'onde λ et la hauteur des vagues H .

1.3.1.1 TYPES D'IMPACT

On peut principalement distinguer trois types d'impact selon la hauteur des vagues H par rapport à la profondeur d'eau d au pied de la falaise (Sunamura (1992)) :

- $H \leq 0,88d$: Les vagues ne déferlent pas, elles se réfléchissent sur la falaise (Fig. 1.12a).

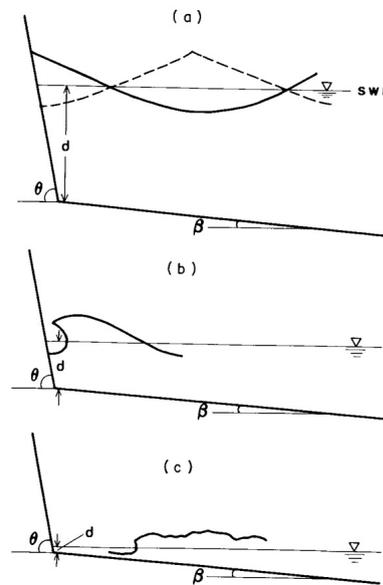


FIGURE 1.12 – Types de vagues en front de falaise : (a) vagues non déferlantes ($H \leq d$), (b) vagues déferlantes ($H \approx d$), (c) fronts d'onde ($H \geq d$) (Sunamura (1992)).

- $H \approx d$: Les vagues déferlent sur le front de la falaise (Fig. 1.12b), la force impactante des vagues est maximale.
- $H \geq d$: Les vagues ont déferlé avant d'atteindre la falaise et c'est le front d'onde turbulent généré qui impacte le pied de la falaise (Fig. 1.12c).

Les différents types d'impacts de vagues sur un mur vertical ont été étudiés en canal à houle en fonction du type de déferlement (e.g. Schmidt et al. (1992), Oumeraci et al. (1993)). Sept types d'impacts ont été identifiés par Schmidt et al. (1992) selon le type de déferlement des vagues (plongeant ou glissant) et la distance entre le point de déferlement et le mur vertical (Fig. 1.13). Pour des déferlements plongeants, les vagues piègent une poche d'air contre la falaise (Fig. 1.13, Type 3), et sa compression génère des oscillations de la pression et de la force exercée sur le mur pouvant atteindre trois fois la force exercée par une vague ayant déferlée avant (Plumerault (2009)).

Des travaux expérimentaux d'érosion de falaise verticale par les vagues ont été réalisés en laboratoire où l'évolution de l'encoche a été observée sur une durée de plusieurs jours (Sanders (1968), Sunamura (1992)) afin d'estimer sa forme. Sanders (1968) a observé que la forme de l'encoche était arrondie de forme concave (Fig. 1.14). Sunamura (1992) a observé que la partie inférieure de l'encoche a une pente approximativement constante et plus ou moins alignée à la plateforme à l'avant de la falaise et que la portion supérieure de l'encoche a une forme qui peut être convexe, concave ou linéaire (Fig. 1.15a). Sunamura (1992) estime également l'évolution du volume érodé (Fig. 1.15b), il observe ainsi une augmentation abrupte du volume érodé en début d'expérience, puis une plateforme se développe et l'énergie de la houle diminue avec le temps, et donc le taux de volume érodé également.

Des modèles analytiques d'érosion de l'encoche par le front d'onde ont été développés (Erikson et al. (2007), Larson et al. (2010)) et comparés à des mesures expérimentales.

upward deflected	Plunging breaker			Spilling breaker		
	well developed		broken	well developed	broken	
$\frac{H_b}{d_w} = 0,92$	$\frac{H_b}{d_w} = 0,99$	$\frac{H_b}{d_w} = 1,06$	$\frac{H_b}{d_w} = 1,14$		$\frac{H_b}{d_w} = 0,99$	$\frac{H_b}{d_w} = 1,14$
Type 1	Type 2	Type 3	Type 4	Type 5	Type 6	Type 7

FIGURE 1.13 – Classification des types de vagues impactantes basée sur le rapport H_b/d_w avec H_b , la hauteur des vagues au point de déferlement et d_w , la profondeur d'eau au pied du mur (Schmidt et al. (1992)).

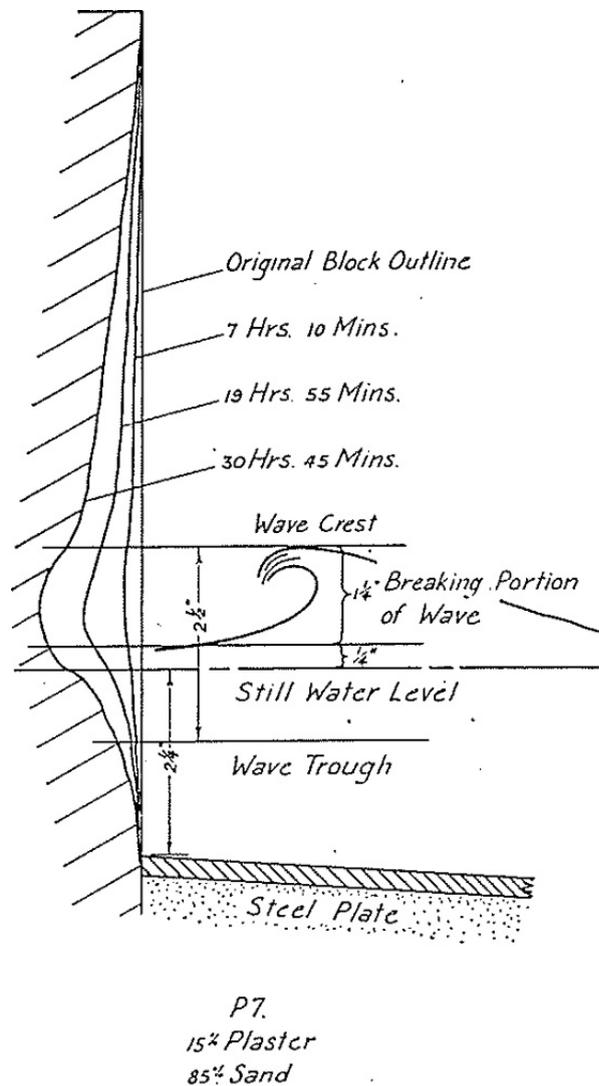


FIGURE 1.14 – Evolution de la forme de l'encoche en pied de falaise (Sanders (1968)).

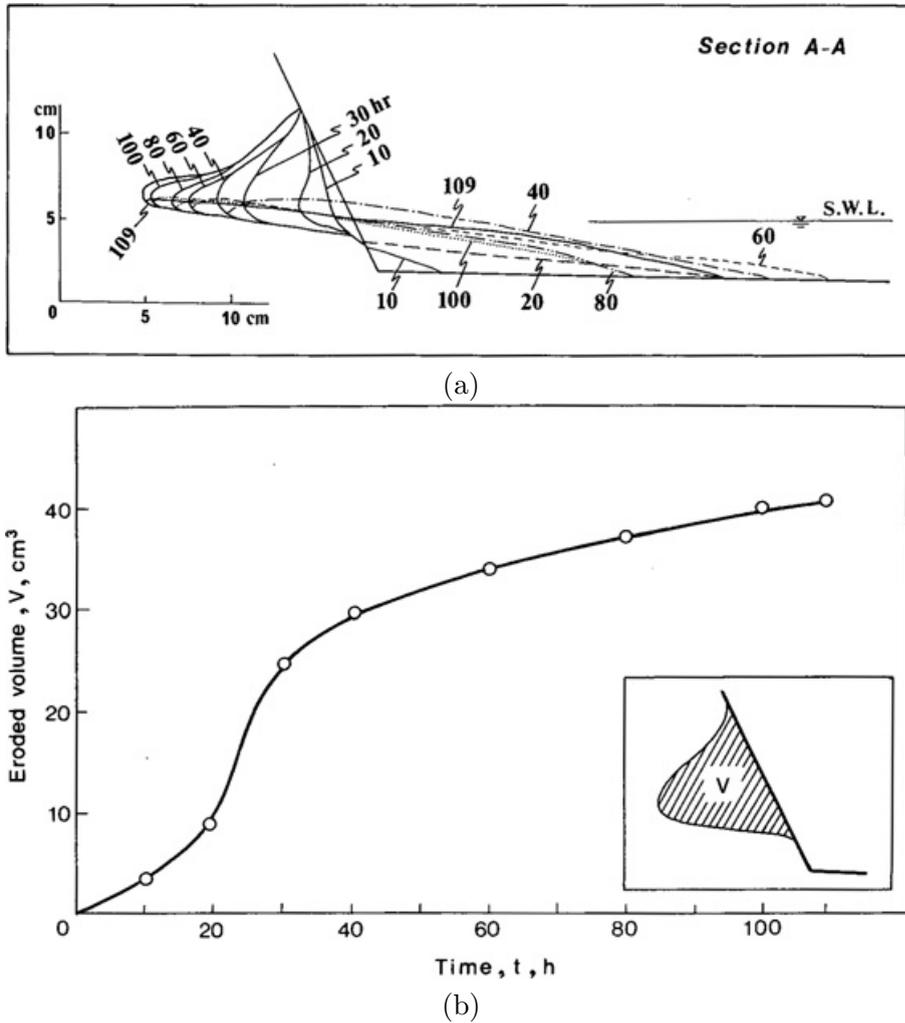


FIGURE 1.15 – (a) Evolution de la forme de l'encoche en pied de falaise et (b) évolution du volume érodé (Sunamura (1992)).

(Erikson et al. (2007)) ont montré que la concavité de la partie supérieure de l'encoche semble augmenter avec la hauteur des vagues (Erikson et al. (2007)). De plus, la profondeur de l'encoche croît linéairement pour des temps courts (Larson et al. (2010)). L'érosion et le développement de l'encoche se produit lorsque la contrainte exercée par le front d'onde F_s , proportionnelle à l'énergie du front ($\propto \rho g h_s^2$, où h_s est la hauteur du front), est supérieure à la résistance du matériau au cisaillement S_s . La progression de l'encoche peut être calculée empiriquement en faisant l'hypothèse que le poids du matériau érodé W_e est égal à la force d'impact du front d'onde F_s ($W_e = C_E \times F_s$ avec C_E , un coefficient empirique) (Nishi & Kraus (1996)). Ainsi, le taux de volume du matériau érodé V_e est proportionnel à la force d'impact de la houle, il peut donc s'écrire $\frac{dV_e}{dt} \propto h_s^2/T$ avec T la période de houle. La forme de l'encoche a été estimée à partir des observations de Sunamura (1992), elle est donc modélisée en suivant une loi de puissance de type $x \propto z^m$, où x est l'abscisse longitudinale, z est l'altitude et m l'exposant (forme convexe $m \leq 1$, forme linéaire $m = 1$, forme concave $m \geq 1$) (Fig. 1.16). Pour une forme triangulaire de l'encoche ($m = 1$), le volume érodé s'écrit $V_e = L_{enc} \times h_{enc}/2$. En supposant que la hauteur de l'encoche h_{enc} ne varie pas, l'influence du forçage de houle sur l'évolution

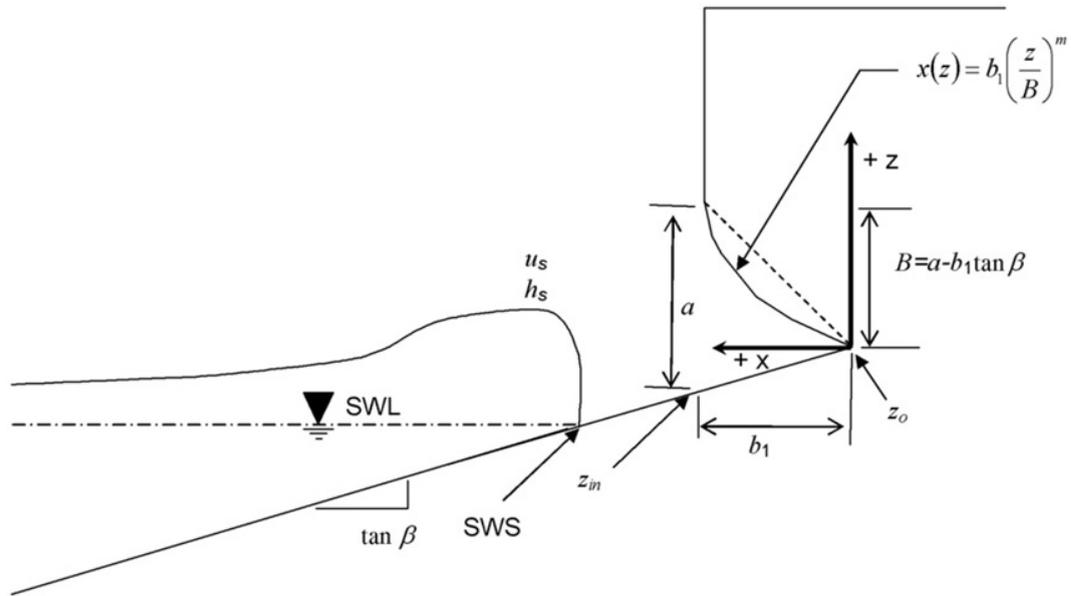


FIGURE 1.16 – Schéma de l'érosion de l'encoche par le jet de rive considéré par Erikson et al. (2007). Le repère (x, z) est pris pour origine à la position du fond de l'encoche. u_s et h_s sont respectivement la vitesse et la hauteur du front d'onde, $\tan \beta$ est la pente du fond, b_1 est la profondeur de l'encoche, a est la hauteur de l'encoche, B est la hauteur de la partie supérieure de l'encoche, z_o est l'altitude du fond de l'encoche et z_{in} est l'altitude du pied de la falaise.

temporelle de la longueur de l'encoche L_{enc} peut être estimée telle que $\frac{dL_{enc}}{dt} \propto h_s^2/T$.

Comme le front d'onde est généralement chargé en sédiment, il exerce une action mécanique plus érosive comprenant l'abrasion en plus des forces d'impact (Sunamura (1992)). Le processus est similaire lorsque les fragments de roches sont projetés sur la face de la falaise. Les caractéristiques du sédiment de la plage ou des débris de roches ont donc une influence non négligeable. Pour prendre en compte ce processus, (Larson et al. (2010)) ont introduit le diamètre médian D_{50} dans l'expression de la force d'impact afin de la rendre homogène, ainsi $F_s \propto \rho g h_s^2 / D_{50}$.

1.3.2 DÉSTABILISATION ET EFFONDREMENT DE LA FALAISE (PHASES 2 ET 3)

La formation d'une encoche en pied de falaise met en porte-à-faux la partie supérieure de la falaise au dessus de cette encoche. La stabilité de cette portion de la falaise va dépendre du poids du matériau et de sa résistance mécanique aux contraintes de cisaillement, de compression et de tension. Ce bloc de falaise peut subir une déformation gravitaire, des fissures au sommet de la falaise apparaissent, ce qui va changer l'état de contrainte appliqué sur le bloc (Kogure et al. (2006)). Lorsque le poids du bloc est supérieure à la résistance de la falaise, ce bloc de roche se détache, c'est l'effondrement. Cet effondrement produit des débris de roches au pied de la falaise. La dynamique de ce processus est directement liée à la résistance mécanique de la falaise qui dépend de la composition du matériau de la falaise.

De nombreux types de déstabilisations gravitaires existent en fonction de la lithologie du matériau, pour en citer quelques-uns, les glissements de terrain translationnel ou rotationnel, les chutes ou basculements de blocs ou les coulées de débris. Nous pouvons

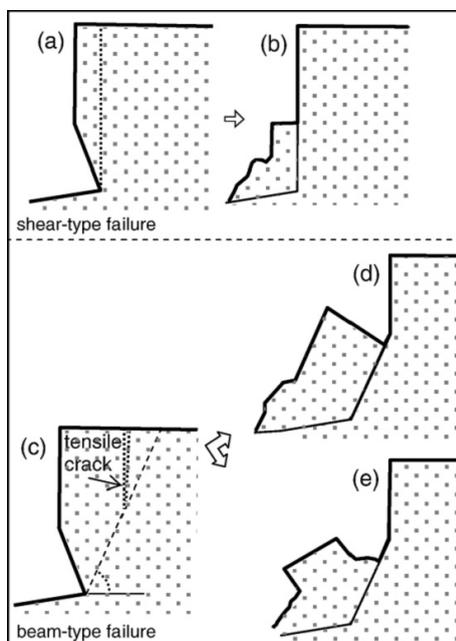


FIGURE 1.17 – Schéma des 2 principaux types d'effondrement : (a), (b) chute de type cisaillement. (c), (d), (e) glissement de terrain en tension (Erikson et al. (2007)).

cependant distinguer principalement deux types de déstabilisation possible de la falaise (Erikson et al. (2007)) : (i) une chute provoquée par la contrainte de cisaillement dans le plan vertical entre la falaise et la partie surplombante (Fig. 1.17a, b), (ii) un glissement de terrain contrôlé par la contrainte de traction normale au plan vertical en sommet de falaise (Fig. 1.17c, d, e).

Des investigations sur le terrain en Californie ont été menées afin de mesurer le changement de surface du front de falaise par des données de télédétection par laser (LIDAR) dans le but d'analyser les contraintes de cisaillement et de tension maximum menant à l'effondrement (Young & Ashford (2008)). Pour cela, la théorie de la poutre élastique (Fig. 1.18) a été utilisée (Thorne & Tovey (2008), Hampton (2002)). Les expressions de la contrainte normale (de tension et de compression) σ_x et de la contrainte de cisaillement τ_{xy} ont été déterminées afin d'estimer si les événements d'effondrement sont provoqués par la contrainte de tension ou de cisaillement. Dans leur étude, Young & Ashford (2008) ont conclu que les effondrements de falaise du site étudié s'effectuaient principalement en tension.

1.3.2.1 EFFONDREMENT EN TENSION

En considérant un effondrement en tension du sommet de la falaise, la profondeur de l'encoche critique avant un événement d'effondrement L_{enc}^c peut être estimée (Young & Ashford (2008), Kogure et al. (2006)) :

$$L_{enc}^c = \sqrt{\frac{h_f S_t}{3\rho_m g}} \quad (1.1)$$

où h_f est la hauteur de falaise, S_t est la résistance du matériau à la tension et ρ_m la densité du matériau.

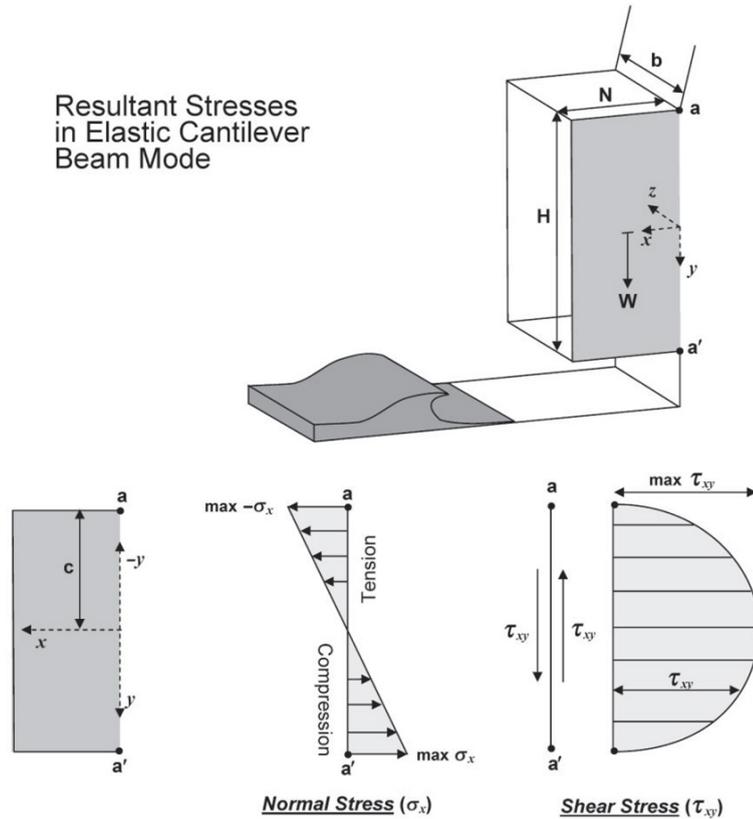


FIGURE 1.18 – Illustration des contraintes normale et cisailante appliquées sur le plan vertical entre le bloc et la falaise de la théorie de la poutre élastique (Young & Ashford (2008)).

1.3.2.2 EFFONDREMENT EN CISAILLEMENT

Dans un effondrement par cisaillement, c'est la contrainte de cisaillement dans le plan vertical entre le bloc en porte-à-faux et la falaise stable qui provoque l'effondrement (Erikson et al. (2007))(Fig. 1.19). La profondeur de l'encoche critique peut être introduit provenant de l'égalité entre le poids du bloc et la résistance du matériau au cisaillement S_s , qui correspond à la cohésion du matériau $c = S_s$, ainsi un effondrement se produit lorsque :

$$L_{enc}^c = \frac{S_s}{\rho_m g} \quad (1.2)$$

avec ρ_m la densité apparente du matériau et g l'accélération de la pesanteur.

Pour estimer les résistances du matériau à la tension S_t et au cisaillement S_s , il faut connaître la cohésion macroscopique du matériau. Pour une roche, la cohésion provient principalement des ponts solides entre les grains du matériau.

Le critère de Mohr-Coulomb est communément utilisé pour caractériser les sols. Sous l'action d'une force, un milieu granulaire ou rocheux se sépare en deux blocs si, le long du plan de glissement, les contraintes tangentielle τ et normale σ vérifient l'équation suivante :

$$\tau = \mu\sigma + c \quad (1.3)$$



FIGURE 1.19 – Exemple d'effondrement dominé par le cisaillement (Bird (2008)).

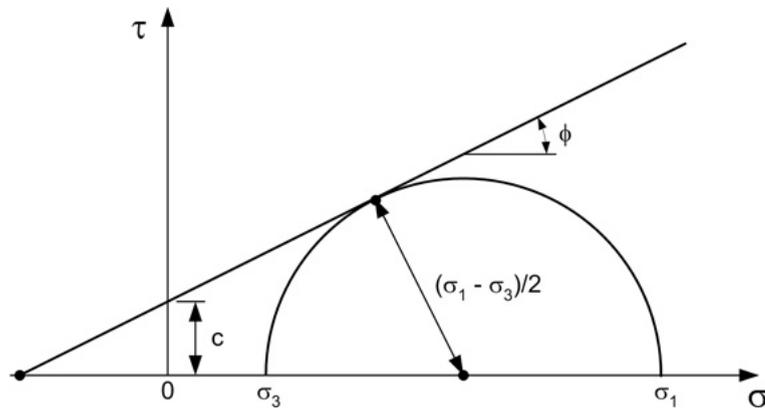


FIGURE 1.20 – Schéma du critère de rupture de Mohr-Coulomb.

avec μ le coefficient de frottement ($\mu = \tan(\phi)$ où ϕ est l'angle de frottement interne) et c la cohésion macroscopique du matériau.

Cette équation représente le critère de rupture d'un milieu élastique, elle peut être tracé sur le diagramme de Mohr-Coulomb (Fig. 1.20). Ce diagramme permet de savoir si la rupture d'un milieu se produit ou pas, c'est-à-dire lorsque la droite du critère de rupture coupe le cercle.

Young & Ashford (2008) ont réalisé des mesures de rupture dans une cellule de cisaillement. Cependant les valeurs de cohésion obtenues pour un même matériau varient de

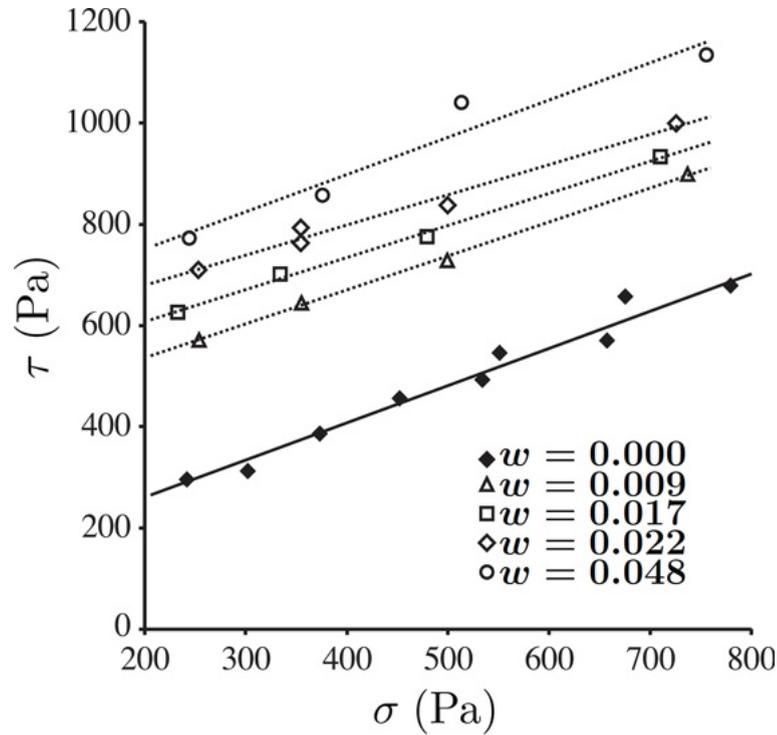


FIGURE 1.21 – Critères de rupture dans le diagramme (σ, τ) pour un sable de diamètre moyen $D_m = 0,16$ mm pour différentes teneurs en eau w .

0 kPa à plus de 220 kPa, cela montre la difficulté à mesurer la plasticité d'un matériau naturel non-uniforme et dominé par la cohésion solide.

Dans un massif sableux, la cohésion est de type capillaire. Elle repose donc sur les ponts liquides entre les grains. Cependant, cette cohésion dépend fortement de la teneur en eau w dans le milieu granulaire.

Richefeu et al. (2006) ont mesuré expérimentalement la cohésion macroscopique d'un milieu constitué de sable de diamètre moyen $\langle D \rangle = 0.16$ mm pour différentes teneurs en eau massique $w = m_e/m_s$, où m_e et m_s sont respectivement la masse de l'eau et du solide (Fig. 1.21). Ils ont remarqué que la valeur de la cohésion c augmentait avec w et saturait à partir de $w \approx 3\%$ (Fig. 1.22), ils ont observé cette même tendance avec des billes de verre.

Une expression de la cohésion macroscopique théorique a été développée par une analyse microscopique (Richefeu et al. (2006)) :

$$c^{th} = \frac{3}{4\pi} \mu s \frac{\kappa \varphi Z}{\langle D \rangle} \quad (1.4)$$

où μ est le coefficient de frottement interne, s caractérise la polydispersité du milieu variant de 8/15 à 1 (1 correspond au cas monodisperse), κ est un paramètre lié à la nature des interfaces liquide-gaz et liquide-solide, dans le cas de l'eau ce paramètre vaut 0,4 N/m. φ est la compacité du matériau généralement égale à 0,6 pour un milieu granulaire lâche, Z est le nombre de coordinance, c'est-à-dire le nombre moyen de ponts liquides par grain et $\langle D \rangle$ est le diamètre moyen des particules.

Nous pouvons remarquer que la teneur en eau w n'apparaît pas directement dans l'expression ci-dessus. Le seul paramètre qui en dépend est le nombre moyen de ponts liquides par grain Z , cependant la valeur de Z varie peu par rapport à w et est très

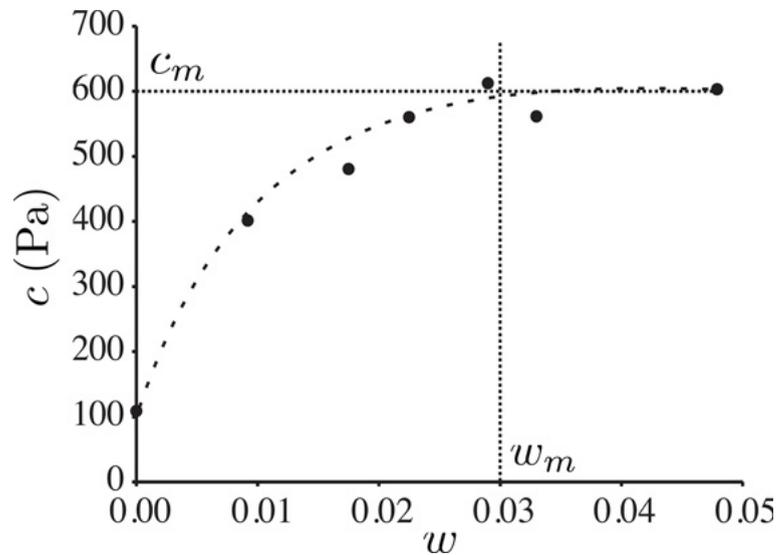


FIGURE 1.22 – Cohésion c en fonction de la teneur en eau w . w_m et c_m sont la teneur en eau et la cohésion de saturation (Richefeu et al. (2006)).



FIGURE 1.23 – Débris de roches d'une falaise crayeuse de Picardie (source : Université de Picardie).

rapidement saturée (Richefeu et al. (2006) considèrent la valeur de Z saturée à $Z = 6$). Richefeu et al. (2006) utilisent la valeur de saturation de la cohésion c_m (pour $w \approx 3\%$) pour la comparer à la valeur de cohésion fournie par leur modèle théorique c^{th} . Ils ont observé une bonne estimation de la cohésion macroscopique pour du sable ($c_m = 600 Pa$ et $c^{th} = 709 Pa$) et des billes de verre monodisperses ($c_m = 150 Pa$ et $c^{th} = 158 Pa$) et polydisperses ($c_m = 350 Pa$ et $c^{th} = 438 Pa$). La gamme de valeur de la cohésion d'un sable grossier humide c a été estimée entre $230 Pa$ et $1100 Pa$ (LeCossec (2010)).

Par contre, le modèle de Richefeu et al. (2006) ne donne pas de certitude sur l'estimation de la cohésion pour des fortes teneurs en eau w dans le milieu.



FIGURE 1.24 – Débris d'effondrement de falaise argileuse sur la côte du Suffolk, en Angleterre (Lee (2008)).

1.3.3 EVACUATION DES DÉBRIS ET MODIFICATION DE LA MORPHOLOGIE DU FOND (PHASE 4)

Si l'effondrement est une chute du bloc rocheux, ce bloc peut se briser en éclats de plusieurs blocs de roches pour des falaises consolidées (Fig. 1.23) ou de mélange de blocs rocheux et de matériau effrité pour des falaises peu consolidées (Fig. 1.24). Après un évènement d'effondrement (phase 3), les débris rocheux sont soumis à l'effet de la houle et des courants générés par les vagues et la marée qui vont éroder ces fragments de roche par arrachage d'amas de sédiments ou par abrasion. La dérive littorale évacue davantage les débris (Sunamura (1992), Damgaard & Dong (2004)) que les courants de retour perpendiculaires au rivage.

Les débris de falaise ont l'avantage de protéger la base de la falaise et également de recharger la plage en sédiments pendant un certain temps. Cependant, ces débris transportés par les vagues peuvent constituer des projectiles qui percutent la falaise avec une efficacité, en termes d'érosion, supérieure à l'impact des vagues seules (Larson et al. (2010)).

Une partie des débris de sédiments est redistribuée à l'avant de la falaise par les courants jusqu'à ce que le flux sédimentaire q soit nul. Le flux sédimentaire q quantifie le transport de matière et indirectement l'évolution du fond en fonction des évènements d'érosion. Les débris de falaise sont un apport de matériau au fond, ce qui va modifier la dynamique de l'écoulement qui, lui-même, change la morphologie du fond. Il est donc nécessaire de comprendre la dynamique des vagues en milieu côtier et la morphodynamique littorale.

1.3.3.1 HYDRODYNAMIQUE LITTORALE

A l'approche des côtes, les vagues générées au large (eaux profondes) vont se transformer par l'interaction avec le fond, c'est-à-dire que leur hauteur H va augmenter et leur longueur d'onde λ va diminuer. Trois zones peuvent être distinguées depuis le large jusqu'au trait de côte (Fig. 1.25).

- zone de levée (*shoaling zone*) : Les vagues vont subir une augmentation de leur hauteur H résultant de la diminution de leur célérité lorsque la profondeur d'eau d diminue. Lorsque la hauteur des vagues H et de l'ordre de la profondeur d'eau d , les vagues deviennent de plus en plus dissymétriques jusqu'au déferlement.
- zone de déferlement (*surf zone*) : Les vagues peuvent déferler de différentes façons

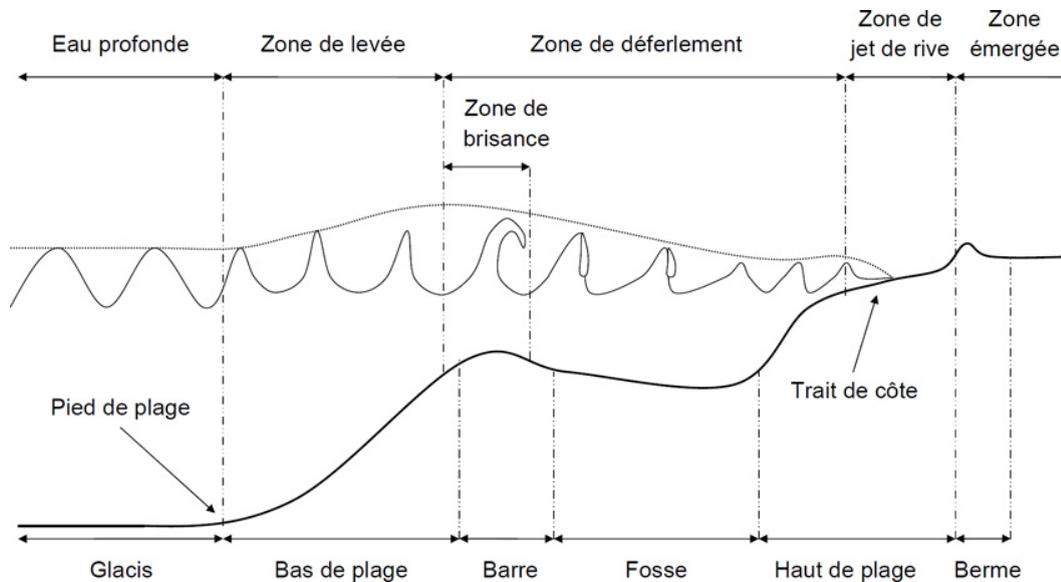


FIGURE 1.25 – Caractéristiques hydrodynamiques en milieu littoral (Grasso et al. (2009))

selon leur cambrure et la pente du fond. Le type de déferlement influence le transport sédimentaire et l'écoulement.

Différents types de déferlement ont été identifiés (Galvin (1968)) en fonction de la pente de la plage et des caractéristiques de houle, notamment de la cambrure de la houle. Ainsi, pour modéliser la dynamique des vagues près des côtes et notamment dans la zone de déferlement, le paramètre de surf, aussi appelé nombre d'Iribarren, ξ a été introduit :

$$\xi = \frac{\tan \beta}{\sqrt{H/\lambda}} \quad (1.5)$$

où $\tan \beta$ est la pente du fond. Lorsque la pente augmente et/ou la cambrure des vagues diminue, ξ croît. Quatre types de déferlement peuvent être identifiés en fonction de ξ (Fig. 1.26) (Galvin (1968)) :

- $\xi \leq 0,4$: le déferlement glissant (*spilling*), où un mélange turbulent d'eau et d'air apparaît sur l'avant de la crête de la vague, suivi d'une détérioration graduelle de la crête de la vague.
- $0,4 \leq \xi \leq 2,3$: le déferlement plongeant (*plunging*), caractérisé par l'éjection d'un jet depuis la crête de la vague qui impacte la surface de l'eau à l'avant de la vague.
- $2,3 \leq \xi \leq 3,2$: le déferlement à effondrement (*collapsing*), représente un type intermédiaire entre le déferlement plongeant et le déferlement frontal.
- $\xi \geq 3,2$: le déferlement frontal (*surgling*), où la vague prend une forme dissymétrique de plus en plus bombée, se gonfle jusqu'à ce qu'elle s'écroule brutalement.

Pour des déferlements plongeants, l'impact du jet sur la surface libre peut entraîner un jet secondaire (*splash-up*) vers le haut pouvant atteindre une hauteur supérieure

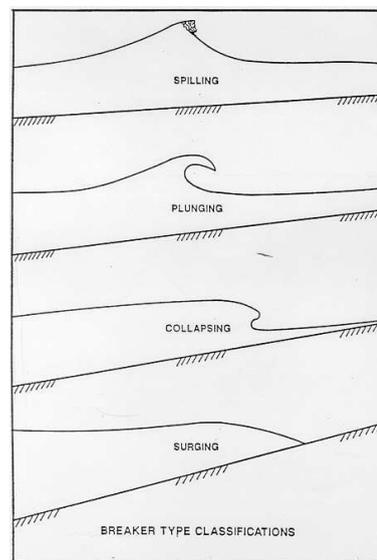


FIGURE 1.26 – Classification des types de déferlement (Galvin (1968))

à celle de la vague initiale. Ce jet secondaire est responsable de l'entraînement d'une grande quantité d'air dans l'eau, ce qui joue un grand rôle dans la dissipation de l'énergie des vagues et la mise en suspension du sédiment (Bonmarin (1989)). Pour des grandes hauteurs de vagues, le jet secondaire peut, en retombant, provoquer un autre jet, et ainsi créer une succession de jets secondaires (Fig. 1.27). Après la phase de déferlement initiale, la hauteur des vagues H va diminuer et les vagues se propagent vers la côte sous forme de fronts d'onde turbulents et qui peuvent se reformer pour à nouveau déferler jusqu'à la zone de jet de rive.

- zone de jet de rive (*swash zone*) : La hauteur des vagues H va diminuer et s'annuler en haut de plage. Le cycle du mouvement de la houle implique que le haut de plage est alternativement recouverte et découverte, cette oscillation est caractérisée par le cycle du jet de rive (*uprush* ou *swash*). Le jet de rive monte sur la plage jusqu'au trait de côte sous l'impulsion donnée par une vague après un déferlement, et par la nappe de retrait (*backwash*) contrôlée par la gravité (Fig. 1.28c). L'interaction entre la nappe de retrait et une vague incidente (Fig. 1.28d) entraîne la formation d'un ressaut (Fig. 1.28a) caractérisé par une discontinuité de la hauteur d'eau (Erikson et al. (2005)). Lorsque la plage est quasiment découverte, le ressaut s'effondre et s'éjecte brutalement jusqu'au haut de plage (Fig. 1.28b), c'est le mécanisme du jet de rive.

Dans cette limite entre terre et océan, les processus physiques sont complexes, des interactions se produisent entre le mouvement de l'eau et le milieu sableux par infiltration (pendant le jet de rive) et exfiltration (pendant la nappe de retrait), ce qui modifie significativement les processus de transport sédimentaire (Elfrink & Baldock (2002)). De plus, la dynamique des vagues dans la zone de déferlement va fortement influencer la dynamique de la zone de jet de rive.

En se propageant, les rouleaux de déferlement apportent de l'eau vers la côte entraînant une surélévation du niveau d'eau moyen (*set-up*) dans la zone de déferlement et dans la zone de jet de rive. Par compensation, le niveau moyen de la surface d'eau baisse (*set-down*) dans la zone de levée avant le déferlement.

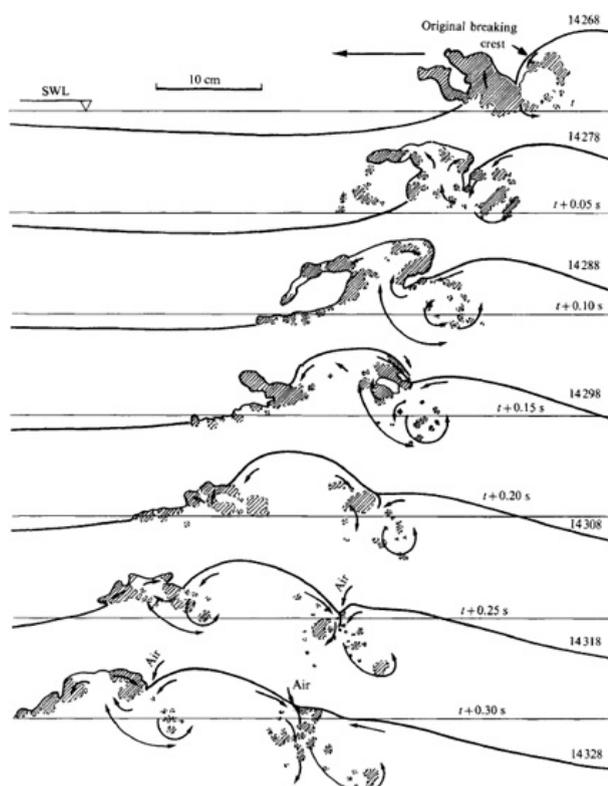


FIGURE 1.27 – Génération et développement de deux jets secondaires (Bonmarin (1989)).

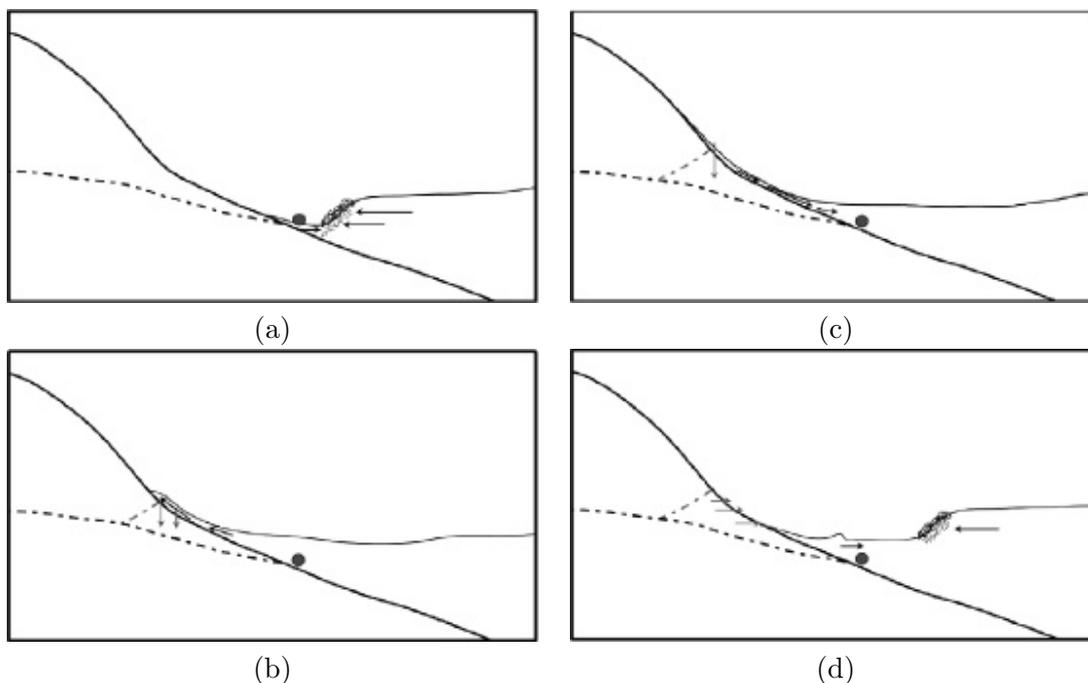


FIGURE 1.28 – Cycle du jet de rive : (a) Formation du ressaut, (b) effondrement du ressaut menant au jet de rive, (c) nappe de retrait, (d) interaction de la nappe de retrait avec le front d'onde de la vague suivante (Masselink & Puelo (2006)).

La direction de propagation de la houle est généralement oblique par rapport à la côte, ce qui génère des courants de dérive littorale dans la direction parallèle au rivage. Ce courant peut faire apparaître des "courants sagittaux" (*rip-current*) perpendiculairement

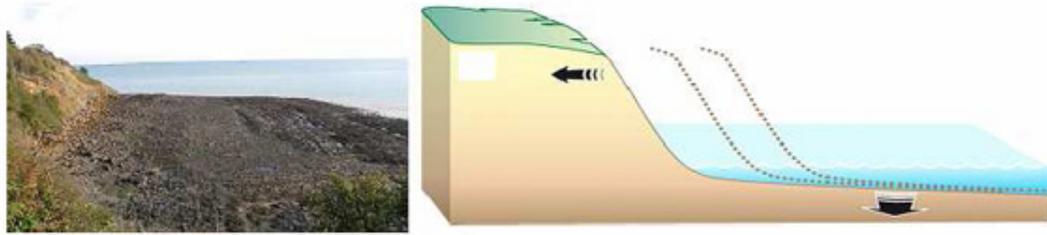


FIGURE 1.29 – Principe du phénomène de récession de falaise avec une photo d'une plate-forme d'abrasion marine (gauche) (source : Kevin Pedoja) et un schéma du recul de la falaise et de la plate-forme littorale (droite) (source : Vincent Regard).

à la côte dirigés vers le large. Ces courants sagittaux mettent en suspension et transportent considérablement les sédiments provoquant la tridimensionnalisation de la morphologie de la plage (Grasso et al. (2009)). Le déferlement des vagues joue un rôle majeur dans les processus côtiers. Il est responsable d'une importante partie du transport sédimentaire par les courants qu'il induit. Les rouleaux de déferlement génèrent un courant de retour en profondeur appelé "courant de compensation" (*undertow*). Ce courant perpendiculaire au rivage est responsable de l'érosion dans la zone de déferlement et de la formation des barres littorales sableuses.

1.3.3.2 MORPHODYNAMIQUE DU FOND

Les débris de falaise sont transportés et redistribués, ce qui modifie la morphologie du fond à l'avant de la falaise. Et à son tour, la dynamique des vagues est changée par l'évolution du profil du fond. Des petites variations du profil du fond peuvent entraîner des différences importantes sur les vitesses de recul de falaise (Lee (2008)). Par conséquent, la compréhension du changement morphologique des fonds est essentiel pour connaître son influence sur le recul des falaises.

Les falaises côtières sont généralement associées à une plate-forme littorale à l'avant de la falaise qui reculent vers le continent (Fig. 1.29). Deux types de plate-forme peuvent être observés :

- les plate-formes d'abrasion marine (terrasses marines) formées de roche.
- les plate-formes sableuses souvent appelées "plages sableuses".

Les dynamiques de ces plate-formes sont très différentes et ne se produisent pas sur les mêmes échelles de temps. Les plate-formes d'abrasion marine sont surtout érodées par abrasion et les plate-formes sableuses sont sculptées par les flux de sédiments qui modifient le fond, leurs morphologies sont donc très différentes.

PLATE-FORME D'ABRASION MARINE

Une plate-forme d'abrasion marine composée de roche, donc de matériau cohésif, est modifiée par l'apport des débris de falaise. Sa formation dépend de l'érosion par abrasion

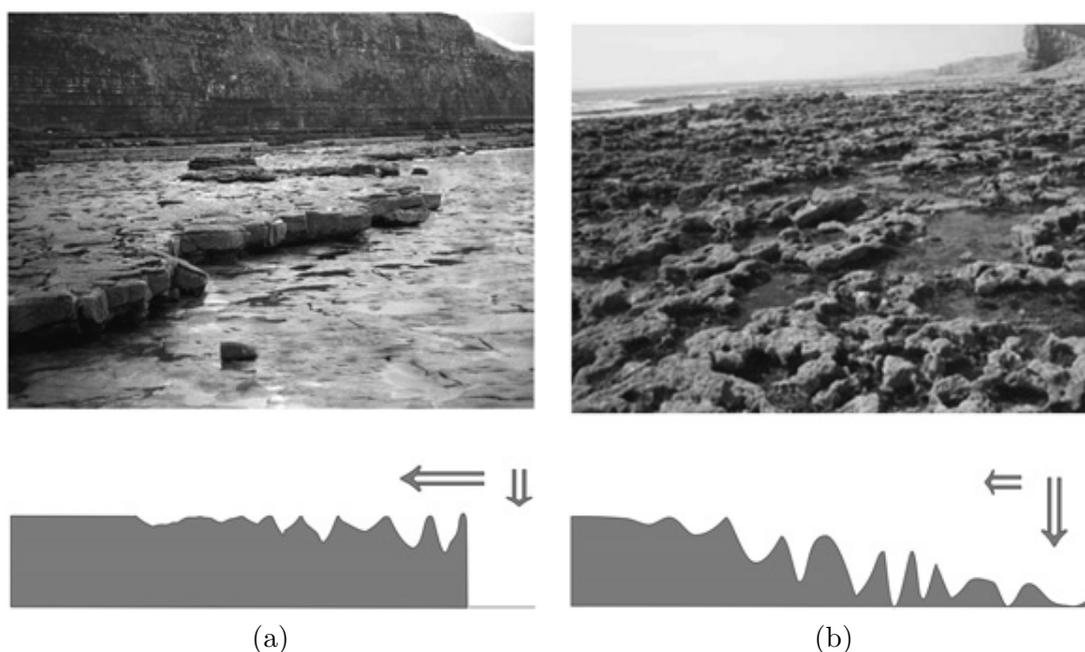


FIGURE 1.30 – Plate-formes d'abrasion marine composées de calcaires à “Nash Point” au sud du Pays de Galles au Royaume-Uni. Prédominance de (a) l'effritement horizontal des escarpements de la plate-forme et de (b) l'effritement vertical de la surface de la plate-forme Trenhaile (2008).

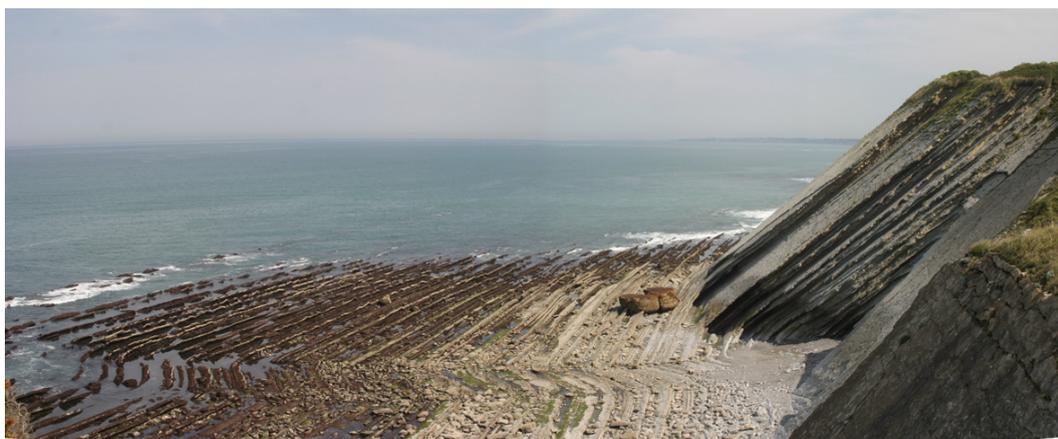


FIGURE 1.31 – Système plate-forme / falaise sur la Côte Basque (source : Vincent Regard).

liée à la houle (Stephenson & Kirk (2000b), Stephenson & Kirk (2000a), Trenhaile (2000)) mais également par effritement dû aux cycles de marée qui altèrent la roche (Kanyaya & Trenhaile (2005), Blanco-Chao et al. (2007)). L'altération de la plate-forme se produit de deux manières différentes (Trenhaile (2008)). Soit en éliminant des couches horizontales de roches, ce qui crée une série d'escarpements (Fig. 1.30a), soit de façon verticale ce qui crée des cavités rendant la plate-forme très rugueuse (Fig. 1.30b). Il existe ainsi une variété de morphologies de plate-formes d'abrasion marine (Fig. 1.30a, Fig. 1.30b, Fig. 1.31).

Une succession de systèmes falaise/plate-forme d'abrasion marine peuvent se produire sur des échelles de temps géologiques (millions d'années) par soulèvement tectonique et variation du niveau marin créant ainsi des terrasses marines (Fig. 1.32). Ces terrasses marines sont représentées par des paliers de surfaces planes et d'escarpements émergés correspondant à d'anciennes falaises. Les terrasses marines sont étudiées et servent d'outil



FIGURE 1.32 – Photo d'une série de terrasses marines au Pérou marquant le soulèvement de la côte par rapport au niveau de la mer. La plus haute terrasse, à l'arrière plan est à plus de 400 m d'altitude (source : Vincent Regard).

pour quantifier les mouvements tectoniques verticaux côtiers sur une période de l'ordre du million d'années (par exemple Saillard (2008)).

PLATE-FORME SABLEUSE

La morphologie du fond est essentiellement générée par les flux de sédiments perpendiculaires à la côte, même si les courants littoraux sont un moteur important sur le transport sédimentaire et sur la variabilité spatiale des morphologies de plage. Le régime de transport solide (charriage ou suspension) peut être déterminé par le nombre de Shields qui est le rapport entre la contrainte de cisaillement sur le fond et la flottabilité des grains de sédiment. Il mesure la capacité du fluide à mettre en mouvement le sédiment par cisaillement. Pour une houle linéaire sur fond plat, il s'écrit (Grasso et al. (2009)) :

$$\Theta = \frac{1}{2} f_w \frac{(A_p \omega)^2}{g(\rho_s / \rho - 1) D_{50}} \quad (1.6)$$

où f_w est un facteur de frottement sur le fond, A_p est l'excursion de la houle au fond, D_{50} est le diamètre médian du sédiment, et ρ_s est la densité du sédiment.

Les profils de plage transversaux sont générés par les flux de sédiments induits par les vagues et les courants. Le concept d'équilibre morphologique des plages est souvent utilisé pour caractériser les morphologies de plage. Sur le terrain, les profils d'équilibre de plage ont été mesurés par des moyennes spatiales et temporelles (Larson & Kraus (1994)). Cependant, la plupart des morphologies de plage présentent une grande variabilité due à la complexité des processus hydrosédimentaires dans la zone de déferlement et dans la zone de jet de rive (Masselink & Puelo (2006)).

Le nombre de Dean (ou vitesse de chute adimensionnelle) est souvent utilisé pour caractériser la morphologie d'une plage (Wright & Short (1984), Grasso et al. (2009)), il s'écrit :

$$\Omega = \frac{H_b}{T w_s} \quad (1.7)$$

où H_b est la hauteur de houle au point de déferlement et w_s la vitesse de chute du sédiment. Ce paramètre est interprété comme étant le rapport d'un temps de chute H_b/w_s d'une particule sur la période de houle T . Une classification des différents profils transversaux, issue d'observations de terrain, a été établie par Wright & Short (1984) en fonction de ce paramètre pour des régimes microtidaux, c'est-à-dire où l'effet de la marée est faible par

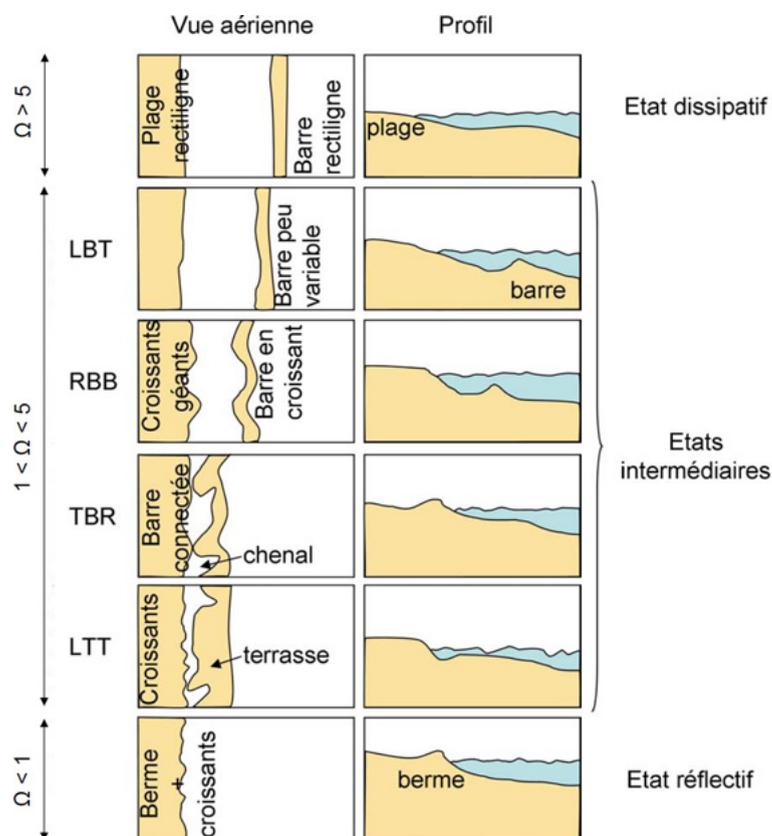


FIGURE 1.33 – Classification des profils du fond en fonction du paramètre de Dean Ω (Almar (2009)). Les états intermédiaires sont le “Longshore Bar and Trough” (LBT), “Rhythmic Bar and Beach” (RBB), “Transverse Bar and Rip” (TBR) et “Low Tide Terrace” (LTT). Adapté de Wright & Short (1984) et Short & Aagaard (1993)

rapport à l’effet de la houle (Fig. 1.33). Pour $\Omega \leq 1$, des profils “réfléchissants” à forte pente sont observés où la réflexion de la houle est importante, la zone de déferlement est petite, les vagues déferlent de façon frontale. Le régime de houle est faiblement énergétique et correspond à un processus d’accrétion. La zone intermédiaire $1 \leq \Omega \leq 5$ présente différents profils du fond en forme de barres ou de terrasses. Pour $\Omega \geq 5$ des profils à pente faible sont observés où les vagues se dissipent sur une grande zone de déferlement avec un type de déferlement glissant, ils sont qualifiés de “dissipatifs” et sont observés pour des régimes d’érosion.

Les barres de sable sont une caractéristique majeure de la morphodynamique de plage, leur formation est provoquée pour une accumulation de sable résultant d’un équilibre de flux sédimentaires. Cet équilibre est généré entre un courant vers la côte dans la zone de levée causé par l’asymétrie des vagues et un courant de retour dirigé vers le large généré par le déferlement des vagues (Roelvink & Stive (1989), Grasso et al. (2009)). Elles résultent d’un équilibre de flux sédimentaires. La migration de barre se produit vers la côte pour des conditions de vagues modérées et vers le large pour des conditions de vagues très énergétiques (Gallagher et al. (1998), Ruessink et al. (2003)). Des migrations de barre alternativement vers la côte et vers le large ont également été observées pour un climat de houle naturel (Certain & Barusseau (2005)).

Le modèle de classification de Wright & Short (1984) est essentiellement applicable à

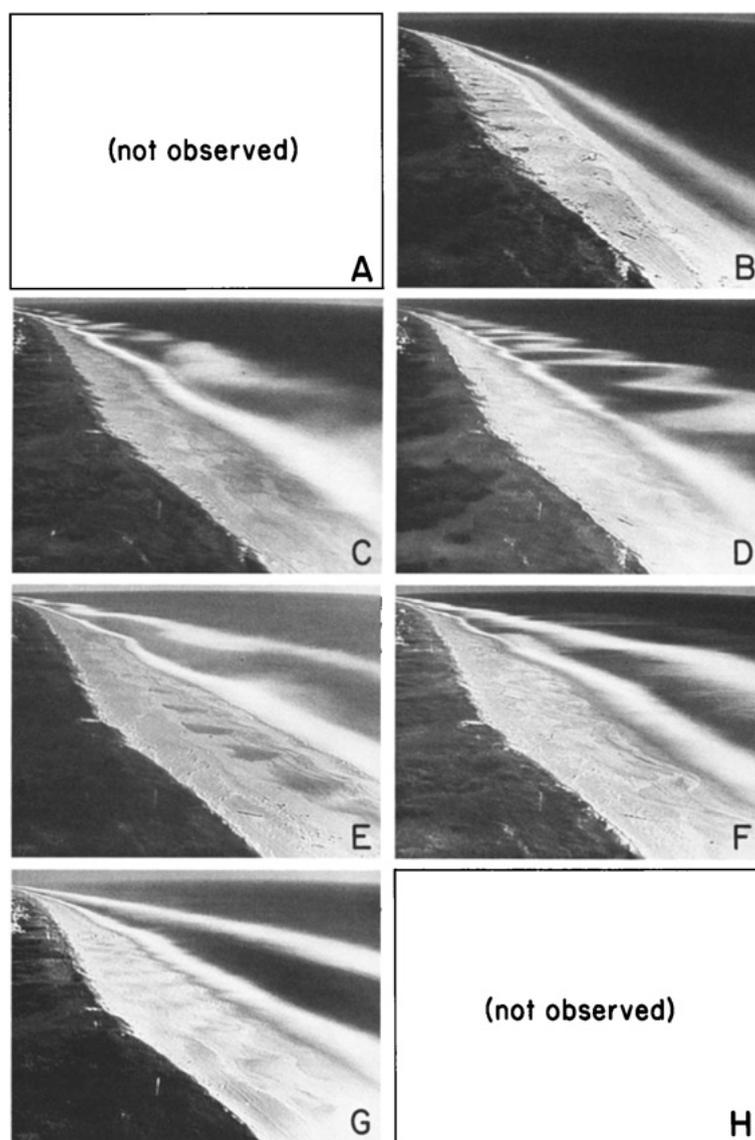


FIGURE 1.34 – Profils d'une plage naturelle observés à différents instants et classifiés en fonction de la caractérisation de Wright & Short (1984). Profils de plage de types (A) "réfléchissant", (B) "LTT", (C) et (D) "TBR", (E) "RBB", (F) et (G) "LBT", (H) "dissipatif" Lippmann & Holman (1990).

des profils à une seule barre (Lippmann & Holman (1990), Fig.1.34). Il a été amélioré pour des systèmes à multi-barres à partir de mesures de terrain (Price & Ruessink (2011), Fig. 1.35) et de laboratoire (Grasso et al. (2009)). Des systèmes à deux barres sédimentaires ont été observés à partir de profils naturels. Ces états de double-barres ont été caractérisés en les considérant comme deux profils à une barre (barres interne et externe) en utilisant la classification de Wright & Short (1984) de ces deux sous-systèmes (Almar et al. (2010), Price & Ruessink (2011)).

Une classification de morphologie du fond a également été effectuée pour des régimes de houle faiblement énergétiques (Hegge et al. (1996), Makaske & Augustinus (1998), Jackson et al. (2002)). Makaske & Augustinus (1998) ont schématisé les types de profils du fond du haut de plage sur le delta du Rhône en fonction de la hauteur des vagues au déferlement

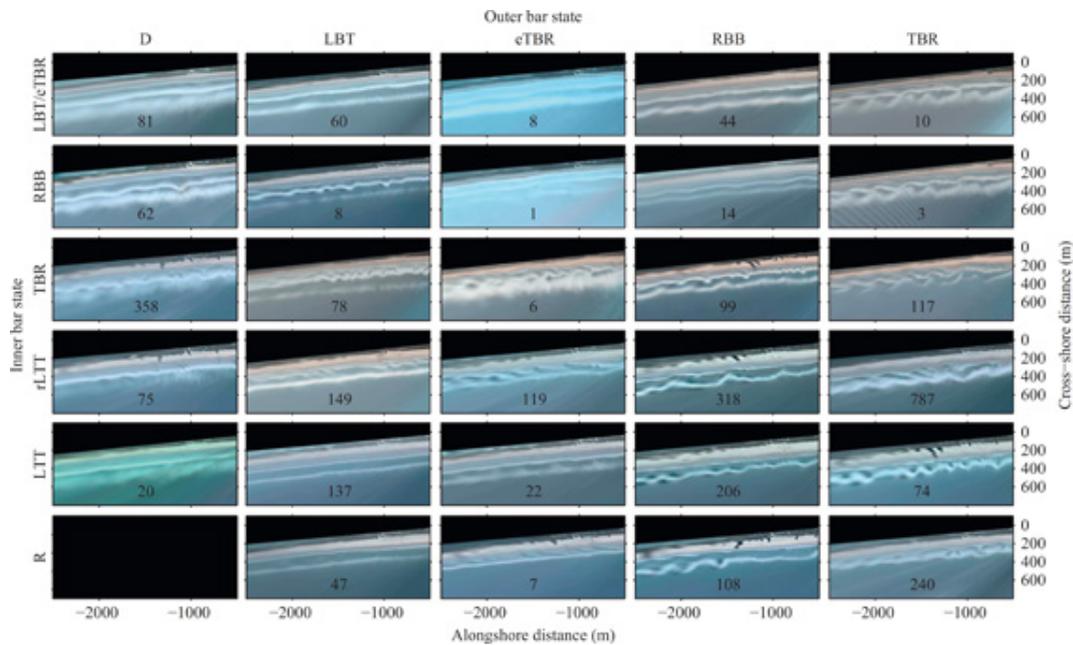


FIGURE 1.35 – Profils de plage naturelle observés et classification du profil interne (en ordonnées) et externe (en abscisse) (Price & Ruessink (2011)).

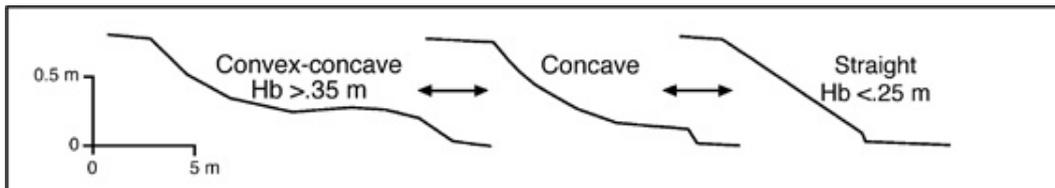


FIGURE 1.36 – Classification des profils de (Makaske & Augustinus (1998)). Les profils sont plans à forte pente pour $H_b \leq 0,25$ m, concave pour $0,25 \leq H_b \leq 0,35$ m et convexe-concave pour $H_b \geq 0,35$ m.

H_b (Fig. 1.36). Les profils observés sont soit des terrasses à pente raide pour $H_b \leq 0,25$ m, des profils concaves pour $0,25 \leq H_b \leq 0,35$ m ou convexe-concave pour $H_b \geq 0,35$ m.

Des expériences en canal à houle ont été effectuées où des observations de profils stationnaires (Grasso et al. (2009), Kamalinezhad (2004), Wang & Kraus (2005)) ont été faites pour les comparer avec la classification de Wright & Short (1984). Afin d'analyser le changement de type de profil de plage ou de reproduire un scénario de tempête, des changements de régimes de houle ont été réalisés (Grasso et al. (2009), Hoyng (2008)) où des migrations de barres ont été observées. Grasso et al. (2009) ont utilisé un sable de faible densité qu'ils ont soumis à un forçage de vagues irrégulières. Ils ont ainsi raffiné la classification des profils intermédiaires de Wright & Short (1984), pour $\Omega = 2, 5$, des profils en terrasse ont été observés (Fig. 1.37a), et pour $\Omega \approx 3, 7$, les profils observés se découpent en deux parties, une pente douce au large et un haut de plage à pente raide (Fig. 1.37b). Par contre, peu d'expériences en laboratoire ont été effectuées pour une houle régulière (Baldock et al. (2010)).

La marée est également un facteur important sur la dynamique du fond. En effet les flux sédimentaires sont modifiés, et comme la profondeur d'eau varie, ces flux ne s'annule pas, la morphologie de plage évolue donc constamment. De plus, pendant un cycle de marée, la profondeur d'eau va varier, ce qui va modifier la position du point de déferlement et donc

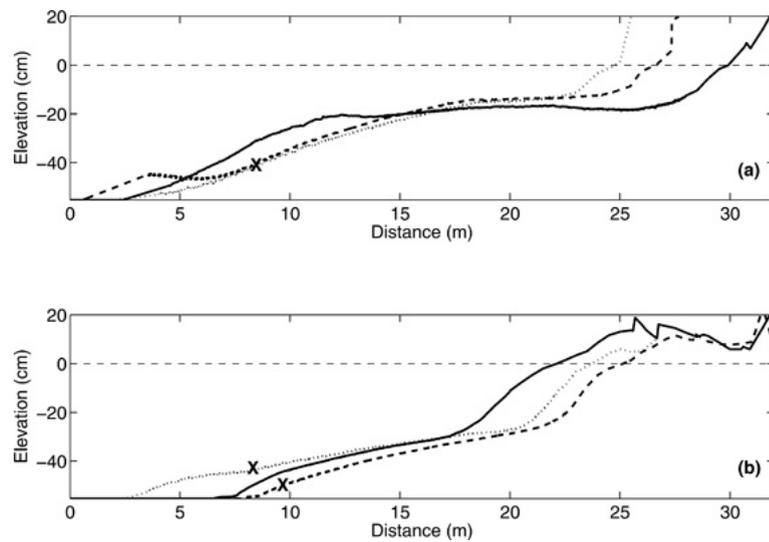


FIGURE 1.37 – Profils de plage stationnaires observés en canal à houle pour (a) $\Omega \approx 2,5$ et (b) $\Omega \approx 3,7$.

éventuellement de la barre sédimentaire. Par exemple, à marée basse, le déferlement des vagues se produit plus au large car la profondeur d'eau est plus faible et donc la barre est aussi située plus au large. Lorsque la marée est montante, la barre aura tendance à migrer vers la côte, c'est-à-dire en suivant le point de déferlement.

Masselink & Short (1993) ont approfondi la caractérisation de la typologie de plage en couplant les influences de marée et de houle. L'effet de la marée tend à aplanir le profil du fond, notamment les barres sédimentaires. L'effet de la marée tend à rendre les profils de plage de type "dissipatifs".

DISPOSITIF EXPÉRIMENTAL ET PARAMÈTRES DE L'ÉTUDE

2

LES expériences ont été effectuées dans un petit canal à houle, un système à marée a été spécialement conçu dans le cadre de cette thèse. Nous souhaitons mesurer l'évolution temporelle de la surface de sable et de la surface libre. Nous utilisons l'ombroscopie par mesures optiques. Les caractéristiques du dispositif expérimental ainsi que celles du matériel de mesure sont détaillées. Le choix des méthodes de mesures est détaillé et justifié. Nous passerons en revue les paramètres de l'étude et nous choisirons certains paramètres qui nous ont semblé pertinents pour cette étude. Nous présentons finalement le cas naturel auquel ce choix correspond et les processus représentatifs par satisfaction de lois de similitude.

2.1 DISPOSITIF EXPÉRIMENTAL

2.1.1 CANAL À HOULE

Le canal à houle utilisé mesure 4,76 m de long, 14 cm de large et 25 cm de haut. Les parois verticales en plexiglass permettent la visualisation du lit de sable et de la surface libre à l'intérieur du canal.

Un fond rigide en PVC a été disposé à l'extrémité du canal ($x = 0$ m jusqu'à $x = 1,40$ m) pour créer une pente de $\tan(\beta) = 1/10$ afin de représenter une plateforme solide (Fig. 2.1a). Un générateur de vagues de type "volet" est disposé à l'autre extrémité du canal ($x = 4,23$ m) (Fig. 2.1b). Ce dispositif génère seulement des vagues régulières. La gamme de paramètres de houle qu'il est possible d'obtenir avec ce batteur est $0,5$ s $\leq T \leq 2$ s pour la période et une hauteur H pouvant atteindre 6 cm pour la profondeur d'eau $d = 15$ cm qui est utilisée dans cette étude (Fig. 2.2). Nous avons disposé un amortisseur d'ondes avec des galets à l'arrière du batteur afin de minimiser les réflexions.

2.1.2 SYSTÈME À MARÉE

Dans le but de simuler la marée en variant la profondeur d'eau $d(t)$ périodiquement, la conception d'un système pertinent était nécessaire. Afin de fixer le niveau d'eau, une cuve de trop plein (Fig. 2.3b) est raccordée à la base au canal au moyen d'un tuyau. Le niveau d'eau du trop plein fixe le niveau d'eau dans le canal. L'altitude de cette cuve est ensuite variée périodiquement pour simuler la marée. L'idée retenue fut de faire tourner cette cuve grâce à un motoréducteur (Fig. 2.3a), permettant de faire varier l'altitude du plan d'eau

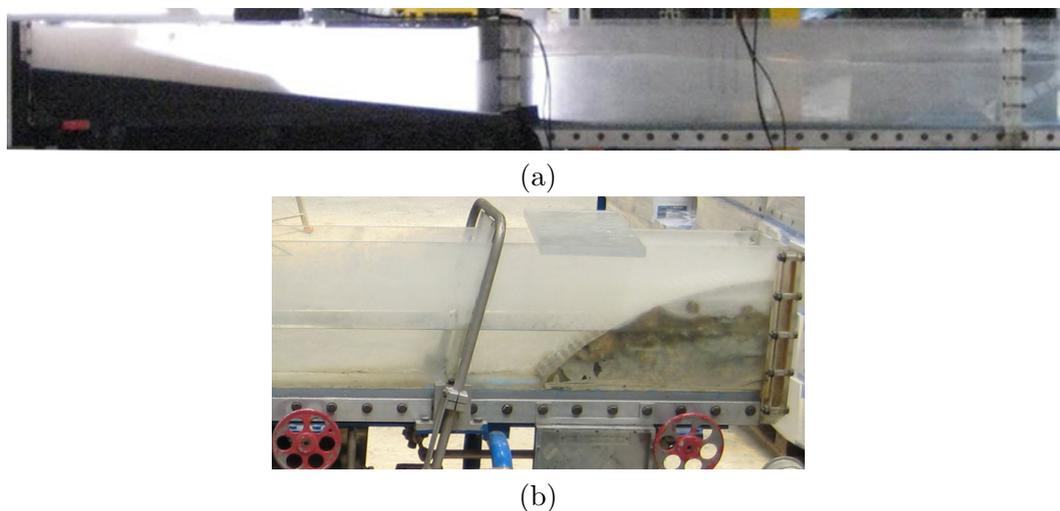


FIGURE 2.1 – (a) Photo du canal côté plate-forme et (b) batteur à houle (les galets à droite dissipent les réflexions).

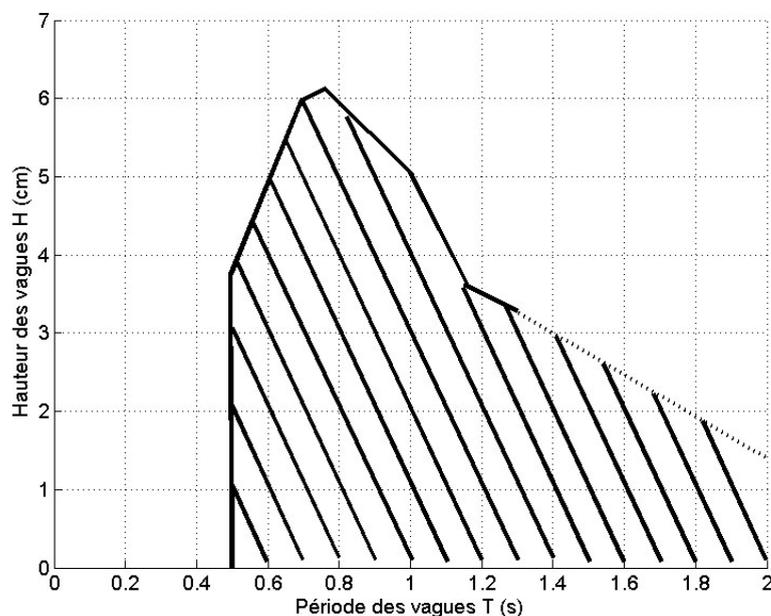
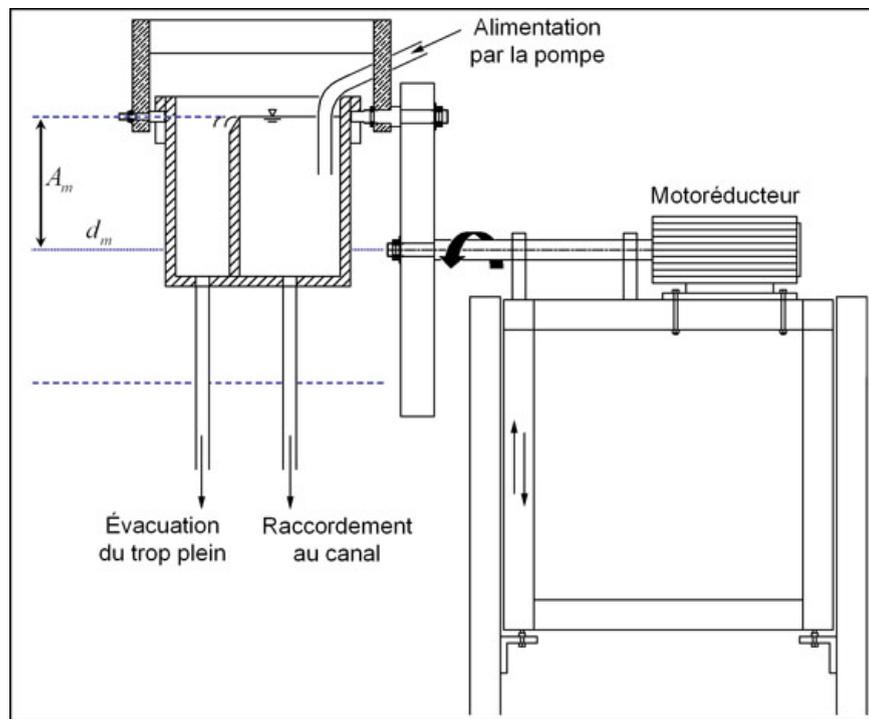


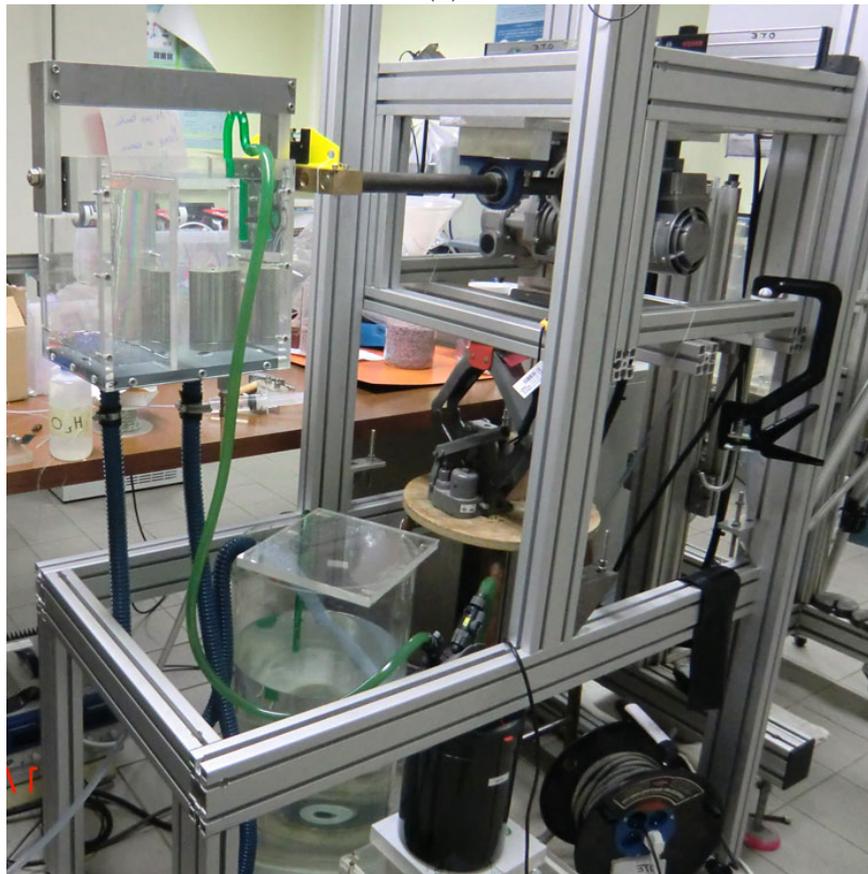
FIGURE 2.2 – Gamme de paramètres de houle accessible avec le batteur à houle pour une profondeur d'eau $d = 15$ cm.

de façon sinusoïdale avec une période comprise entre 5 min et 1h30. Le motoréducteur est fixé sur une structure mobile verticalement. Ce qui nous permet de positionner l'axe de rotation du motoréducteur à l'altitude correspondant à la profondeur d'eau moyenne d_m désirée dans le canal.

Le raccordement de l'axe de la cuve, au niveau du trop plein, à l'axe de rotation du motoréducteur est décalé d'une distance qui détermine l'amplitude de la marée A_m par l'intermédiaire d'une barre en laiton fixée sur l'axe du motoréducteur, et en rotation libre par rapport à l'axe de la cuve (Fig. 2.3a). Une pompe alimente la cuve en continu pour conserver le niveau constant et lorsque le surplus est évacué dans un réservoir, l'eau est puisée par la pompe. Le système fonctionne ainsi en circuit fermé.



(a)



(b)

FIGURE 2.3 – Système à marée, (a) schéma de principe et (b) dispositif réel.

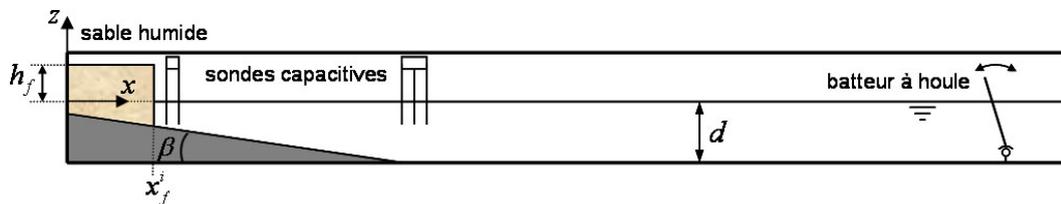


FIGURE 2.4 – Schéma du canal à houle. h_f est la hauteur de la falaise de sable comptée à partir du niveau d'eau au repos, x_f^i est la position initiale de la falaise, β est l'angle du fond rigide et d est la profondeur d'eau, l'axe x est compté à partir du bord du canal côté falaise, z a pour origine le niveau d'eau au repos.

2.2 MÉTROLOGIE

Dans les expériences effectuées, nous souhaitons mesurer l'évolution temporelle de la morphologie du fond, de la falaise et de la surface libre.

L'objectif est plus précisément de mesurer :

- l'énergie des vagues incidentes
- l'élévation de la surface de sable
- l'élévation de la surface libre
- la position du front de la falaise
- la hauteur au déferlement et la position du point de déferlement des vagues
- les limites des zones de déferlement et de jet de rive

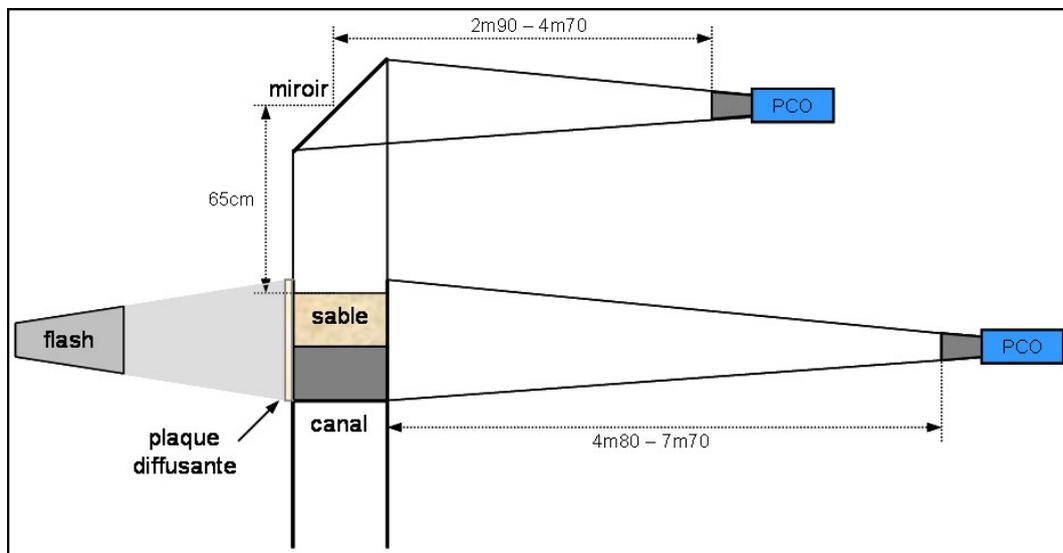
Nous avons donc choisi de réaliser deux types de mesures, des mesures optiques et des mesures du signal analogique. Les caractéristiques et l'utilisation de ces instruments de mesure sont présentées. Les méthodes de traitement et les outils d'analyse de la mesure des interfaces sont également développés dans cette partie.

2.2.1 SONDES CAPACITIVES DE MESURE DE HAUTEUR D'EAU

Nous avons disposé cinq sondes capacitives dans le canal pour mesurer l'évolution temporelle de l'élévation de la surface libre. Trois sondes ont été installées au niveau du fond plat juste avant la pente rigide ($x = 140, 143, 146 \text{ cm}$) (Fig. 2.4) pour déterminer les caractéristiques de houle au large. Leur espacement devait être suffisamment petit par rapport à la longueur d'onde λ afin d'extraire les amplitudes incidente et réfléchie de la houle (Mansard & Funke (1980)) : il a été fixé à 3 cm.

Les deux autres sondes ont été installées sur la pente rigide ($x = 47, 50 \text{ cm}$) pour estimer l'énergie de la houle au pied du massif de sable. Comme elles se retrouvent dans la zone de déferlement ou de jet de rive, la précision des mesures peut être faussée, notamment lorsque la surface libre est quasi-verticale au déferlement ou qu'un mélange d'eau et d'air est généré par les rouleaux de déferlement. Elles se retrouvent souvent ensevelies par le sable, mais nous avons vérifié que les mesures n'en sont pas affectées.

Afin d'avoir une bonne représentation de la surface libre, nous avons choisi une haute fréquence d'acquisition de 100 Hz. Les sondes mesurent une tension proportionnelle au déplacement vertical. La calibration de chacune des sondes est faite en début et fin de chacune des expériences pour au moins cinq hauteurs d'eau différentes afin de s'assurer de la linéarité de la relation entre la tension et la profondeur d'eau, nous estimons la



(a)



(b)

FIGURE 2.5 – Dispositif de mesure optique. (a) Schéma de principe et (b) dispositif complet. La caméra latérale est à droite, le canal à gauche, dans un dispositif assurant le noir.

précision de la mesure d'élévation de la surface libre à 1 mm.

2.2.2 MESURES OPTIQUES

L'objectif principal est de détecter les interfaces sable/fluide et eau/air à l'aide de la visualisation latérale. Pour cela, nous avons choisi une méthode d'ombroscopie. Elle consiste à réaliser un éclairage de la fenêtre de visualisation permettant d'accentuer le contraste des surfaces pour mieux les détecter. Il faut en outre que l'éclairage soit aussi uniforme que possible sur la vue du champ. Pour cela, une source lumineuse positionnée à l'arrière du canal éclaire un écran blanc qui diffuse la lumière. Nous avons ainsi disposé un panneau diffusant entre la zone d'intérêt et la source lumineuse sur la paroi arrière du canal (Fig. 2.5).

Deux caméras numériques ont été utilisées. La première, disposée sur le côté du canal, a comme champ de vision la zone du canal où se forme le lit sédimentaire. Cette disposition permet de visualiser l'évolution de la surface libre et de la morphologie du milieu sableux.

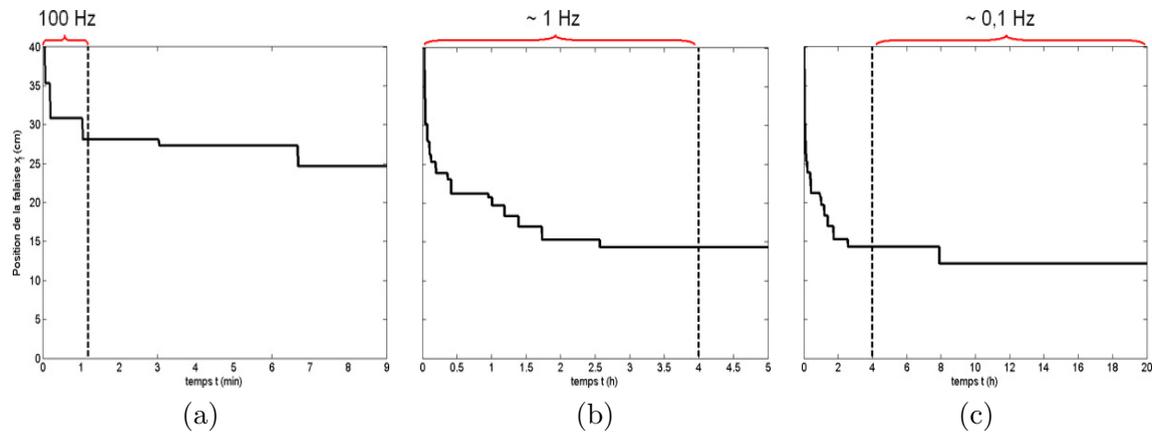


FIGURE 2.6 – Exemple de l'évolution temporelle de la position du front de falaise pour (a) $0 \leq t \leq 9$ min, (b) $0 \leq t \leq 5$ h, (c) $0 \leq t \leq 20$ h.



FIGURE 2.7 – Image latérale extraite d'une séquence à haute fréquence d'acquisition (100 Hz).

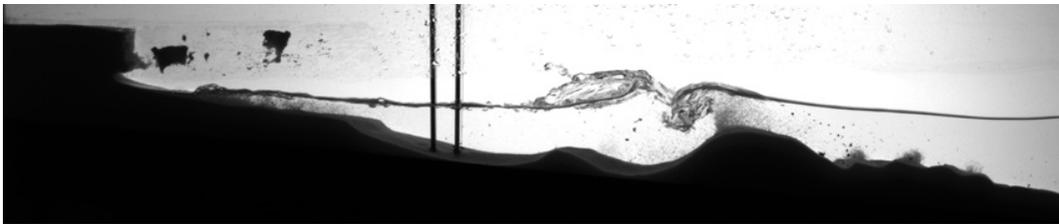


FIGURE 2.8 – Image latérale extraite d'une séquence à basse fréquence d'acquisition.

La seconde caméra vise le dessus de la falaise au moyen d'un miroir incliné à 45° (Fig. 2.5a). Le champ de vision permet d'observer les fractures, les déformations et les effondrements du sommet de la falaise.

Au cours d'une expérience, les mécanismes observés présentent différentes échelles de temps (Fig. 2.6). Pendant les premières minutes, plusieurs évènements d'effondrement se produisent très rapidement à l'échelle de quelques vagues (Fig. 2.6a). Puis, ces évènements sont moins fréquents et le système morphologique tend à se stabiliser (Fig. 2.6b,c). Compte tenu de ces différentes échelles temporelles, plusieurs fréquences d'acquisition ont été utilisées.

Une campagne de mesures a été effectuée avec des caméras rapides PCO.1200 hs (1280×1024 pixels) afin d'analyser à haute fréquence (100 Hz) la dynamique d'érosion au tout début de l'expérience. La durée d'acquisition est de l'ordre de la minute (Fig. 2.6a). La taille du champ d'acquisition était de 16 cm de haut et 51 cm de large permettant une résolution spatiale de 25 pix/cm (Fig. 2.7).

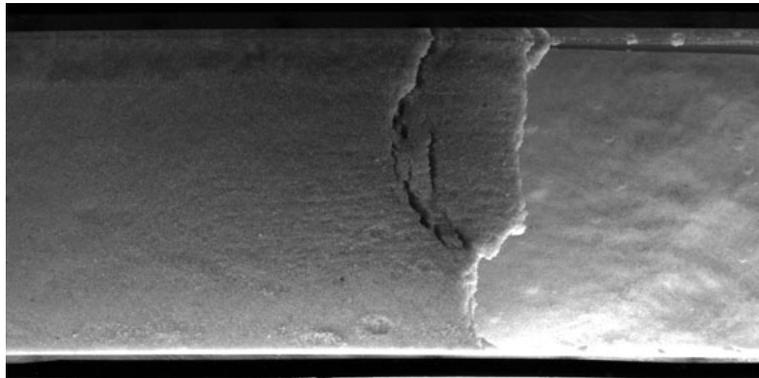


FIGURE 2.9 – Image du dessus de la falaise extraite d’une séquence à basse fréquence d’acquisition.

Pour les autres campagnes, pendant environ 4 h au début de chacune des expériences, la fréquence d’acquisition est choisie voisine de la fréquence des vagues (de l’ordre de 1 Hz) car la dynamique du système est encore assez rapide (Fig. 2.6b). Après cette période, la fréquence est ensuite réduite à environ 1/10 de la fréquence de houle jusqu’à la fin des expériences car le système tend à se stabiliser (Fig. 2.6c).

Deux types de caméras CCD numériques ont été utilisés pour la visualisation latérale, une PCO 2000 (2048×2048 pixels) et une PCO Sensicam (1280×1024 pixels). La taille du champ d’acquisition est de 25 cm de haut sur environ 1,1-1,4 m (Fig. 2.8). La résolution spatiale de la visualisation latérale est comprise entre 11,3 pix/cm et 18,6 pix/cm.

La caméra de dessus est synchronisée avec celle de la visualisation latérale. Les types de caméras utilisées sont une PCO 2000 (2048×2048 pixels), une PCO Sensicam (1280×1024 pixels) et une PCO Pixelfly (1280×1024 pixels). La taille de la fenêtre de visualisation est de $15\text{cm} \times 35\text{cm}$ (Fig. 2.9a) et la résolution spatiale varie de 35 pix/cm à 60 pix/cm.

Nous avons utilisé un éclairage continu comme source lumineuse en début d’expérience, puis un flash synchronisé avec l’acquisition des caméras pour la fin des expériences.

Comme les expériences sont réalisées en canal 2D, les évolutions hydrodynamique et morphologique sont supposées invariantes selon la direction transversale. Il est donc nécessaire de minimiser les effets de parallaxe de la visualisation latérale, c’est-à-dire diminuer l’incidence entre l’objectif de la caméra et le champ de visualisation. Pour cela, il faut éloigner suffisamment la caméra, nous avons ainsi dû utiliser des objectifs de longue focale (85 mm, 105 mm et 135 mm selon l’éloignement). Cependant, les expérimentations ont eu lieu dans différents endroits et nous étions contraints par l’espace disponible. Pendant une campagne de mesures, la distance entre la caméra et le canal était restreinte (environ 4,8 m). Pour les autres campagnes de mesures, nous avons pu éloigner d’avantage la caméra (environ 7,7 m) (Fig. 2.5b).

2.2.3 MESURE DE L’INTERFACE ENTRE LE SABLE ET LES FLUIDES ENVIRONNANTS

2.2.3.1 MESURE LATÉRALE

La détection de l’interface entre le sable et le fluide (eau ou air) s’effectue par du traitement d’images. Pour détecter ce contour, il faut repérer la surface de sable qui

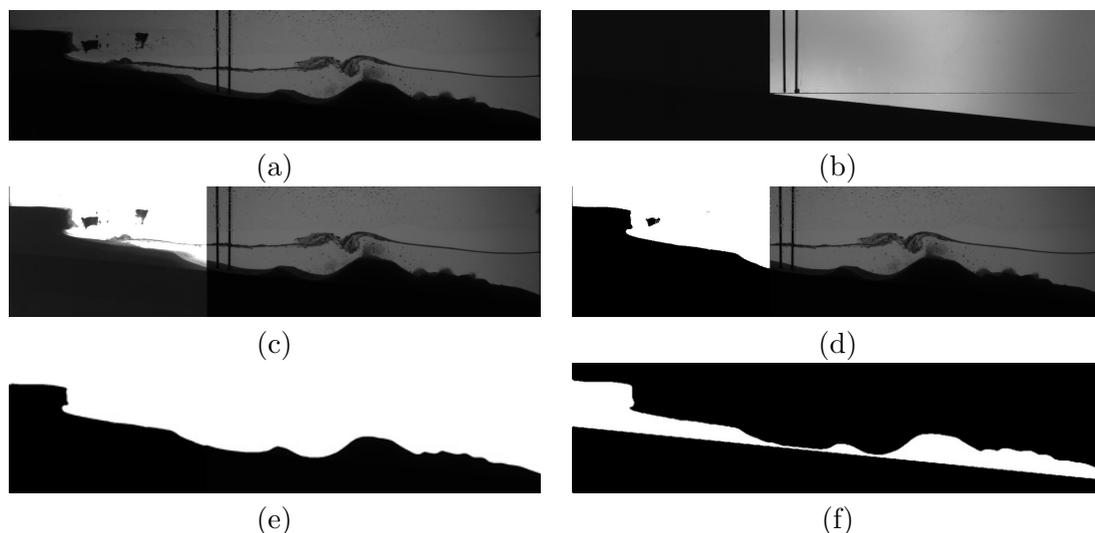


FIGURE 2.10 – Etapes de la détection de la surface de sable. (a) Image brute, (b) image de fond, (c) division par partie de l'image brute par l'image de fond, (d) seuillage par parties (binarisation), (e) filtrage des bruits aléatoires et opérations morphologiques d'érosion et dilatation, (f) contour détecté.

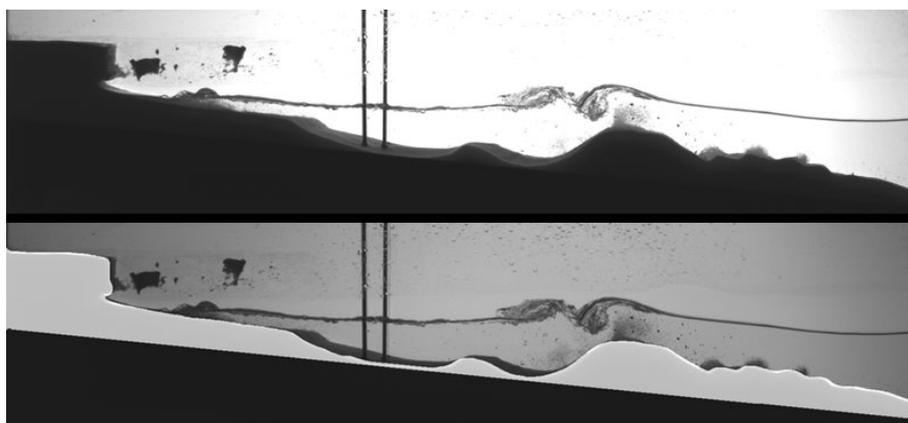


FIGURE 2.11 – Image brute (haut) et contour de sable détecté (bas).

correspond à un changement brutal de l'intensité lumineuse. Le but de l'opération est de transformer l'image à traiter en une autre dans laquelle les contours apparaissent en noir et blanc, c'est la binarisation. Cependant, pour bien détecter la surface voulue, il peut être nécessaire d'appliquer une binarisation par seuillage de l'image. C'est-à-dire qu'une fois qu'un seuil adéquat des niveaux de gris est trouvé, le seuillage associe le noir à tous les niveaux inférieurs au seuil et le blanc à tous les autres. L'image doit ensuite être filtrée des bruits aléatoires et le contour doit être lissé par des opérations morphologiques d'érosion et de dilatation.

Pour détecter le contour de la surface de sable à partir des images latérales, une image de fond doit être créée artificiellement car si l'on applique simplement une binarisation de l'image brute (Fig. 2.10a) par application d'un seuillage, un fort gradient vertical de niveau de gris au niveau de la falaise peut être observé. Cette image de fond est constituée à partir d'une image brute qui est constituée d'un masque de falaise plus grand et plus long que la falaise véritable (Fig. 2.10b). Une division par partie de la zone contenant la falaise

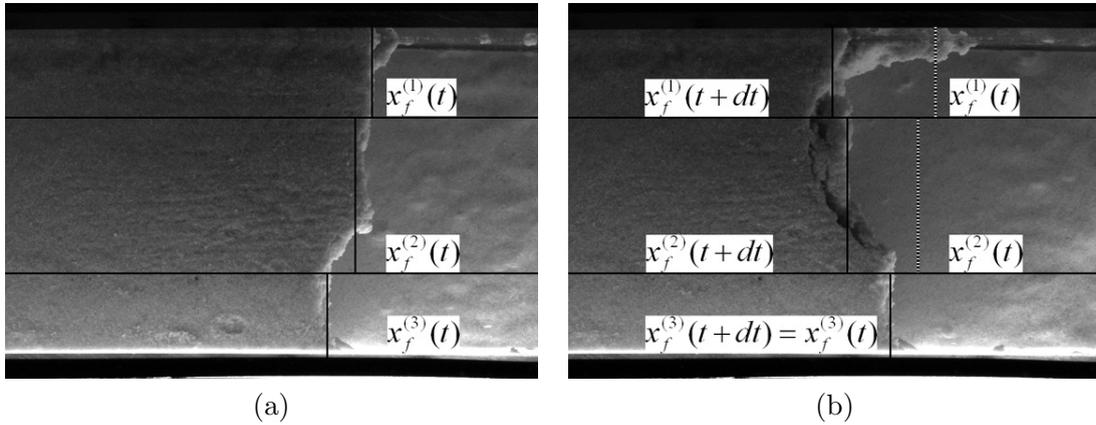


FIGURE 2.12 – Images du dessus de la falaise (a) avant effondrement à l'instant t , (b) après effondrement à l'instant $t + dt$, avec dt le pas de temps. Les (—) horizontaux délimitent les 3 zones considérées. $x_f^{(1)}$, $x_f^{(2)}$ et $x_f^{(3)}$ sont les positions de la falaise dans les zones 1, 2 et 3, respectivement.

de l'image brute par l'image de fond permet d'éliminer ce gradient vertical de niveau de gris (Fig. 2.10c).

Un seuillage par parties de l'image est effectué (binarisation), d'abord sur la zone contenant la falaise (Fig. 2.10d), puis sur toute l'image. Un filtrage des bruits aléatoires et des opérations morphologiques d'érosion et dilatation permettant de lisser le contour détecté sont appliqués (Fig. 2.10e). Nous éliminons la pente solide pour extraire uniquement le sable et une fonction de détection du contour est finalement utilisée (Fig. 2.10f). La superposition du contour de sable sur l'image brute est représentée sur la figure 2.11. Ces opérations de traitement d'images sont effectuées automatiquement sur une séquence d'images. Les profils détectés permettent ainsi de représenter l'évolution spatio-temporelle de l'élévation de la surface de sable z en fonction de l'abscisse longitudinale x et du temps t .

2.2.3.2 MESURE DE DESSUS

L'acquisition d'images de la falaise vue de dessus permet d'identifier directement sur les images les instants où se produisent des événements d'effondrement et de mesurer la forme du front de falaise dans la direction transversale.

Les événements d'effondrement peuvent être tridimensionnels, ainsi la position du front de falaise x_f varie transversalement (Fig. 2.9). Pour estimer le volume érodé et le recul de la position moyenne de la falaise, nous subdivisons transversalement les images en trois zones (Fig. 2.12). Deux zones de 3,5 cm sont définies au niveau des deux parois du canal, et une zone de 7 cm définit la moitié centrale du canal. Nous mesurons la position moyenne de la falaise dans chacune des zones, $x_f^{(1)}$, $x_f^{(2)}$ et $x_f^{(3)}$ (Fig. 2.12a). Nous estimons enfin la position moyenne du front de falaise x_f^m sur toute la largeur telle que :

$$x_f^m = \frac{x_f^{(1)}}{4} + \frac{x_f^{(2)}}{2} + \frac{x_f^{(3)}}{4} \quad (2.1)$$

Si nous considérons la position du front de falaise $x_f^{(j)}(t)$ ($j = 1, 2, 3$) à un instant t dans la zone (j) (Fig. 2.12a), lorsqu'un événement d'effondrement se produit à un instant $t + dt$, avec dt le pas de temps (Fig. 2.12b), nous pouvons en estimer la profondeur $L_{eff}^{(j)} = x_f^{(j)}(t) - x_f^{(j)}(t + dt)$ pour chacune des zones $j = 1, 2, 3$.

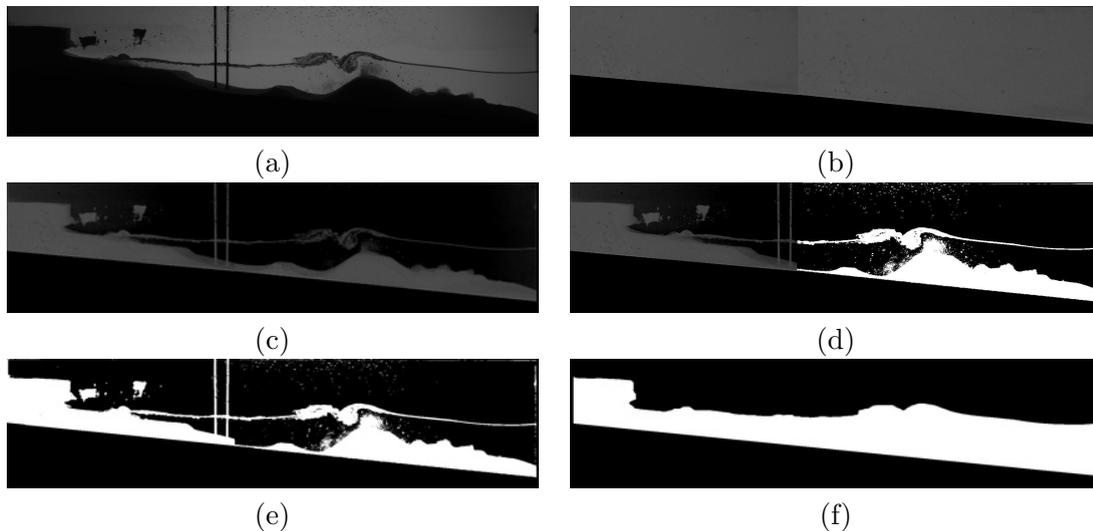


FIGURE 2.13 – Etapes de la détection de la surface libre. (a) Image brute, (b) image de fond, (c) soustraction de l'image de fond par l'image brute, (d) seuillage par parties et binarisation, (e) seuillage par parties et binarisation, (f) filtrage des bruits aléatoires et opérations morphologiques d'érosion et dilatation, contour détecté.

Nous pouvons ainsi déduire la profondeur d'un évènement d'effondrement L_{eff} et comme cette profondeur varie transversalement, nous choisissons de la calculer par le maximum des trois profondeurs mesurées dans les trois zones considérées :

$$L_{eff} = \max \left(L_{eff}^{(1)}, L_{eff}^{(2)}, L_{eff}^{(3)} \right) \quad (2.2)$$

2.2.4 MESURE DE LA POSITION DE LA SURFACE LIBRE

2.2.4.1 TRAITEMENT DU SIGNAL DES SONDÉS CAPACITIVES

Une technique proposée par Mansard & Funke (1980) a été utilisée pour estimer le flux d'énergie de houle incidente et réfléchi à partir des mesures effectuées avec les trois sondes capacitatives au large. La transformée de Fourier discrète permet d'évaluer une représentation spectrale d'un signal afin d'effectuer une analyse fréquentielle précise. Afin d'augmenter la précision spectrale et donc de mieux localiser les maxima du spectre, nous avons augmenté la taille des échantillons. Cela peut se faire par la technique du bourrage de zéros (*zero-padding*), qui consiste à compléter le signal d'entrée par des zéros. Le nombre de points d'analyse est donc augmenté, mais le nombre de points de signal utile reste le même. L'analyse spectrale a été effectuée sur des fenêtres glissantes de 2 minutes sur tout le signal avec un pas de temps d'1 minute.

2.2.4.2 TRAITEMENT D'IMAGES

Le principe général du traitement d'images pour détecter le contour de l'élévation de la surface libre est le même que celui pour détecter le contour de la surface de sable (Section (2.2.3.1)). L'algorithme de traitement d'images pour détecter la surface libre est semblable à celui de la détection de la surface de sable. Nous avons choisi de détecter l'interface entre l'air et le système eau/falaise. Pour détecter cette interface, il est nécessaire de créer une image de fond artificielle (Fig. 2.13b) afin d'éliminer les sondes, la surface libre et la falaise

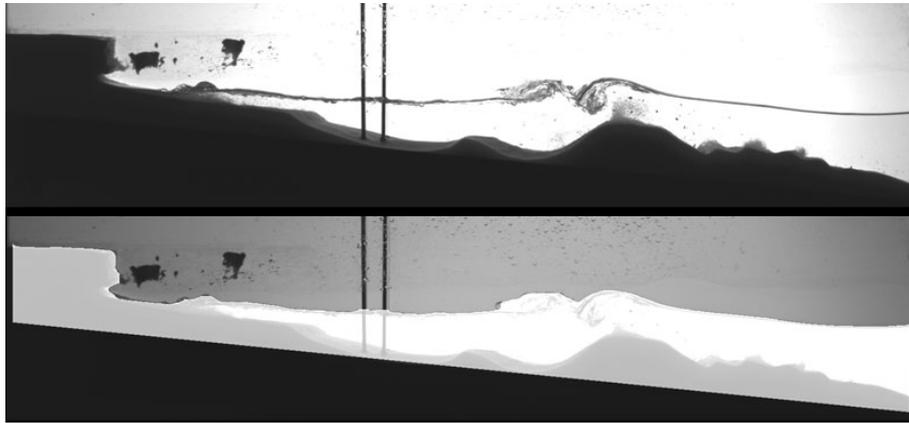


FIGURE 2.14 – Image brute (haut) et contour de la surface libre détectée (bas).

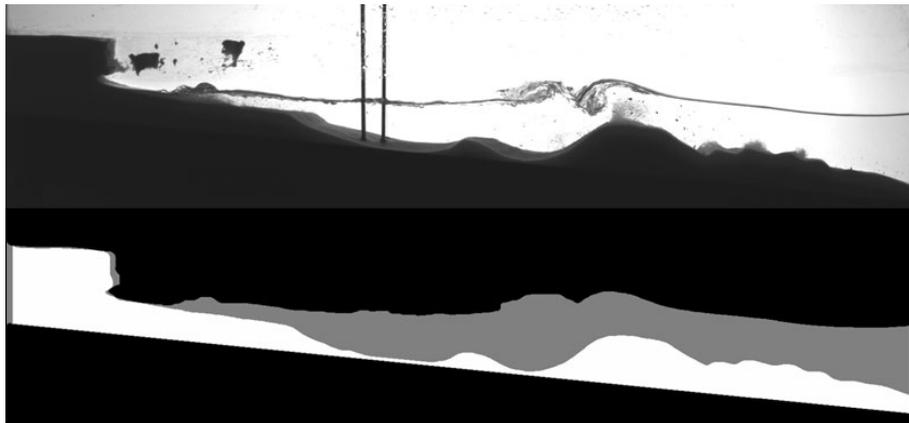


FIGURE 2.15 – Image brute (haut) et profils de la surface libre et du sable détectés (bas).

afin d'accentuer le contraste avec l'image brute (Fig. 2.13a). L'image brute est ensuite soustraite à l'image de fond (Fig. 2.13c). Comme l'eau est plus concentrée en sable près de la falaise qu'au large, la surface libre près de la falaise est plus facilement détectée qu'au large. Il est donc nécessaire de réaliser un seuillage par parties. Nous effectuons d'abord une binarisation par un fort seuillage de la zone au large pour augmenter le contraste et mieux repérer la surface libre (Fig. 2.13d). Puis un seuillage moindre pour la partie contenant la falaise (Fig. 2.13e). Afin de minimiser la détection des sondes, nous leur appliquons le plus faible seuillage. Les opérations morphologiques d'érosion et dilatation permettent d'éliminer les sondes, puis nous appliquons les mêmes opérations que précédemment (filtrage, opérations morphologiques, fonction de détection) (Fig. 2.13f). Une superposition du contour détecté et de l'image brute est représentée sur la Figure 2.14.

Il est maintenant possible de mesurer l'évolution spatiale de la profondeur d'eau $d(x)$ du large à la falaise (Fig. 2.15) en utilisant les détections de contours de sable et de la surface libre.

Grâce aux résultats du traitement d'images, nous estimons la hauteur moyenne des vagues $H(x)$ le long du canal entre la position de la limite supérieure et la position de la limite inférieure de l'enveloppe de l'élévation de la surface libre. Cette enveloppe est calculée par extraction, pour chaque abscisse, des extremums temporels de la surface libre (Fig. 2.16 (- - -)).

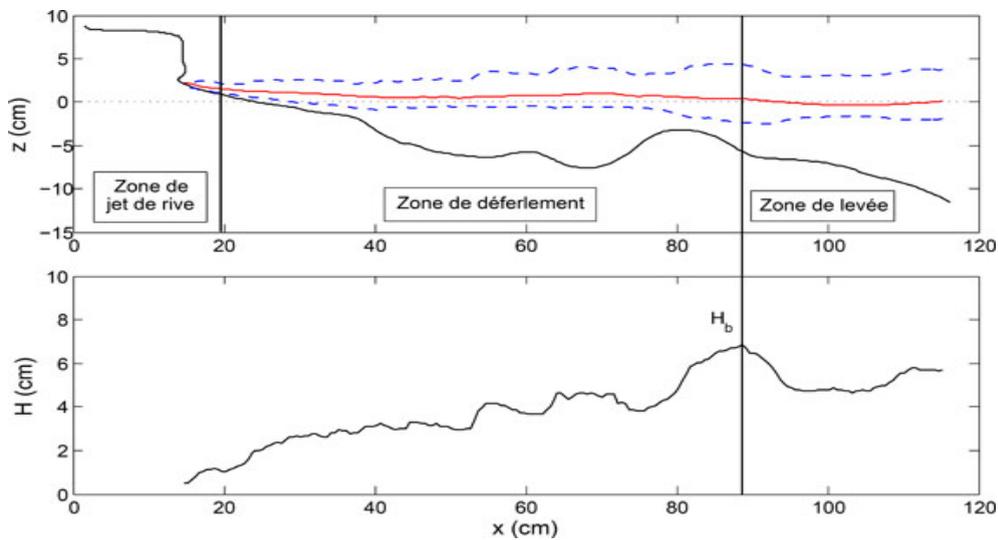


FIGURE 2.16 – Profils moyennés en temps du sable (—) et de la surface libre (—)(haut). L’enveloppe des vagues (- - -) permet de représenter $H(x)$ (bas). Les traits pleins verticaux délimitent les zones de levée, de déferlement et de jet de rive.

Nous pouvons ainsi déterminer le point de déferlement comme étant le lieu du maximum de la hauteur des vagues H_b (Fig. 2.16).

L’augmentation de la hauteur des vagues $H(x)$ du large vers la côte entre $x = 55 \text{ cm}$ et $x = 75 \text{ cm}$ sur la figure 2.16 traduit la présence de jets secondaires (*splash-up*) générés par le déferlement (plongeant dans ce cas), cette élévation peut être supérieure à la hauteur de vagues au déferlement H_b .

La transition de la zone de déferlement à la zone de jet de rive est repérée par le point à partir duquel la limite inférieure de l’enveloppe de la position de la surface libre est confondue avec le profil de sable. Le haut de la zone de jet de rive est situé à l’abscisse où la hauteur des vagues s’annule, cependant ce point est difficile à détecter avec précision sur les profils de $H(x)$, il est donc détecté directement sur les images brutes.

La faible résolution temporelle des prises de vue nécessite de disposer d’un nombre suffisant d’échantillons pour pouvoir mesurer avec précision l’enveloppe de la position de la surface libre et la moyenne temporelle de la position de la surface libre.

2.3 CHOIX DES PARAMÈTRES DE L'ÉTUDE

Afin de pouvoir modéliser en laboratoire le phénomène d’érosion d’une falaise, il faut diminuer les échelles temporelles et spatiales tout en s’assurant que les processus qui entrent en jeu sont représentatifs de ce qui peut être observé dans la nature. Cette cohérence est conditionnée par un dimensionnement pertinent du modèle, effectué par conservation de certains nombres sans dimension, garants de la similitude entre la nature et le modèle physique. Le dimensionnement doit s’effectuer à deux niveaux, à l’échelle de la falaise puis à celle de l’hydrodynamique. Cependant, le nombre important de paramètres de l’étude ne nous permet pas de satisfaire tous les paramètres adimensionnels qui assurent un bon dimensionnement du problème (Grasso et al. (2009)). Nous présentons et justifions d’abord le choix des paramètres de l’étude qui nous ont semblé pertinents pour étudier l’interaction entre les vagues et le massif de sable. Nous présentons ensuite la situation naturelle

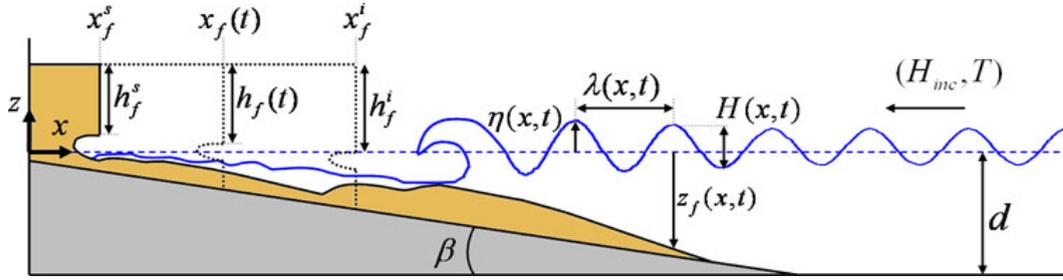


FIGURE 2.17 – Schéma de l'expérience : x_f^i et h_f^i sont la position et la hauteur initiales du front de falaise, $x_f(t)$ et $h_f(t)$ la position et la hauteur instantanées du front de falaise et x_f^s et h_f^s la position et la hauteur stables du front de falaise. $H(x, t)$, $z_f(x, t)$, $\lambda(x, t)$ et $\eta(x, t)$ sont la hauteur des vagues, la profondeur d'eau, la longueur d'onde et l'élévation de la surface libre instantanées à l'abscisse x .

à laquelle ce choix correspond par la vérification des lois de similitude. Finalement, nous présentons les conditions des campagnes de mesures effectuées.

2.3.1 PARAMÈTRES DE L'ÉTUDE

Une représentation schématique de l'expérience est donnée sur la Figure 2.17. L'origine du repère (x, z) est situé en bout de canal côté lit sédimentaire ($x = 0$) au niveau de la surface libre au repos $z = 0$. L'axe des ordonnées z est orienté vers le haut et l'axe des abscisses x est dirigé du massif sédimentaire vers le large. La profondeur d'eau au repos d est de 15 cm (Fig. 2.17).

Le problème que nous considérons présente de nombreux paramètres (Fig. 2.17) :

- Paramètres hydrodynamiques : la hauteur des vagues incidentes H_{inc} (que nous noterons H par la suite), la période T et la profondeur d'eau d .
- Paramètres de la falaise de sable et du fond : la hauteur initiale de la falaise h_f^i (que nous noterons h_f par la suite), définie comme étant la distance entre la surface libre au repos ($z = 0$) et le sommet de la falaise, la position initiale de la falaise x_f^i , la pente du fond $\tan \beta$, la densité ρ_m et le diamètre médian de grain D_{50} du matériau, la teneur en eau w dans le massif, les contraintes de tension S_t et de cisaillement S_s (ou cohésion c) et la tension superficielle γ .

Nous avons choisi de fixer la pente du fond $\tan \beta = 10\%$, la teneur en eau dans le massif est fixée pour un type de sable par le protocole de drainage du massif (elle a été mesurée pour un sable de diamètre médian $D_{50} = 0,11 \text{ mm}$ à $w \approx 20\%$ sur la hauteur du massif) et la position initiale de la falaise est fixée à $x_f^i = 40 \text{ cm}$.

Nous pouvons contrôler la hauteur initiale de la falaise h_f^i . Nous pouvons mesurer la position et la hauteur instantanées de la falaise à un instant t $x_f(t)$ et $h_f(t)$, nous pouvons également déterminer la position et la hauteur stables de la falaise x_f^s et h_f^s , ainsi que l'instant t^s de cette stabilisation.

Dans un premier temps, l'objectif est d'estimer l'influence du forçage hydrodynamique sur la dynamique du système. Nous avons donc besoin d'identifier des paramètres pertinents pour étudier le recul de la falaise et caractériser la morphologie du fond. L'érosion des falaises est fortement liée à l'énergie des vagues en pied de falaise et le flux d'énergie

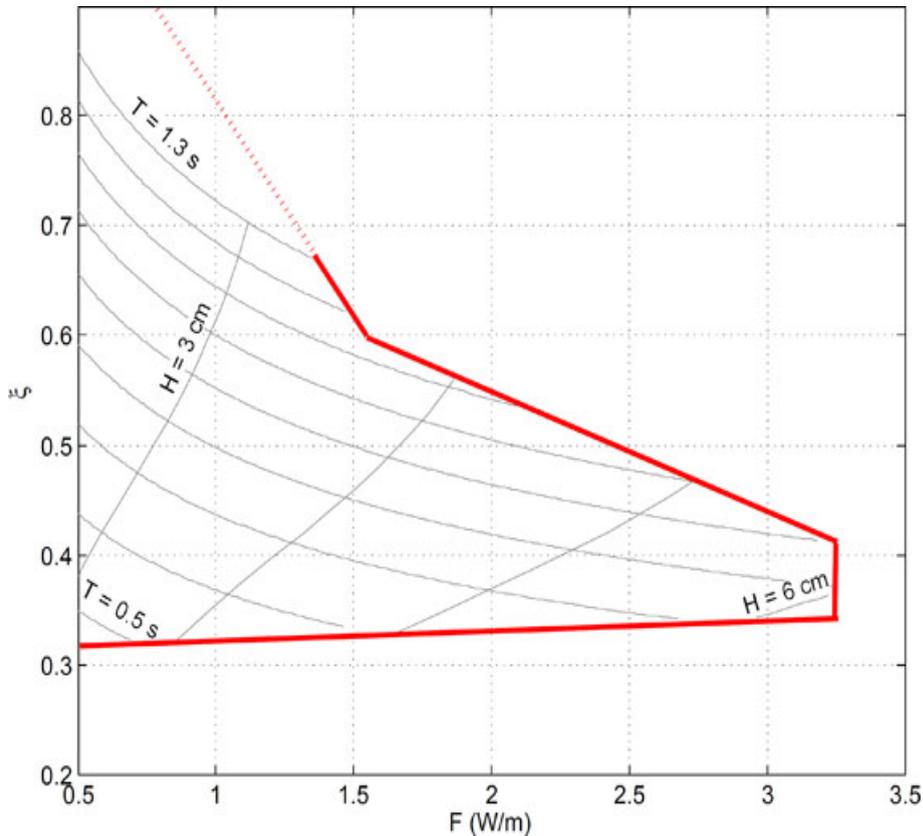


FIGURE 2.18 – Diagramme des régimes de houle accessibles dans le canal dans le plan (F, ξ) . Les isopériodes de $T = 0,5$ s à $T = 1,3$ s (avec un pas de $0,1$ s) et les isoamplitudes de $H = 3$ cm à $H = 6$ cm (avec un pas de 1 cm) sont représentées (—). Les limitations (— et ...) sont imposées par le canal à houle. Celle en pointillés est approximative, elle limite une zone à basses fréquences et faible amplitude des vagues, cette zone ne sera pas exploitée.

des vagues incidente F_{inc} semble être un paramètre pertinent. Le flux d'énergie d'une houle linéaire sur fond plat par unité de longueur s'écrit :

$$F = \frac{1}{8} \rho g H^2 C_g \quad (2.3)$$

où ρ est la densité de l'eau et C_g est la vitesse de groupe des vagues. Par la suite, nous noterons la hauteur et le flux d'énergie des vagues incidentes $H = H_{inc}$ et $F = F_{inc}$.

L'énergie des vagues qui érode le pied de la falaise dépend de la transformation de la houle le long du profil du fond, en particulier de sa dissipation. Cette dissipation va dépendre du type de déferlement, et le paramètre de similitude de surf ξ (Eq. 1.5) permet de le déterminer.

Nous choisirons donc ces 2 paramètres (F, ξ) pour caractériser le forçage de houle et estimer leur influence sur le type de morphologie du fond et sur l'érosion du front de falaise. Les gammes de ces paramètres, dont les limites sont fixées par les caractéristiques du canal, sont représentés sur la Figure 2.18.

Sables	D_{50} (μm)	ρ_s (g/cm^3)	w_s (cm/s)	c (Pa)	Composition
S110	110	2,65	0,79	$\sim 820-2060$	silice
C412	412	2,76	5,45	$\sim 280-550$	calcite
S276	276	2,65	3,24	$\sim 410-820$	silice
S475	475	2,65	6,04	$\sim 240-470$	silice

TABLE 2.1 – Caractéristiques des différents types de sable utilisé.

2.3.2 CHOIX DU MATÉRIAU DE LA FALAISE

En ce qui concerne la falaise, nous devons faire un compromis entre la représentativité de la dynamique de la falaise et celle du fond à l'avant de la falaise. Damgaard & Dong (2004) ont réalisé une expérience de recul de falaise sur une échelle de temps de quelques heures. La falaise était composée de sable grossier ($D_{50} = 0.23 \text{ mm}$) ou d'un mélange de sable grossier et d'argile, le tout mélangé à de l'eau. Ce type de mélange semble assez bien convenir pour pouvoir reproduire et observer l'érosion de falaise par la houle. Nous avons donc choisi d'utiliser du sable grossier pour modéliser la falaise.

Nous avons utilisé quatre types de sable que nous appellerons C412, S110, S276 et S475. La première lettre correspond à la composition du sable (C pour calcite et S pour silice) et le chiffre qui suit représente le diamètre médian des grains D_{50} en μm . La Table (2.1) présente les caractéristiques de ces quatre sables, leur composition, leur taille de grain D_{50} , leur densité ρ_s et leur vitesse de chute w_s . La densité des sables C412 et S110 a été mesurée avec un pycnomètre automatique à hélium. Un granulomètre laser a permis de mesurer la distribution de leurs tailles de grain (Fig. 2.19a,b). La densité et la distribution des tailles de grain des sables S276 et S475 ont été fournies par le fournisseur (Fig. 2.19c,d).

La représentation précédente (ξ vs F) caractérise les régimes de la houle incidente, elle ne permet donc pas de prendre en compte l'influence des caractéristiques du sable. Deux paramètres hydro-sédimentaires adimensionnels peuvent être introduits, le paramètre de Shields Θ (Eq. 1.6) et le nombre de Dean Ω (Eq. 1.7). Le paramètre de Shields Θ caractérise la capacité du fluide à mettre en mouvement le sédiment par cisaillement, et le nombre de Dean Ω indique si un grain de sédiment est mobilisé par le mouvement vertical de la houle.

2.3.3 MODÉLISATION PHYSIQUE

Pour simuler un système représentatif du cas naturel, le dimensionnement de modèles à échelle réduite doit satisfaire trois critères de similitude : la similitude géométrique, cinématique et dynamique.

Soit X^* le rapport d'une quantité physique du modèle X^M sur celle de la nature X^N :

$$X^* = \frac{X^M}{X^N} \quad (2.4)$$

X^* peut ainsi représenter un rapport d'échelles géométrique, des temps, des densités, des vitesses, des accélérations ou des contraintes.

Le critère de similitude géométrique implique la conservation de l'échelle géométrique L^* .

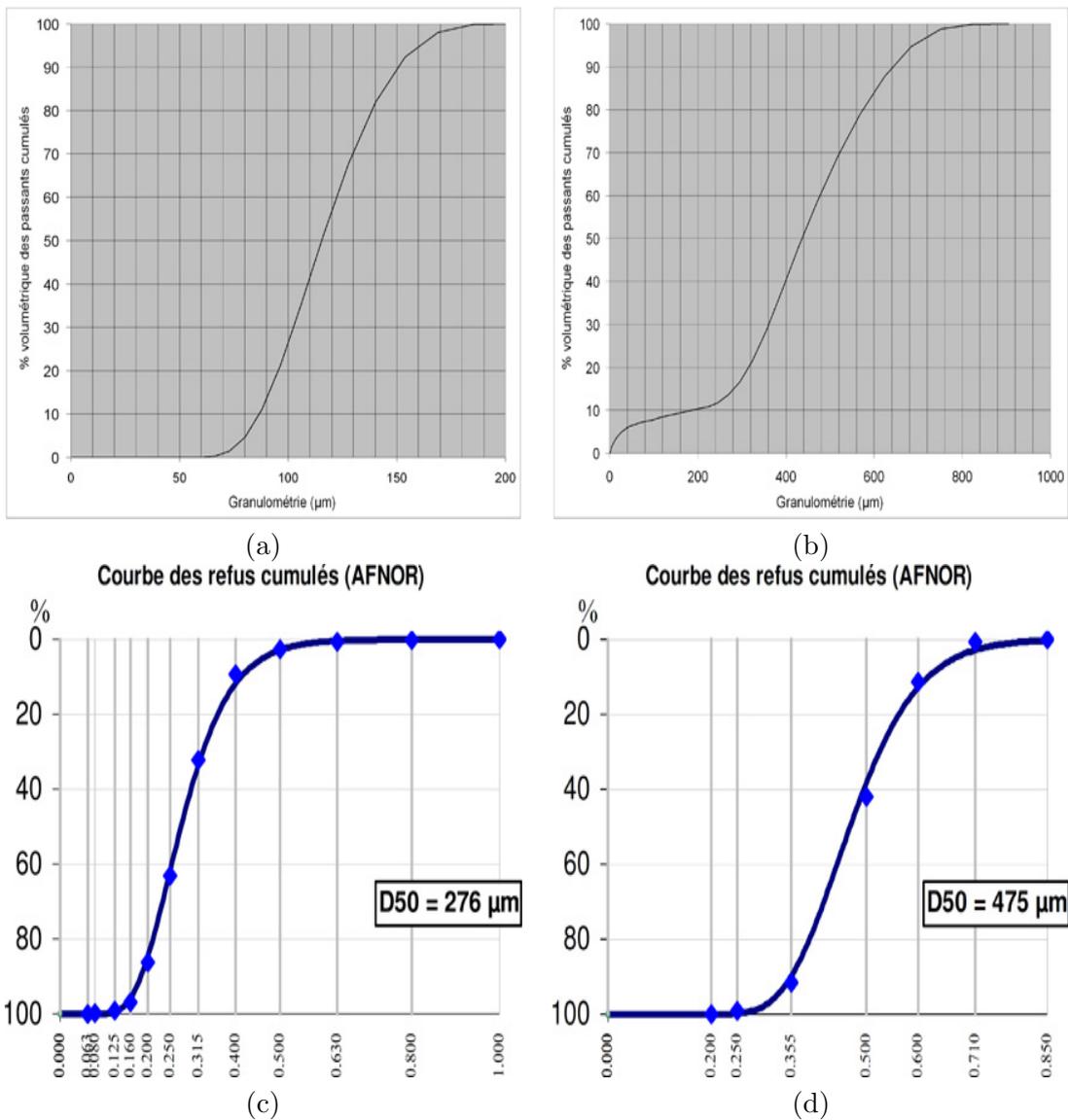


FIGURE 2.19 – Courbes granulométriques des sables (a) S110 ($D_{50} = 0,11$ mm), (b) C412 ($D_{50} = 0,41$ mm), (c) S276 ($D_{50} = 0,28$ mm) et (d) S475 ($D_{50} = 0,48$ mm). Les sables S110 et C412 ont été mesurés à l'aide d'un granulomètre laser, les courbes des sables S276 et S475 proviennent du fabricant.

Le critère de similitude cinématique apparaît dans les quantités de vitesse v et d'accélération a en fonction de l'échelle géométrique L^* et de l'échelle des temps T^* telles que :

$$v^* = L^* T^{*-1}, \quad a^* = L^* T^{*-2} \quad (2.5)$$

Le critère de similitude dynamique intervient notamment dans l'expression du rapport des contraintes faisant intervenir les rapports de densité ρ^* , gravité g^* et longueur L^* :

$$\sigma^* = L^* \rho^* g^* \quad (2.6)$$

Comme nos expériences se font dans le champ de gravité normal, le rapport de gravité g^* vaut 1. De plus, la densité du matériau utilisé est proche de celle de la nature ($\rho^* \approx 1$). L'équation précédente peut alors se simplifier et s'écrit :

Paramètres dimensionnels	Modèle falaise de sable humide	Nature falaise rocheuse
H (m)	≤ 0.06	≤ 6
T (s)	0.5-2	5-20
λ (m)	0.38-1.61	38.4-161.1
d (m)	0.15	15
h_f (m)	0.05-0.15	5-15
c (kPa)	0.23-1.1	23-110
L_{enc} (m) (<i>tension</i>)	0.01-0.04	0.99-3.74
L_{enc} (m) (<i>cisaillement</i>)	0.01-0.06	1.17-5.61

TABLE 2.2 – Paramètres dimensionnels de l'étude du modèle et de la nature selon les lois d'échelle choisies.

$$\sigma^* = L^* \quad (2.7)$$

Le rapport des contraintes entre le modèle et la nature doit donc être égal au rapport des longueurs caractéristiques entre le modèle et la nature. La résistance de la falaise du modèle est donc autant réduite par rapport à la nature que les longueurs géométriques du problème.

Le dispositif expérimental restreint la gamme des paramètres de houle (H, T), ce sont donc ces paramètres qui fixent l'échelle géométrique et temporelle. La période de houle T^M disponible est comprise entre 0,5 s et 2 s. Dans la nature, la période des vagues T^N est environ 10 fois plus élevée, nous considérons donc que le rapport d'échelle de temps vaut $T^* = 10^{-1}$.

Nous avons choisi une profondeur d'eau $d = 15$ cm, ce qui correspond à une hauteur des vagues H^M limitée à 6 cm par la consigne du batteur à houle. Dans la nature, les vagues ont une hauteur de l'ordre de quelques mètres, il y a donc un facteur 50 entre les deux échelles de longueurs. Nous considérons que le rapport d'échelles géométriques vaut $L^* = 10^{-2}$.

En se reposant sur les paramètres de houle limités par le dispositif expérimental, nous obtenons donc que le rapport de longueur caractéristique est $L^* = 10^{-2}$ et celui de temps caractéristique est $T^* = 10^{-1}$.

A partir de ces considérations, nous allons appliquer ces rapports d'échelles L^* et T^* pour savoir si ils sont pertinents pour reproduire la dynamique d'érosion de falaise et la morphodynamique du fond.

Nous avons choisi de fixer la profondeur d'eau à $d^M = 15$ cm, et d'après le rapport d'échelles géométriques, cela correspondrait à une profondeur d'eau dans la nature de $d^N = 15$ m. La gamme de hauteurs de falaise considérées est 5 cm $\leq h_f^M \leq 15$ cm, ce qui correspond à des falaises de hauteur faible 5 m $\leq h_f^N \leq 15$ m.

Dans la nature, l'échelle caractéristique de longueur de la plateforme sableuse, c'est-à-dire la distance entre le trait de côte et l'escarpement de la plateforme sableuse, est de l'ordre de la centaine de mètres. Dans notre modélisation physique, cette échelle est de l'ordre du mètre, ce qui est cohérent avec le rapport d'échelles géométriques ($L^* = 10^{-2}$).

La cohésion solide d'une falaise naturelle est modélisée ici par une cohésion capillaire.

Les sables utilisés dans cette étude sont des sables grossiers, et la cohésion d'un sable grossier humide c^M a été estimée entre 230 Pa et 1100 Pa (LeCossec (2010)). Nous l'estimons à partir de l'équation (1.4) pour les différents sables utilisés entre environ 240 Pa et 2060 Pa selon le diamètre du grain (Table 2.1). Si nous ne considérons pas le sable le plus fin (S110), la cohésion estimée est comprise entre 240 Pa et 820 Pa, soit du même ordre que l'estimation de LeCossec (2010).

Comme le rapport des contraintes entre le modèle et la nature σ^* est égal à l'échelle géométrique L^* (Eq. 2.7), la cohésion de la falaise modélisée correspond à une cohésion dans la nature 100 fois plus grande, c'est-à-dire $23 \text{ kPa} \leq c^N \leq 110 \text{ kPa}$. Cette gamme correspond à des falaises peu consolidées de type argileuses et/ou sableuses. Notre modélisation représente donc des falaises peu consolidées de faibles hauteurs. En supposant que la valeur de la résistance du matériau à la tension est approximativement égale à la moitié de la cohésion (résistance au cisaillement) $S_t = c/2$ (Sitar et al. (1980)), nous pouvons estimer la profondeur critique de l'encoche L_{enc}^c avant un événement d'effondrement en tension (Eq. 1.1). Nous pouvons également l'estimer pour un événement d'effondrement par cisaillement (Eq. 1.2, $S_s = c$). La gamme de valeurs de ces profondeurs critiques de l'encoche est calculée pour une densité apparente du matériau estimée à $\rho_m = 2,0 \text{ g/cm}^3$ (Table 2.2). Nous remarquons que le rapport de ces profondeurs entre le modèle et la nature est égal à l'échelle géométrique L^* pour les deux types d'effondrements. Nous pouvons observer que les valeurs de ces profondeurs du modèle (ou de la nature) sont du même ordre. Cependant l'expression de la profondeur critique de l'encoche L_{enc}^c avant un effondrement par cisaillement montre que L_{enc}^c est indépendante de la hauteur de falaise h_f . Par contre, pour un effondrement en tension, l'expression de la profondeur critique de l'encoche L_{enc}^c montre une dépendance en $h_f^{1/2}$. Nous analyserons donc dans quel type les événements d'effondrement se situent nos expériences.

Le mouvement des vagues peut être caractérisée par deux nombres sans dimension, le nombre de Froude et le nombre de Reynolds qui font intervenir les paramètres hydrodynamiques.

Le nombre de Froude s'écrit :

$$F_r = \frac{H\omega}{2\sqrt{gd}} \quad (2.8)$$

où $\omega = 2\pi/T$ est la pulsation des vagues. Le nombre de Froude caractérise le rapport entre la vitesse du fluide et la célérité des ondes longues en eaux peu profondes. Deux régimes d'écoulement peuvent être identifiés, pour $F_r \leq 1$, le régime est fluvial et pour $F_r \geq 1$ le régime est torrentiel.

La similitude du nombre de Froude (Eq. 2.8) entre le modèle et la nature implique que l'échelle de temps T^* s'écrit en fonction de l'échelle géométrique L^* :

$$T^* = \sqrt{L^*} \quad (2.9)$$

Notre choix de rapports d'échelles $L^* = 10^{-2}$ et $T^* = 10^{-1}$ satisfait donc la conservation du nombre de Froude, sa valeur n'excède pas 0,22 (Table 2.3).

Le nombre de Reynolds qui représente le rapport des phénomènes inertiels sur les phénomènes visqueux, détermine si le régime est laminaire ou turbulent. Il s'écrit :

$$Re = \frac{A_p\omega d}{\nu} \quad (2.10)$$

où A_p l'excursion d'une particule par la houle au fond avec, pour une houle linéaire :

Paramètres adimensionnels	Modèle	Nature
F_r	≤ 0.22	≤ 0.22
$Re(\times 10^3)$	≤ 56.5	≤ 56500
Θ	≤ 0.82	≤ 23.87
ξ	≥ 0.32	≥ 0.32
Ω	≤ 10.8	≤ 108

TABLE 2.3 – Paramètres adimensionnels de l'étude du modèle et de la nature selon les lois d'échelle choisies.

$$A_p = \frac{H}{2 \sin kd} \quad (2.11)$$

avec k le nombre d'onde.

La similitude du nombre de Reynolds (Eq. 2.10) entre le modèle et la nature implique que $T^* = (L^*)^2$. Il est clair que la conservation du nombre de Reynolds Re n'est pas vérifiée. Les nombre de Froude F_r et de Reynolds Re ne peuvent être conservés qu'à l'échelle 1. La gamme des valeurs du nombre de Reynolds que nous obtenons est plus faible d'un rapport 10^3 (Table 2.3), l'écoulement est donc moins turbulent que dans la nature.

De même, le paramètre de Shields Θ (Eq. 1.6) n'est pas conservé, le sable grossier ne nous permet pas d'avoir un régime de transport de sédiment de mise en suspension correspondant à la nature notamment au déferlement et dans la génération du jet de rive. Le paramètre de Shields est réduit d'un rapport 30 (Table 2.3).

D'autres études ont montré que la modélisation physique de la morphodynamique de plage à échelle réduite ne permet pas de satisfaire la similitude simultanée de tous les paramètres adimensionnels qui régissent l'hydrodynamique et le transport sédimentaire. D'après Dean & Dalrymple (2001), les modèles morphologiques peuvent seulement être basés sur la similitude des paramètres de Froude F_r et de Dean Ω . Les échelles géométrique L^* et temporelle T^* déterminées ci-dessus vérifient la similitude du nombre de Froude F_r . Cependant pour satisfaire celle du nombre de Dean Ω pour du sable grossier à densité, et donc vitesse de chute, nous devons vérifier que $T^* = L^*$. En fait pour conserver le nombre de Dean, du sédiment à faible densité est généralement utilisé (Grasso et al. (2009)). Dans notre cas, le fait d'utiliser du sable à densité similaire à du sable naturel conduit à un nombre de Dean Ω faible (Table 2.3) mais reste dans une gamme de valeurs satisfaisantes permettant d'obtenir une variété de types de morphologie.

Le paramètre de similitude de "surf" ξ (Eq. 1.5) peut influencer la morphodynamique du fond. Pour conserver ce paramètre, la pente du fond entre le modèle et la nature doit être conservée, cependant cette pente va être modulée par l'auto-organisation du fond sableux. Comme le nombre de Dean Ω , les valeurs de ce paramètre de similitude de "surf" ξ reste néanmoins dans une gamme suffisante pour notre modélisation.

2.4 CAMPAGNES DE MESURES

Nous présentons maintenant le protocole de mise en place de la falaise dans le canal à houle et les conditions des différentes campagnes de mesures effectuées.

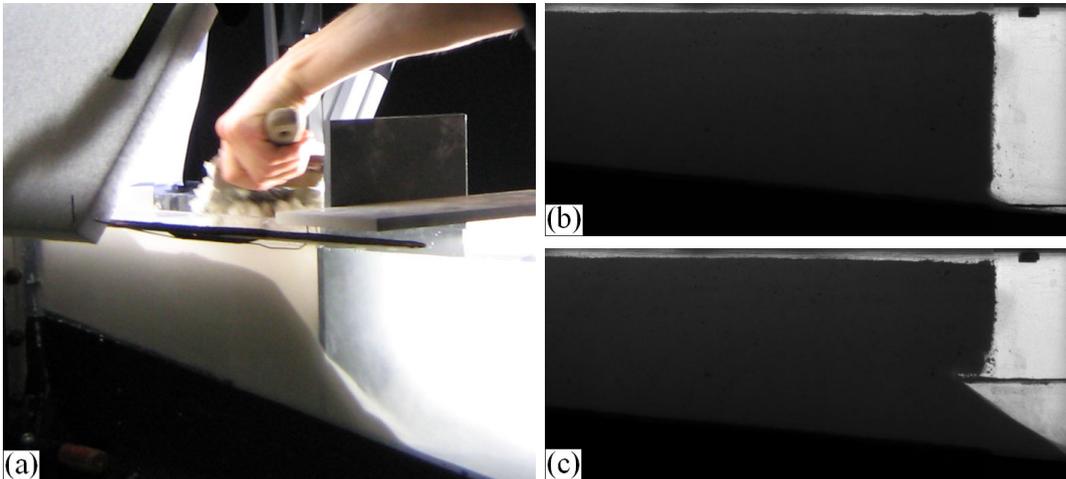


FIGURE 2.20 – Photos (a) de la mise en place de la falaise, la plaque limitant le massif est visible à droite de la main. Photos latérales (b) après les coupes horizontale et verticale de la falaise et (c) avant la mise en marche du batteur à houle.

2.4.1 MISE EN PLACE DE LA FALAISE

Le protocole pour construire la falaise de sable humide est toujours le même pour l'ensemble des expériences :

1. le canal est entièrement rempli d'eau ;
2. une plaque verticale est disposée à $x \approx 60 \text{ cm}$ et le sable est immergé sur la pente rigide entre le bout du canal $x = 0 \text{ cm}$ et la plaque (Fig. 2.20a). La plaque permet de mouler le sable pour éviter qu'il s'effondre ;
3. une coupe horizontale est effectuée pour fixer la hauteur de falaise h_f désirée ;
4. le canal est vidé très lentement (vitesse de vidange du canal de l'ordre de 5 mm/min) de façon à drainer le massif de sable ($\sim 30\text{-}60\text{min}$) ;
5. une fois le matériau émergé, la plaque verticale est enlevée et une coupe verticale est effectuée à $x = 40 \text{ cm}$ de façon à obtenir une position initiale du front de falaise constante ($x_f^i = 40 \text{ cm}$) (Fig. 2.20b) ;
6. au bout d'environ 2 h de drainage, le canal est rempli à $d = 15 \text{ cm}$, la base de la falaise est submergée et une encoche initiale apparaît pendant le remplissage par perte de cohésion (Fig. 2.20c), puis le générateur de vague est aussitôt activé.

2.4.2 ORGANISATIONS PRATIQUES

Nous présentons ici les conditions des campagnes de mesures effectuées, les difficultés rencontrées et les solutions apportées.

La première campagne de mesures s'est effectuée dans le Hall Castex de l'IMFT (Fig. 2.21a). Cette campagne s'est déroulée en Janvier 2009, soit quelques mois après le début de la thèse. Elle a fait l'objet de la mise en place du dispositif expérimental et de mesures. Cela nous a permis d'examiner les difficultés que l'on pouvait rencontrer. La première des difficultés fût de bien disposer la caméra qui prenait les acquisitions de dessus. En effet, cette caméra ne devait pas être dans le champ d'acquisition de l'autre caméra. Mais la principale difficulté était la présence de la lumière du jour dans le Hall (mur et plafond) qui rayonnait



(a)



(b)

FIGURE 2.21 – Dispositif expérimental dans l'«ancien» Hall Castex des campagnes (a) 1, 2 et (b) 3.



FIGURE 2.22 – Dispositif expérimental de la campagne 4 dans le bâtiment Camichel. Le convergent de la tuyère de la soufflerie est visible au dessus du canal.

dans l'eau du canal. Cela changeait les niveaux de gris des images acquises, nous avons donc disposé un tissu noir sur le dessus du canal pour éviter cette variation (Fig. 2.21a). De plus, un éclairage par néon dans le Hall était situé à l'arrière de la caméra latérale, dans l'axe entre la paroi de visualisation du canal et la caméra. Ces éclairages parasites ont engendré des reflets sur la paroi de visualisation de canal. Un panneau à l'arrière de la caméra des acquisitions latérales a été disposé pour limiter cet effet indésirable.

La deuxième campagne de mesures s'est faite à la suite de la première en Février 2009. Cette campagne était la seule qui avait pour but de réaliser des acquisitions d'images à haute fréquence d'acquisition. Les difficultés liées à un contrôle difficile de l'éclairage étaient les mêmes que la campagne précédente.

La troisième campagne s'est déroulée pendant l'été 2009. Une cage a été recouverte de tissu noir, et des ouvertures ont été faites pour les champs d'acquisition des deux caméras pour éviter les problèmes de reflets sur la paroi du canal (Fig. 2.21b). De plus, la caméra latérale a été aussi protégée de la lumière grâce à une bâche noire. Cependant, la lumière était plus intense et le jour durait plus longtemps. Et malgré la présence de la cage et de la création de fenêtres de visualisation, la lumière rayonnait du plafond du Hall à travers la fenêtre supérieure directement sur la paroi de visualisation du canal. Nous avons donc



FIGURE 2.23 – Dispositif expérimental des campagnes 5 et 6 dans le “nouveau” Hall Castex.

rajouté un “auvent” de tissu noir.

Suite à cette campagne, des travaux de rénovation ont été réalisés dans le Hall Castex pendant près d’une année. Le canal a donc été déplacé dans le bâtiment Camichel. Le canal fait près de 5 mètres et nous devons avoir une distance suffisante pour disposer les caméras et la source lumineuse, cependant l’espace était restreint. L’idée retenue fût d’utiliser l’espace disponible sous l’entrée de la grande soufflerie comme champ de vision. Le canal fût donc disposé parallèlement à la grande soufflerie d’un côté, et les caméras de l’autre côté (Fig. 2.22). La distance entre la caméra latérale et le canal était malgré tout plus faible que pour les campagnes antérieures. J’ai réalisé la quatrième campagne de mesures dans ces conditions lors de l’été 2010. Dans ce lieu, nous étions moins exposés à la lumière, le seul inconvénient fût de ne pas pouvoir effectuer d’expériences lorsque la grande soufflerie était en marche (un jour par semaine).

Les travaux du Hall Castex terminés, nous avons ainsi déplacé une dernière fois le dispositif dans le nouveau Hall (Fig. 2.23). Les cinquième et sixième campagnes y ont été réalisées au début de l’hiver 2010 et au début du printemps 2011, et aucune complication n’a été constatée.

Le type de matériel de visualisation utilisé et les paramètres étudiés pour chacune des campagnes de mesures sont décrits dans la Table 2.4.

Campagnes	Dates	Paramètres étudiés	Caméra latérale	Caméra dessus	Lieux
1	19/01/2009 30/01/2009	(F, ξ) h_f V_s^e	PCO 2000 (2048 × 2048)	PCO 2000 (2048 × 2048)	“Ancien” Hall Castex
2	09/02/2009 16/02/2009	(F, ξ)	PCO 1200 hs (1280 × 1024)	PCO 1200 hs (1280 × 1024)	“Ancien” Hall Castex
3	16/06/2009 28/07/2009	(F, ξ) h_f D_{50}	PCO Sensicam (1280 × 1024)	PCO Sensicam (1280 × 1024)	“Ancien” Hall Castex
4	02/06/2010 11/09/2010	(F, ξ) h_f D_{50}	PCO 2000 (2048 × 2048)	PCO Sensicam (1280 × 1024)	Bâtiment Camichel
5	30/11/2010 02/02/2011	(F, ξ) h_f D_{50}	PCO 2000 (2048 × 2048)	PCO Sensicam (1280 × 1024)	“Nouveau” Hall Castex
6	07/03/2011 07/04/2011	(F, ξ) D_{50} $d(t)$	PCO 2000 (2048 × 2048)	PCO Sensicam et Pixelfly (1280 × 1024)	“Nouveau” Hall Castex

TABLE 2.4 – Caractéristiques des campagnes de mesures, types de caméras utilisés et paramètres étudiés.

DANS ce chapitre, nous cherchons à savoir comment une falaise recule sous un certain forçage de houle. Dans le but de mieux comprendre le comportement de la falaise soumise à un régime de houle constant, nous voulons savoir si la profondeur des évènements d'effondrement L_{eff} est influencée par le forçage de houle (F, ξ) . Ce qui peut nous permettre d'identifier si les évènements d'effondrement sont provoqués par cisaillement ou en tension.

Les mécanismes d'érosion de la falaise dans la phase initiale sont d'abord analysés. Nous étudions ensuite l'influence du forçage de houle (F, ξ) sur l'évolution temporelle de la position de la falaise $x_f(t)$ et sur la vitesse moyenne de recul de la falaise. Nous mesurons la profondeur moyenne des évènements d'effondrement L_{eff}^m que nous analysons en fonction du forçage de houle (F, ξ) . Nous mesurons également la profondeur critique de l'encoche L_{enc}^c et la hauteur critique de falaise h_f^c avant un effondrement afin d'en déduire une estimation de la cohésion de la falaise c . Le but est également de savoir si l'érosion de la falaise est plus importante avec une falaise de sable fin ou grossier. Nous analysons donc l'effet de la taille de grain du sable D_{50} qui compose la falaise sur l'évolution temporelle de la position de la falaise $x_f(t)$ et sur le recul de la falaise R_f . Pour savoir si une falaise composée de sable plus fin est plus résistante, nous mesurons la profondeur moyenne des évènements d'effondrement L_{eff}^m en fonction de la taille de grain du sable D_{50} .

3.1 EROSION DE LA FALAISE DANS LA PHASE INITIALE

Au début de chaque expérience, les mécanismes d'érosion de la falaise sont différents de ceux de la continuation de l'expérience. Il existe une période transitoire de quelques minutes où l'impact des vagues sur la falaise est différent jusqu'à ce qu'une quantité suffisante de sédiment érodé soit redistribuée devant la falaise. Ces différents mécanismes sont représentés sur la Figure 3.1.

Avant le début d'une expérience, le canal à houle est rempli au niveau d'eau désiré et le sable de la partie de la falaise immergée perd la cohésion et atteint son angle de repos, ce qui entraîne l'apparition d'une encoche. La partie supérieure de la falaise est donc en porte-à-faux (Fig. 3.1a). Lorsque le batteur est activé, les premières vagues sont des ondes longues, c'est-à-dire que la hauteur des vagues est très petite devant la longueur d'onde $H \ll \lambda$. Puis, au bout de 4 ou 5 vagues, le régime est établi. Pendant la première phase, comme les premières vagues sont des ondes longues, elles ne déferlent pas et elles se réfléchissent en majorité sur la falaise (Fig. 3.1b). Les vagues ne déferlent pas, la falaise est érodée par perte de la cohésion du matériau au niveau de la partie supérieure de l'encoche.

Lorsque le forçage de houle est bien établi, les vagues ont tendance à déferler au niveau du pied de la falaise (Fig. 3.1c). Les vagues arrachent du sédiment de l'encoche par dessous,

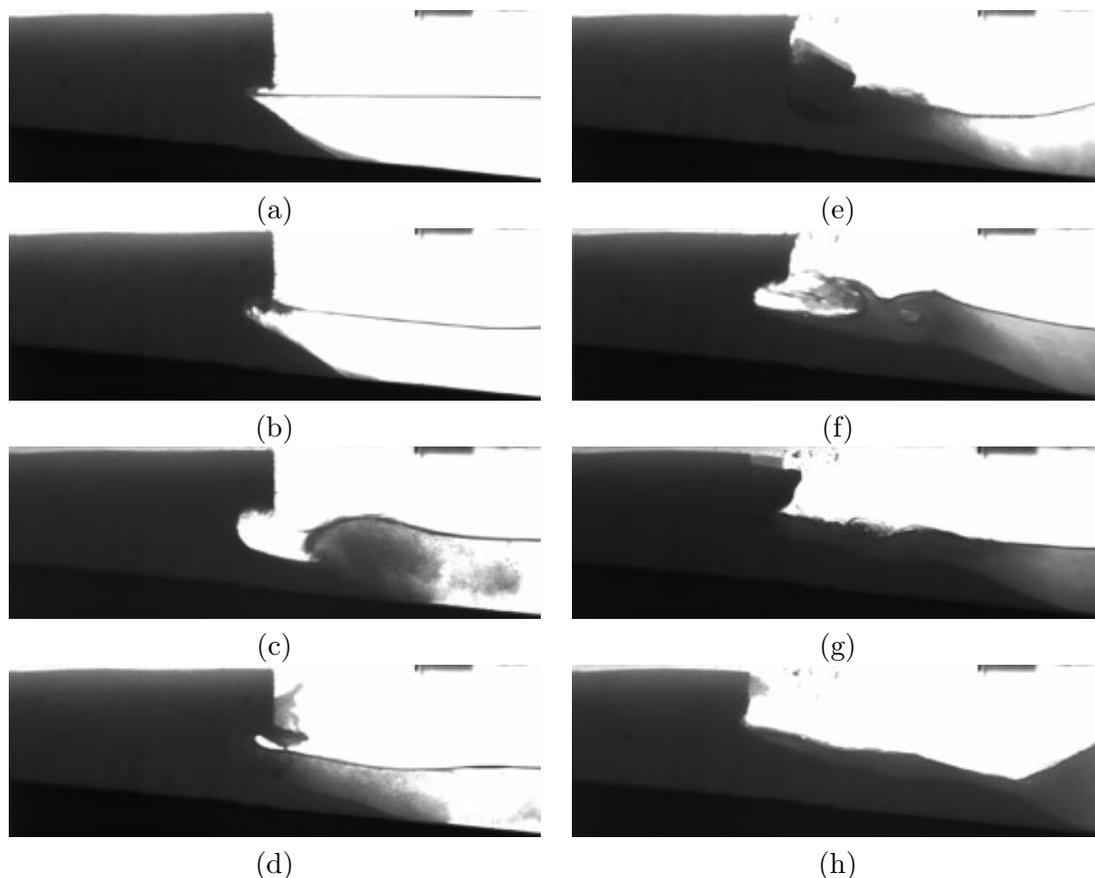


FIGURE 3.1 – Visualisations latérales de la falaise par vidéo rapide pour un forçage de houle $(F, \xi) \approx (1,1 W/m; 0,4)$. (a) $t = 0 s$, (b) $t = 2,5 s$, (c) $t = 4,4 s$, (d) $t = 4,5 s$, (e) $t = 6,7 s$, (f) $t = 15,2 s$, (g) $t = 17,4 s$, (h) $t = 23,7 s$.

souvent de manière très puissante car l'énergie des vagues n'est pas dissipée, il y a érosion directe par enroulement de bas en haut (Fig. 3.1d). La hauteur de l'encoche est plus importante que sa profondeur (Fig. 3.1c, hauteur de 5 cm et profondeur de 4 cm). Les vagues réfléchies interagissent avec les vagues incidentes et vont éventuellement accentuer leur tendance à déferler.

Les vagues vont continuer à s'enrouler dans l'encoche jusqu'à ce qu'un évènement d'effondrement se produise (Fig. 3.1e). La partie surplombante de la falaise se déforme et des fissures apparaissent au sommet de la falaise jusqu'à ce que le bloc bascule en avant, ce qui est caractéristique d'un effondrement en tension.

Les trois ou quatre vagues suivantes érodent entièrement les débris de falaise qui sont redistribués sur la plateforme solide. L'apport sédimentaire généré par l'effondrement provoque le déferlement des vagues un peu plus au large de la falaise. Les vagues déferlantes génèrent des jets secondaires qui peuvent impacter la falaise ou engendrer des fronts turbulents qui érodent le pied de la falaise, une encoche est ainsi créée de hauteur ($\approx 3 cm$) plus faible que sa profondeur ($\approx 4 cm$) (Fig. 3.1f). Les évènements d'effondrement qui suivent libèrent du sédiment supplémentaire qui nourrit le fond sableux (Fig. 3.1g). Les vagues déferlent alors plus au large et leur énergie est de plus en plus dissipée. La morphologie du fond est alors sculptée par les vagues et le pied de la falaise est impacté par le jet de rive (Fig. 3.1h). Ce dernier mécanisme perdure jusqu'à la stabilisation du système, c'est-à-dire lorsque la falaise n'est plus érodée.

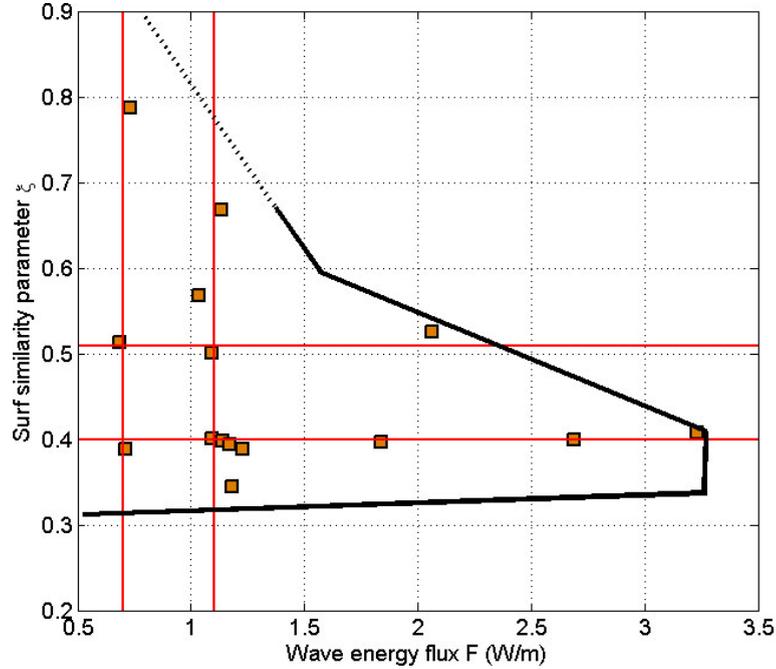


FIGURE 3.2 – Régimes de houle étudiés dans le plan (F, ξ) . Les lignes (—) verticales correspondent à $F = 0,7 \text{ W/m}$ et $F = 1,1 \text{ W/m}$ et les lignes (—) horizontales à $\xi = 0,40$ et $\xi = 0,51$.

3.2 INFLUENCE DU FORÇAGE DES VAGUES SUR LE REcul DE FALAISE

Pour étudier l'influence des vagues sur l'érosion de la falaise, nous utilisons en premier lieu le sable de référence C412. L'influence de la taille de grain est étudiée dans la section 3.3. Nous travaillons dans le plan (F, ξ) , où F est le flux d'énergie des vagues incidentes au large et ξ est le paramètre de similitude de "surf" (Fig. 3.2). Nous analysons l'influence de chacun de ces paramètres sur l'évolution temporelle de la position du front de falaise $x_f(t)$, sur le recul de la falaise stabilisée R_f^s et sur la vitesse moyenne de recul de la falaise v_r^m . Les profondeurs caractéristiques d'effondrement L_{eff} sont également discutées en fonction du forçage de houle (F, ξ) . Nous analysons également la profondeur caractéristique de l'encoche L_{enc} avant un évènement d'effondrement en fonction de la profondeur de l'effondrement L_{eff} et de la hauteur instantannée de falaise $h_f(t)$.

3.2.1 EROSION DE LA FALAISE

Dans un premier temps, nous définissons les expressions du recul de la falaise instantannée $R_f(t)$ et stabilisée R_f^s :

$$R_f(t) = x_f(t) - x_f(t + dt) \quad (3.1)$$

$$R_f^s = x_f^s - x_f^i \quad (3.2)$$

avec dt le pas de temps du recul, x_f^i la position initiale, x_f^s la position stabilisée et $x_f(t)$ la position instantannée de la falaise.

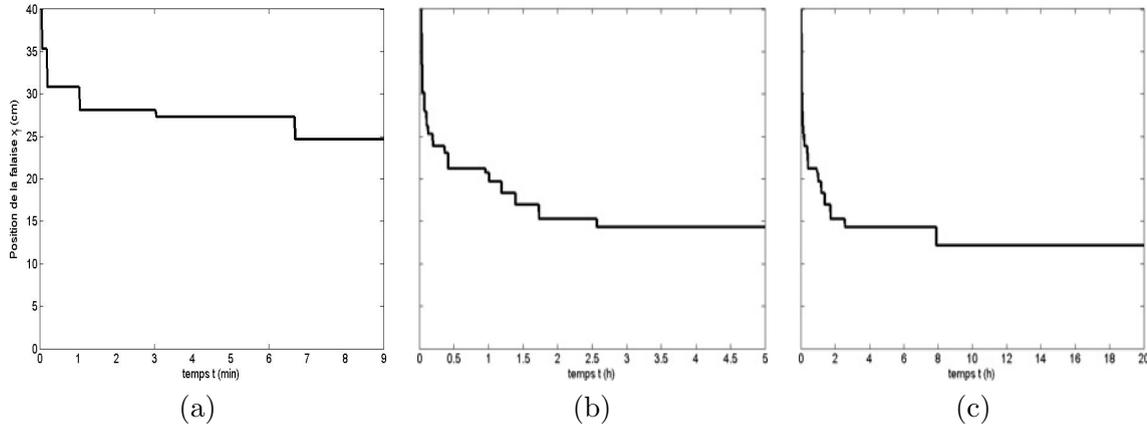


FIGURE 3.3 – Exemple de l'évolution temporelle de la position du front de falaise $x_f(t)$ pour (a) $0 \leq t \leq 9 \text{ min}$, (b) $0 \leq t \leq 5 \text{ h}$, (c) $0 \leq t \leq 20 \text{ h}$.

Nous définissons également la vitesse instantannée $v_r(t)$ et moyenne v_r^m du recul de la falaise :

$$v_r(t) = \frac{dx_f}{dt} \quad (3.3)$$

$$v_r^m = \frac{x_f^s - x_f^i}{t^s - t^i} \quad (3.4)$$

avec t^i l'instant initial, et t^s l'instant lorsque la falaise est stabilisée.

Nous analysons maintenant un exemple d'évolution temporelle de la position de la falaise $x_f(t)$. Nous pouvons observer sur la Figure 3.3a que pendant les premiers instants des expériences, les reculs instantannés de la falaise $R_f(t)$ sont nombreux. Ces reculs correspondent à des évènements d'effondrement, nous pouvons en observer cinq en moins de 7 min d'expérience (Fig. 3.3a). Nous pouvons observer sur la Figure 3.3b que pendant les quatre premières heures, la fréquence des évènements d'effondrement diminue au cours du temps et tend vers 0. Le recul de la falaise R_f s'atténue au fil de l'expérience jusqu'à ce qu'il soit stoppé car il n'y a plus d'évènements d'effondrement. La position de la falaise x_f tend à se stabiliser dans le temps, nous observons sur la Figure 3.3c que la position de la falaise x_f n'évolue plus entre $t \approx 3 \text{ h}$ et $t \approx 8 \text{ h}$. Puis, un évènement d'effondrement se produit et la position de la falaise est stabilisée x_f^s .

Nous avons réalisé quatre expériences à même forçage des vagues $(F, \xi) = (1, 1 \text{ W/m}; 0, 40)$ pour analyser la variabilité de la position de la falaise $x_f(t)$ et pour savoir si le recul de la falaise stabilisée est le même. Pour ces quatre expériences, la position de la falaise $x_f(t)$ a la même évolution (Fig. 3.4). Cependant, nous pouvons observer que les instants des évènements d'effondrement sont différents, notamment l'instant de la stabilisation de la falaise t^s . Par exemple, nous pouvons voir sur la Figure 3.4 que pour $(F, \xi) = (1, 14; 0, 40)$, la falaise se stabilise rapidement ($t^s \approx 3,4 \text{ h}$), par contre pour $(F, \xi) = (1, 23; 0, 39)$, la falaise est stabilisée pour $t^s \approx 20 \text{ h}$. Néanmoins, la variabilité temporelle de cette position $x_f(t)$ n'excède pas 3,7 cm. De plus, cette variabilité est proche de celle du flux d'énergie des vagues F (de l'ordre de 10%). Nous vérifions donc la reproductibilité de l'évolution de la position de la falaise $x_f(t)$ pour un forçage de houle donné.

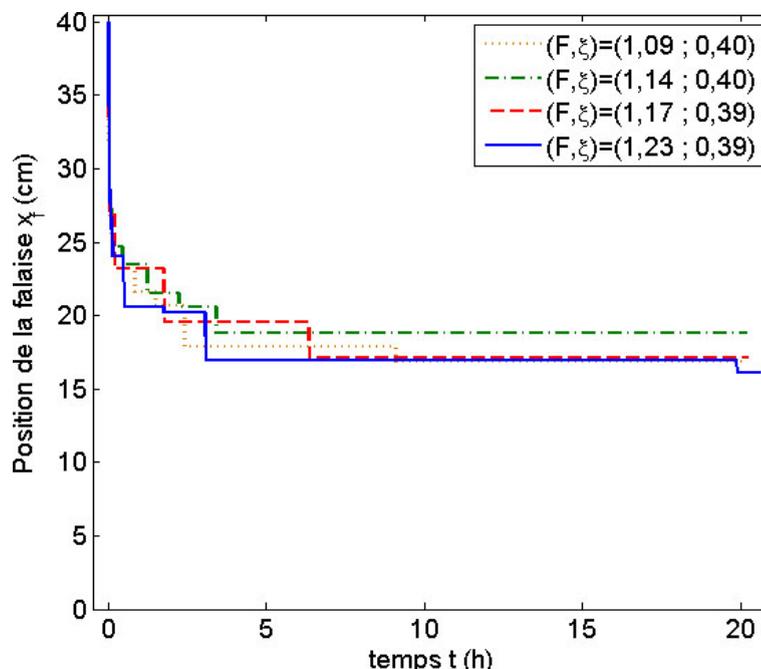


FIGURE 3.4 – Evolution temporelle de la position de la falaise x_f pour quatre expériences à même forçage de houle (F, ξ) .

Afin de s'affranchir des effondrements qui introduisent des singularités dans le processus, nous cherchons à approcher les courbes de recul par un modèle de décroissance exponentielle de la forme :

$$x_f(t) = k_1 \exp(-t/\tau) + k_2 \quad (3.5)$$

où k_1 , k_2 et τ sont les paramètres que nous optimisons par la méthode des moindres carrés. τ représente un temps caractéristique de recul de la position de la falaise x_f . k_2 correspond à la position de la falaise $x_f(t)$ lorsque t tend vers $+\infty$, c'est-à-dire qu'il représente la position stable de la falaise x_f^s . $k_1 + k_2$ correspond à la position de la falaise $x_f(t)$ lorsque $t = 0$.

Les courbes d'interpolation de ce modèle optimisé sont représentées pour chacune des quatre expériences à même forçage de vagues $(F, \xi) = (1, 1 \text{ W/m}; 0, 40)$ sur la Figure 3.5.

Nous pouvons observer que le paramètre k_1 est quasiment égal pour les quatre cas ($k_1 \approx 7,9 - 9 \text{ cm}$), il en est de même pour le paramètre k_2 ($k_2 \approx 16,8 - 18,7 \text{ cm}$). La valeur de la somme $k_1 + k_2$ est constante pour les quatre expériences et vaut $k_1 + k_2 \approx 25,2 - 26 \text{ cm}$. Cette valeur est très différente de la position initiale de la falaise $x_f^i = 40 \text{ cm}$, elle correspond à un recul de la falaise $R_f \approx 14 \text{ cm}$. Ce qui pourrait signifier que tant que le recul de la falaise R_f est inférieur à 14 cm, ce sont les mécanismes initiaux du processus d'érosion de falaise qui agissent. C'est-à-dire pendant la période transitoire où les vagues déferlantes impactent le pied de la falaise et érode l'encoche par enroulement des vagues de bas en haut (Section 3.1). Le volume de sable sur la plateforme solide est faible, l'énergie des vagues est donc peu dissipée et le recul de la falaise R_f est très rapide. Puis lorsque le recul de la falaise R_f est supérieur à 14 cm, le volume de sable érodé est plus important et ainsi le volume de la plateforme sableuse développée dissipe suffisamment l'énergie de la houle pour que le mécanisme d'érosion par jet de rive perdure jusqu'à la fin de l'expérience.

Le temps caractéristique τ est assez proche pour trois des quatre expériences ($\tau \approx$

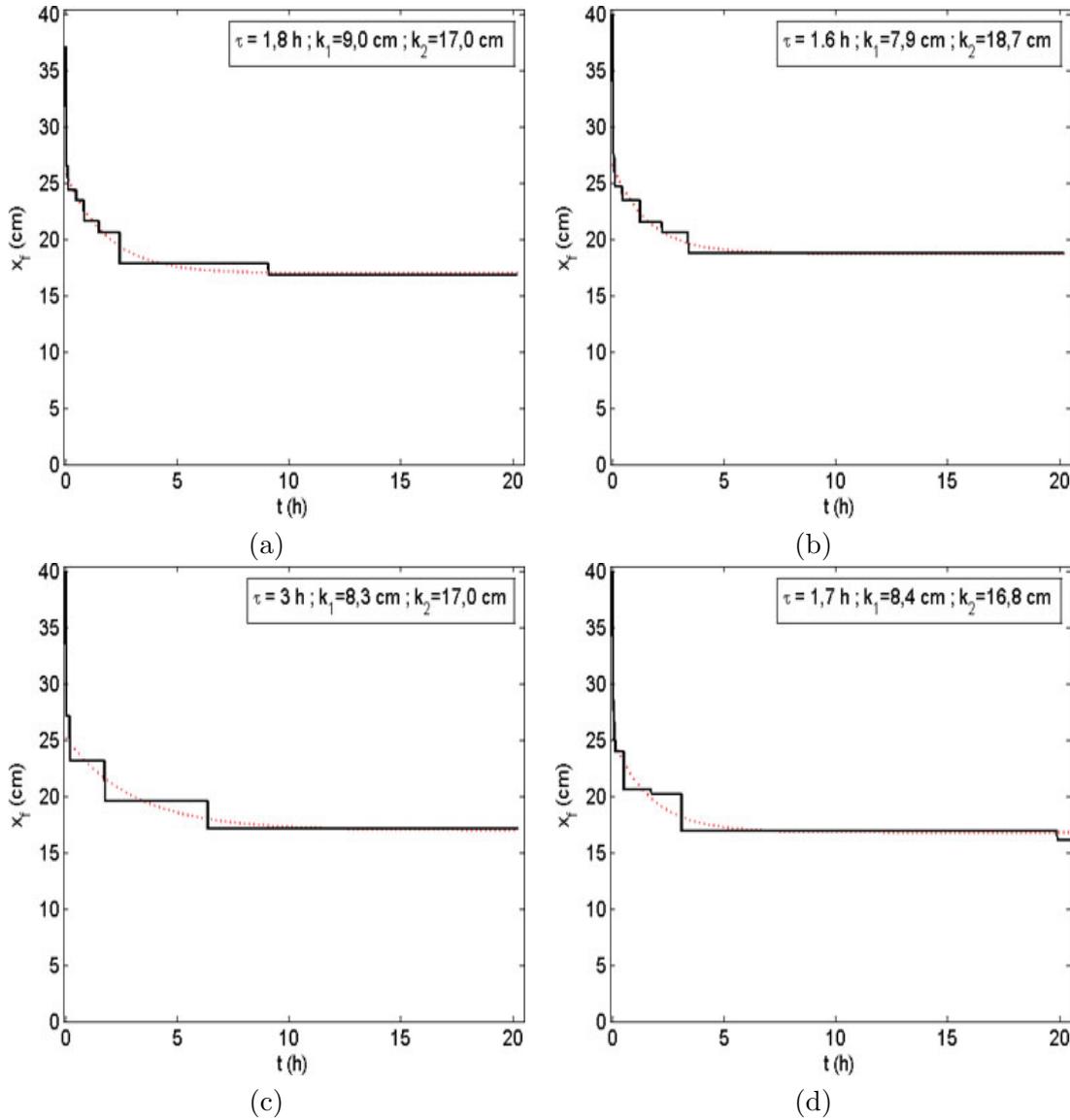


FIGURE 3.5 – Evolution temporelle de la position de la falaise $x_f(t)$ (—) et courbe d'interpolation d'équation $x_f(t) = k_1 \exp(-t/\tau) + k_2$ (- - -). (a) $(F, \xi) = (1, 09; 0, 40)$, (b) $(F, \xi) = (1, 14; 0, 40)$, (c) $(F, \xi) = (1, 17; 0, 39)$, (d) $(F, \xi) = (1, 23; 0, 39)$.

1,6 – 1,8 h (Fig. 3.5a, b, d). Cependant, il vaut près du double $\tau \approx 3 \text{ h}$ pour l'expérience à forçage de houle $(F, \xi) = (1, 17; 0, 39)$ (Fig. 3.5c). Cette différence proviendrait du temps tardif d'occurrence de l'ultime effondrement pour $t \approx 6 \text{ h}$ ($R_f \approx 2,5 \text{ cm}$ où dt représente le temps de l'effondrement) (Fig. 3.5c). Cependant, deux expériences présentent des effondrements de petite tailles pour des temps plus grands (Fig. 3.5a, $t \approx 9 \text{ h}$; Fig. 3.5d, $t \approx 20 \text{ h}$).

Si nous considérons donc l'instant t_{eff} du dernier effondrement de taille importante de chacune des quatre expériences, il semble que le temps caractéristique τ correspondant soit de l'ordre de la moitié de cet instant t_{eff} .

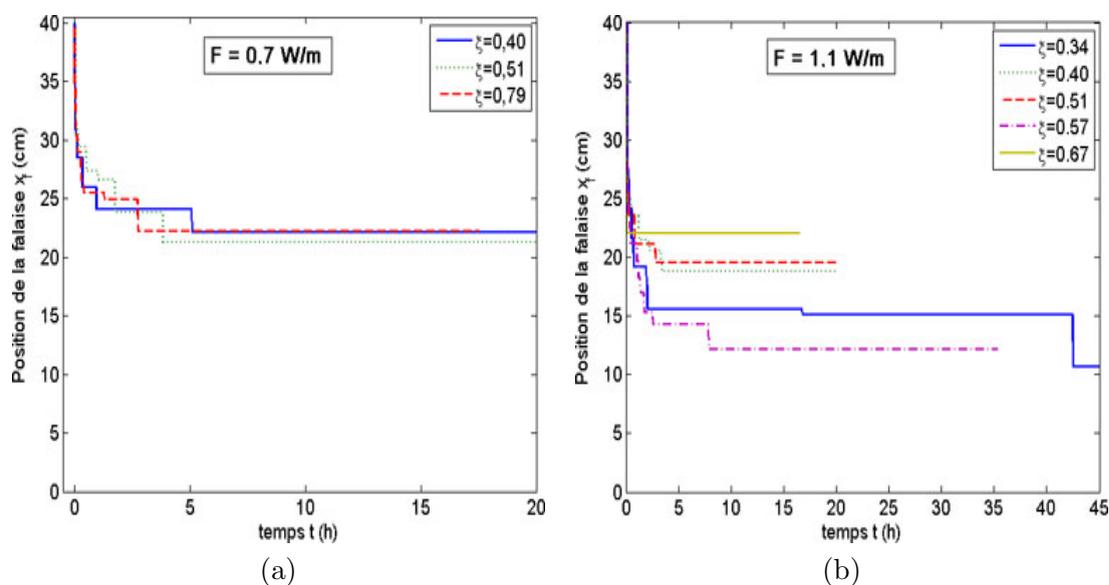


FIGURE 3.6 – Evolution temporelle de la position de la falaise $x_f(t)$ en fonction de ξ pour : (a) $F = 0,7 \text{ W/m}$ et (b) $F = 1,1 \text{ W/m}$.

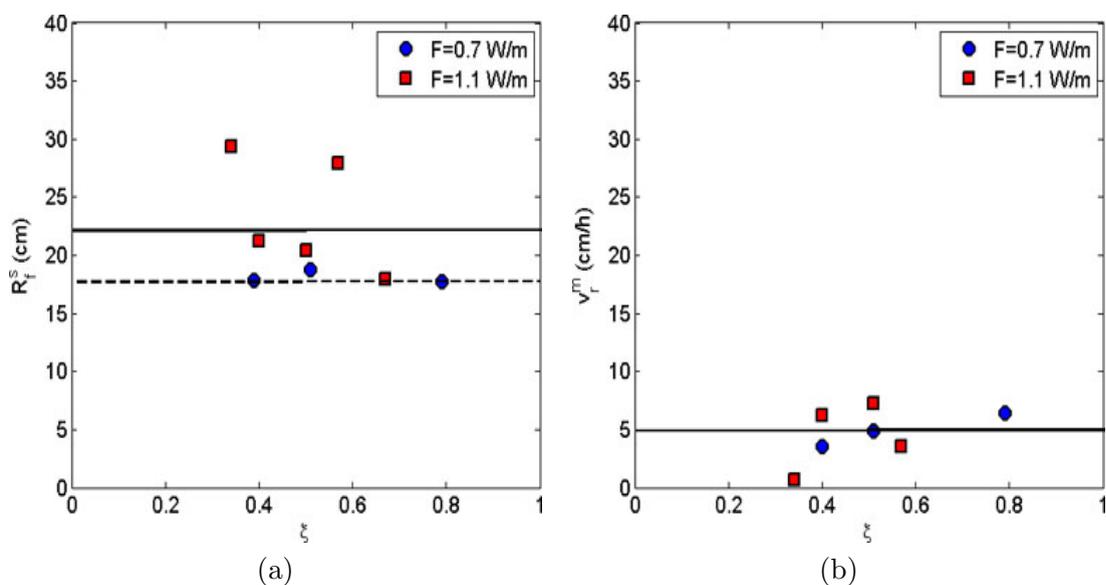


FIGURE 3.7 – (a) Recul de la falaise stabilisée R_f^s et (b) vitesse moyenne de recul de la falaise v_r^m en fonction de ξ pour $F = 0,7 \text{ W/m}$ et $F = 1,1 \text{ W/m}$. La valeur $v_r^m = 224 \text{ cm/h}$ pour $(F, \xi) = (1, 1; 0, 67)$ n'est pas représentée.

3.2.1.1 INFLUENCE DU PARAMÈTRE DE SIMILITUDE DE “SURF” ξ

Nous analysons maintenant l'influence du paramètre de similitude de “surf” ξ en le faisant varier entre $\xi = 0,34$ et $\xi = 0,79$ pour deux valeurs du flux d'énergie données. Nous analysons l'évolution temporelle de la position de la falaise $x_f(t)$ pour différentes valeurs du paramètre de similitude de “surf” ξ . Nous comparons ensuite les reculs de la falaise stabilisée R_f^s et les vitesses moyennes de recul v_r^m de la falaise en fonction de ξ .

Les évolutions de la position de la falaise $x_f(t)$ en fonction de ξ pour $F = 0,7 \text{ W/m}$ sont représentées sur la Figure 3.6a. Nous pouvons observer que la position de la falaise $x_f(t)$ évolue de la même façon quelle que soit la valeur de ξ ($\xi = 0,39$, $\xi = 0,51$, $\xi = 0,79$), ξ ne semble donc pas avoir d'influence.

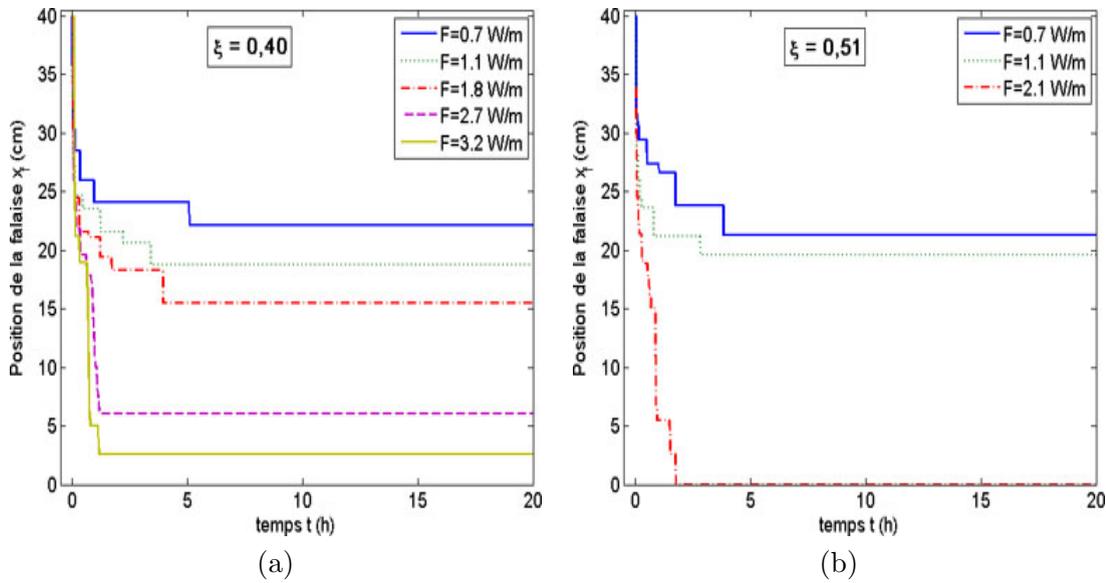


FIGURE 3.8 – Evolution temporelle de la position de la falaise $x_f(t)$ en fonction de F pour : (a) $\xi = 0,40$ et (b) $\xi = 0,51$.

Cependant, en analysant les évolutions de la position de la falaise $x_f(t)$ pour différentes valeurs de ξ pour un flux d'énergie plus important ($F = 1,1 \text{ W/m}$) (Fig. 3.6b), nous observons que l'évolution de la position de la falaise $x_f(t)$ est différente. En effet, pour certaines expériences, le recul de la position de la falaise x_f peut être très rapide en début d'expérience ($\xi = 0,34$ et $\xi = 0,57$ pour $0 \leq t \leq 2 \text{ h}$). Nous pouvons aussi observer que la falaise peut atteindre sa position stable rapidement en quelques minutes ($\xi = 0,67$ à $t \approx 5 \text{ min}$) ou au contraire après plus de 40 h d'expérience ($\xi = 0,34$ à $t \approx 42,5 \text{ h}$).

Pour la plus faible des valeurs du flux d'énergie ($F = 0,7 \text{ W/m}$), les reculs de la falaise stabilisée R_f^s sont très proches (Fig. 3.7a), il ne semble donc pas y avoir d'influence de ξ sur le recul de la falaise. Cependant, pour la plus forte des valeurs du flux d'énergie ($F = 1,1 \text{ W/m}$), nous pouvons observer sur la Figure 3.7a que le recul R_f^s est plus fort pour des faibles valeurs de ξ . Nous pouvons néanmoins observer que le plus fort recul de la falaise stabilisée R_f^s se produit pour une forte valeur du paramètre de similitude de "surf" $\xi = 0,57$ (Fig. 3.7a). Il ne semble donc pas qu'il y ait de tendance claire de l'influence de ce paramètre ξ sur le recul de la falaise R_f^s .

Nous pouvons observer sur la Figure 3.7b que pour chacune des deux valeurs du flux d'énergie des vagues F , la vitesse moyenne de recul de la falaise v_r^m semble constante de l'ordre de $v_r^m \approx 5 \text{ cm/h}$ quelle que soit la valeur de ξ . Cependant, pour $(F, \xi) = (1,1; 0,67)$, cette vitesse est très forte ($v_r^m \approx 224 \text{ cm/h}$), ce qui s'explique par le fait que le recul de la falaise stabilisée R_f^s s'effectue en seulement quelques minutes. Par contre, pour les autres expériences, la stabilisation de la falaise se compte en heures ($3 \text{ h} \leq t^s \leq 42,5 \text{ h}$, où t^s est l'instant auquel la falaise atteint sa position stable x_f^s). Nous pouvons donc considérer que pour les deux valeurs du flux d'énergie la vitesse moyenne de recul de la falaise v_r^m ne dépend pas du paramètre de similitude de "surf" ξ .

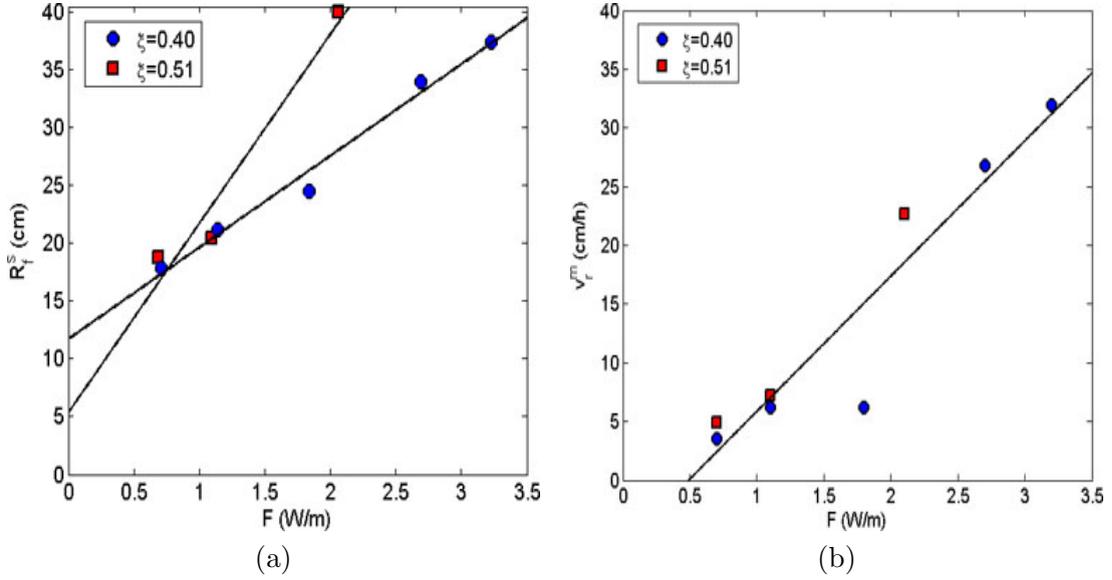


FIGURE 3.9 – (a) Recul de la falaise stabilisée R_f^s et (b) vitesse moyenne de recul de la falaise v_r^m en fonction de F pour $\xi = 0,40$ et $\xi = 0,51$. (a) La droite (—) a pour équation $R_f^s = 7,9F + 12$ et la droite (- -) a pour équation $R_f^s = 16,4F + 5,4$. (b) La droite (—) a pour équation $v_r^m = 11,5F - 5,6$.

3.2.1.2 INFLUENCE DU FLUX D'ÉNERGIE DES VAGUES F

Le même travail a été effectué pour analyser l'influence du flux d'énergie des vagues F (entre $F = 0,7 W/m$ et $F = 3,2 W/m$) sur l'évolution temporelle de la position de la falaise $x_f(t)$, le recul de la falaise stabilisée R_f^s et la vitesse moyenne de recul v_r^m . Nous analysons ces quantités pour deux paramètres de similitude de “surf” ξ .

Nous pouvons d'abord observer sur la Figure 3.8a que pour $\xi = 0,4$, l'évolution de la position de la falaise $x_f(t)$ est plus rapide pour des fortes valeurs du flux d'énergie F . Nous observons également cette tendance sur la Figure 3.8b pour $\xi = 0,5$. En effet, pour $F \geq 2 W/m$, le recul de la falaise $R_f(t)$ est très fort pendant les deux premières heures ($x_f \leq 6 cm$), puis est aussitôt stoppé (Fig. 3.8a et b), la position de la falaise est donc stabilisée x_f^s . Par contre, pour $F \leq 2 W/m$, la stabilisation de la falaise se produit dans les mêmes temps $t \approx 3 - 5 h$.

Nous analysons maintenant l'influence du flux d'énergie des vagues F sur le recul de la falaise stabilisée R_f^s (Fig. 3.9a). Nous pouvons observer que pour $\xi = 0,40$, le recul de la falaise stabilisée R_f^s diminue linéairement avec le flux d'énergie F . Nous remarquons également que pour $\xi = 0,51$, le recul de la falaise stabilisée R_f^s diminue. L'érosion de la falaise est donc plus forte pour des fortes valeurs du flux d'énergie F .

Nous pouvons observer sur la Figure 3.9b que la vitesse moyenne de recul de la falaise v_r^m augmente linéairement avec le flux d'énergie F pour $\xi = 0,40$. Nous pouvons également observer que les valeurs de la vitesse moyenne de recul v_r^m en fonction de F pour $\xi = 0,51$ suivent la même tendance. En effet, les valeurs de cette vitesse v_r^m semblent suivre une même droite en fonction du flux d'énergie F .

Damgaard & Dong (2004) ont observé que pour des vagues à incidence oblique la vitesse de recul de la falaise était constante et proportionnelle à $H^{2,5}$ et à T . Cependant,

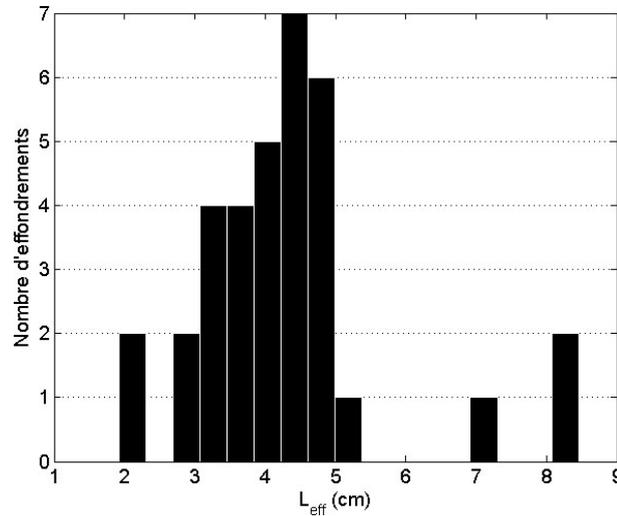


FIGURE 3.10 – Histogramme des profondeurs d’effondrement pour les quatre expériences à même forçage de houle $(F, \xi) = (1, 1; 0, 40)$. La profondeur moyenne est égale à 4,3 cm et le nombre moyen d’effondrement par expérience est 8,5.

nous observons que la vitesse moyenne de recul que nous avons définie est proportionnelle au flux d’énergie des vagues F , qui est proportionnel à H^2 . De plus, le flux d’énergie F augmente avec la période T de houle. Malgré une tendance différente par rapport à la hauteur des vagues H , nos résultats sur la dépendance du flux d’énergie des vagues F sur la vitesse de recul de falaise confirment donc les résultats de Damgaard & Dong (2004).

Le paramètre de similitude de “surf” ξ , quant à lui, semble n’avoir aucune influence sur la vitesse moyenne de recul de la falaise v_r^m , et ne présente pas de tendance précise sur le recul de la falaise stabilisée R_f^s .

3.2.2 GÉOMÉTRIE DES ÉVÈNEMENTS D’ÉROSION DE LA FALAISE

Cette section a pour objectif de savoir si la profondeur caractéristique d’effondrement L_{eff} (Eq. 2.2) est influencée par le forçage de houle (F, ξ) . Nous analysons également la profondeur critique de l’encoche avant un évènement d’effondrement L_{enc}^c en fonction de la hauteur critique instantannée de la falaise $h_f^c(t)$. Nous comparons finalement les profondeurs moyennes d’effondrement L_{eff}^m et de l’encoche $(L_{enc}^c)^m$.

L’histogramme des tailles d’effondrement pour les quatre expériences à même forçage de houle $((F, \xi) = (1, 1; 0, 40))$ est représenté sur la Figure 3.10. Nous pouvons observer que la distribution des profondeurs d’effondrement L_{eff} est concentrée entre $L_{eff} = 3$ cm et $L_{eff} = 5$ cm. Les fortes valeurs de la profondeur d’effondrement ($L_{eff} \approx 7 - 8,5$ cm) correspondent au premier évènement d’effondrement en début de chaque expérience. La profondeur moyenne d’effondrement des quatre expériences cumulées vaut $L_{eff}^m = 4,3$ cm et le nombre d’effondrements moyen par expérience est de 8,5.

Nous analysons maintenant l’influence des paramètres de houle (F, ξ) sur la profondeur moyenne d’effondrement L_{eff}^m . Nous faisons d’abord varier le paramètre de similitude de “surf” ξ entre $\xi = 0,34$ et $\xi = 0,79$ pour deux flux d’énergie différents. Nous pouvons observer sur la Figure 3.11a que pour $F = 0,7$ W/m, l’augmentation du paramètre de similitude de “surf” ξ entraîne une diminution de la profondeur moyenne d’effondrement

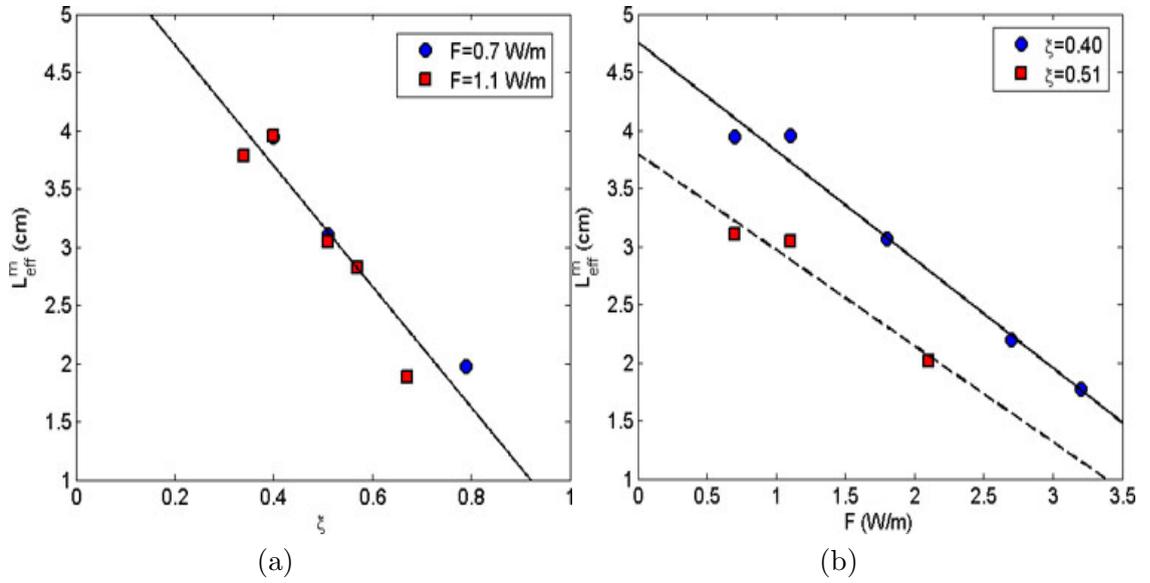


FIGURE 3.11 – Profondeur moyenne d’effondrement : (a) en fonction de ξ pour $F = 0,7$ W/m et $F = 1,1$ W/m, (b) en fonction de F pour $\xi = 0,40$ et $\xi = 0,51$. (a) La droite (—) a pour équation $L_{eff}^m = -5,2\xi + 5,8$. (b) La droite (—) a pour équation $L_{eff}^m = -0,94F + 4,8$ et la droite (- - -) a pour équation $L_{eff}^m = -0,83F + 3,8$.



FIGURE 3.12 – Visualisations latérales de la position verticale de l’encoche : (a) pour $(F, \xi) = (2, 1; 0, 53)$, et (b) $(F, \xi) = (0, 7; 0, 51)$.

L_{eff}^m , les valeurs de L_{eff}^m diminuent linéairement en fonction de ξ . Cette tendance peut également être observée pour $F = 1,1$ W/m.

Concernant l’influence du flux d’énergie F ($0,7$ W/m $\leq F \leq 1,1$ W/m), nous pouvons observer sur la Figure 3.11b que les valeurs de la profondeur moyenne d’effondrement L_{eff}^m diminuent linéairement pour $\xi = 0,40$. De la même façon, nous pouvons observer que la profondeur moyenne d’effondrement L_{eff}^m diminue linéairement avec F pour $\xi = 0,51$. La tendance linéaire entre L_{eff}^m et F correspondant à $\xi = 0,40$ a la même pente que celle correspondant à $\xi = 0,51$.

Nous pouvons donc clairement dire que la profondeur moyenne d’effondrement L_{eff}^m diminue linéairement en fonction du flux d’énergie F et du paramètre de similitude de “surf” ξ . Pour savoir pourquoi la profondeur moyenne d’effondrement L_{eff}^m varie, il faut analyser les images latérales de la falaise. La Figure 3.12 montre des visualisations latérales de la falaise de deux expériences présentant des tailles d’effondrement différentes à paramètre de similitude de “surf” ξ fixé ($\xi \approx 0,51$). Nous pouvons observer que, pour une même hauteur initiale de falaise h_f^i , l’impact des vagues se situent plus près du sommet de la falaise pour un cas à fort flux d’énergie F (Fig. 3.12a) que pour un cas à faible flux d’énergie F (Fig. 3.12b). Nous pouvons faire les mêmes observations par rapport au

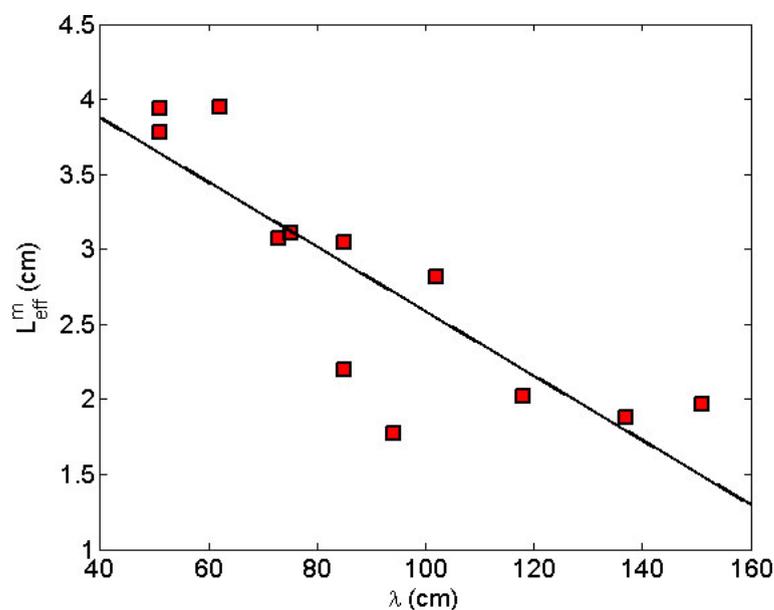


FIGURE 3.13 – Profondeur moyenne d’effondrement L_{eff}^m en fonction de la longueur d’onde λ . La droite (—) a pour équation $L_{eff}^m = -0,021\lambda + 4,7$.

paramètre de similitude de “surf” ξ . Dans le cas où les vagues impactent plus haut, les hauteurs instantanées de falaise $h_f(t)$ sont donc plus petites. Ce qui correspond aux faibles valeurs de la profondeur moyenne d’effondrement L_{eff}^m . Nous pouvons donc dire que lorsque la hauteur instantanée de falaise $h_f(t)$ avant un effondrement est petite, la profondeur instantanée de l’effondrement $L_{eff}(t)$ est faible. La valeur de la profondeur moyenne d’effondrement $L_{eff}(t)$ augmente alors avec la hauteur de falaise $h_f(t)$.

En fait, les fortes valeurs du flux d’énergie F et du paramètre de similitude de “surf” ξ correspondent à des fortes valeurs de la longueur d’onde λ . Pour des grandes longueurs d’onde λ , les vagues impactent plus haut, les profondeurs d’effondrement sont donc plus petites. Nous pouvons effectivement observer sur la Figure 3.13 que la profondeur moyenne d’effondrement L_{eff}^m diminue plus ou moins linéairement lorsque la longueur d’onde λ augmente.

Cette variation de la profondeur d’effondrement L_{eff} et donc de la hauteur instantanée de falaise $h_f(t)$ pourrait dépendre de l’énergie du jet de rive à l’avant de la falaise. En effet, le jet de rive semble se propager sur une plateforme à pente donnée. Pour une forte valeur de son énergie, le jet de rive viendrait prolonger cette plateforme. Ce qui signifierait que pour des fortes valeurs de F et ξ , l’énergie du jet de rive est importante, l’énergie des vagues au large serait donc moins dissipée. Pour savoir si c’est le cas, il est nécessaire d’analyser la morphologie du fond et la dynamique des vagues. Ce travail est fait dans le Chapitre 4.

Nous comparons maintenant la profondeur moyenne d’effondrement L_{eff}^m avec la profondeur critique moyenne de l’encoche $(L_{enc}^c)^m$ avant un effondrement pour en estimer la direction du plan de rupture de l’effondrement. Les mesures des profondeurs critiques de l’encoche L_{enc}^c sont issues des images latérales de la falaise avant chaque effondrement qu’il est possible d’observer sur la paroi de visualisation du canal.

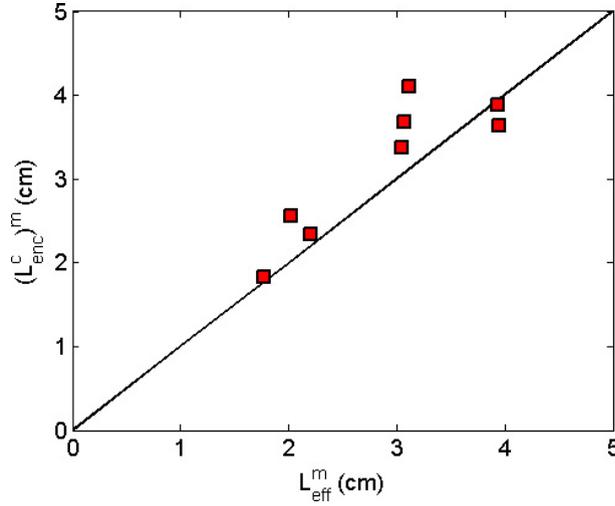


FIGURE 3.14 – Profondeur critique moyenne de l’encoche $(L_{enc}^c)^m$ en fonction de la profondeur moyenne d’effondrement L_{eff}^m . Les valeurs du couple $(L_{eff}^m, (L_{enc}^c)^m)$ sont représentées pour les expériences à flux d’énergie F variables pour deux valeurs du paramètre de similitude de “surf” ξ : $\xi = 0,40$ ($F = 0,7 - 1,1 - 1,8 - 2,7 - 3,2$ W/m) et $\xi = 0,51$ ($F = 0,7 - 1,1 - 2,1$ W/m). La droite (—) a pour équation $(L_{enc}^c)^m = L_{eff}^m$.

La profondeur moyenne d’effondrement L_{eff}^m est représentée en fonction de la valeur de la profondeur critique moyenne de l’encoche $(L_{enc}^c)^m$ de la même expérience (Fig. 3.14). La droite noire d’équation $(L_{enc}^c)^m = L_{eff}^m$ représente le cas où les profondeurs moyenne d’effondrement L_{eff}^m et de l’encoche $(L_{enc}^c)^m$ sont égales. Nous pouvons observer que les profondeurs moyennes d’effondrement L_{eff}^m sont quasiment égales aux profondeurs critiques moyennes de l’encoche $(L_{enc}^c)^m$. De plus, l’observation du front de falaise nous montre qu’il est principalement vertical (par exemple, Fig. 3.12b). Le plan de rupture d’effondrement est donc principalement dans la direction verticale.

Les effondrements se produisent par basculement de la partie surplombante de la falaise (Section 3.1), ils sont donc provoqués par la contrainte de tension au sommet de la falaise (Section 1.3.2).

Analysons les expressions des profondeurs critique de l’encoche L_{enc}^c selon le type d’effondrement (en tension ou par cisaillement). La profondeur critique de l’encoche L_{enc}^c d’un effondrement par cisaillement est proportionnelle à la résistance du matériau au cisaillement S_s (c’est-à-dire la cohésion du matériau c) et ne dépend pas de la hauteur de falaise h_f (Eq. 1.2), cette profondeur L_{enc}^c est donc constante. Par contre, pour un effondrement en tension, la profondeur critique de l’encoche L_{enc}^c s’exprime en fonction de la hauteur critique $\sqrt{h_f^c}$.

Nous comparons donc nos mesures de la profondeur critique de l’encoche L_{enc}^c avant un évènement d’effondrement en fonction de la hauteur instantannée de falaise correspondante $h_f^c(t)$ des expériences mentionnées ci-dessus. La Figure 3.15 représente les valeurs du couple $(\sqrt{h_f^c(t)}, L_{enc}^c)$. Nous pouvons observer que nos mesures de $(\sqrt{h_f^c(t)}, L_{enc}^c)$ semblent suivre une droite d’équation $L_{enc}^c = 2,1\sqrt{h_f^c} - 0,79$. Ce résultat est donc conforme avec l’Equation 1.1, les évènements d’effondrement se produisent en tension comme nous avons pu l’observer. Le coefficient $-0,79$ correspond à une valeur de la hauteur critique de falaise $h_f^c = 1,4$ mm pour une profondeur critique de l’encoche nulle $L_{enc}^c = 0$ cm. Ce qui signi-

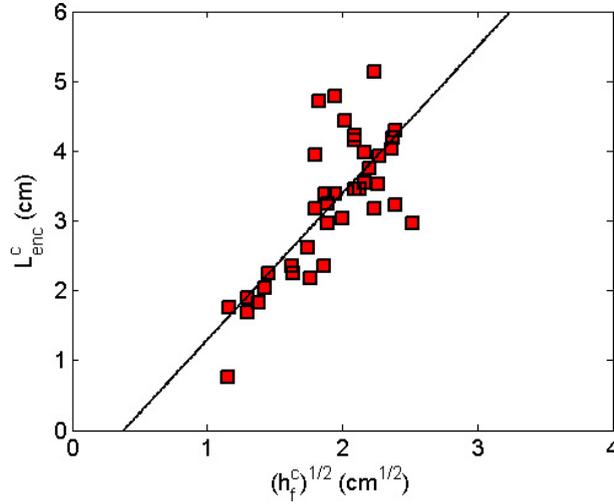


FIGURE 3.15 – Profondeur critique de l’encoche avant un évènement d’effondrement L_{enc}^c en fonction de $(h_f^c)^{1/2}$. La droite (—) a pour équation $L_{enc}^c = 2,1\sqrt{h_f^c} - 0,79$.

fierait qu’en dessous d’une valeur seuil de la hauteur critique de la falaise $h_f^c \leq 1,4 \text{ mm}$, il n’y a pas d’encoche. Les vagues impacterait la falaise et pourrait atteindre le sommet de la falaise, on se trouverait dans le cas où $H \approx h_f$.

Nous pouvons estimer la résistance du matériau à la tension S_t à partir de l’équation 1.1, telle que $L_{enc}^c = 2,1\sqrt{h_f^c}$. En supposant que la densité apparente du matériau vaut environ $\rho_m \approx 2,0 \text{ g/cm}^3$, nous déduisons la valeur de la résistance du matériau à la tension $S_t \approx 260 \text{ Pa}$. Si nous supposons que la valeur de la résistance du matériau à la tension est approximativement égale à la moitié de la cohésion (résistance au cisaillement) $S_t = c/2$ (Sitar et al. (1980)), nous pouvons estimer la cohésion à $c \approx 520 \text{ Pa}$. Ces résultats sont cohérents avec l’estimation que nous avons fait de l’Equation 1.4 et de l’estimation de LeCossec (2010) dans la section (2.3.3).

3.3 INFLUENCE DE LA TAILLE DE GRAIN DU MATÉRIAU SUR LE REcul DE FALAISE

Si la taille de grain de sable de la falaise est modifiée, nous changeons la cohésion de la falaise. Nous souhaitons ainsi analyser l’influence de la taille de grain D_{50} sur la résistance de la falaise afin de savoir comment le recul de la falaise est changé. Ainsi, nous étudions l’évolution temporelle de la position de la falaise $x_f(t)$ en fonction de la taille de grains, mais également le recul de la falaise stabilisée R_f^s et la vitesse moyenne de recul v_r^m . Nous analysons également l’effet de la taille de grain de sable D_{50} sur les profondeurs moyennes d’effondrement L_{eff}^m .

Nous utilisons trois types de sable, le C412 de référence, le S276 et le S475. Nous avons considéré huit forçages de houle (F, ξ) , ces différents cas étudiés sont représentés sur le diagramme (F, ξ) (Fig. 3.16).

Nous analysons d’abord l’influence de la taille de grains D_{50} sur l’évolution temporelle

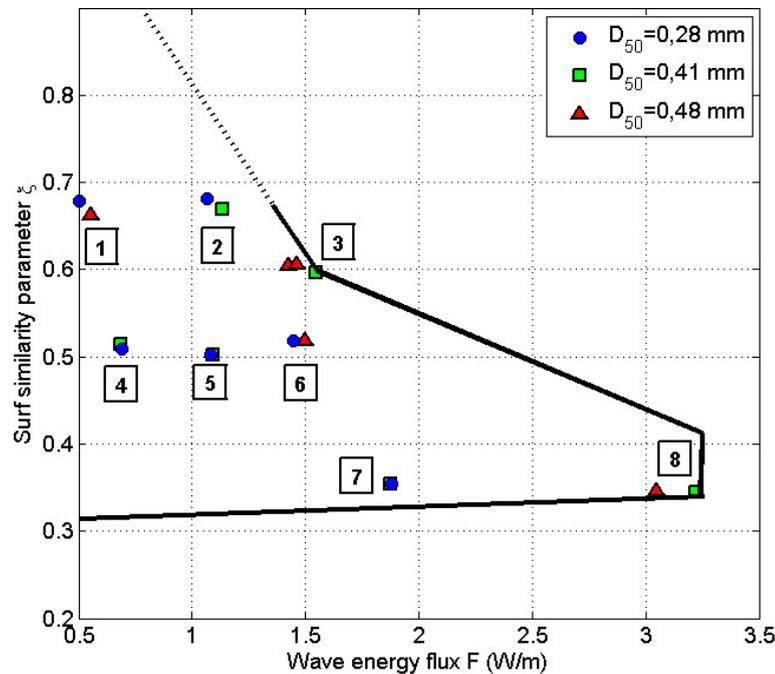


FIGURE 3.16 – Régimes de houle étudiés dans le plan (F, ξ) pour trois tailles de grain de sable, $D_{50} = 0,28 \text{ mm}$, $D_{50} = 0,41 \text{ mm}$ et $D_{50} = 0,48 \text{ mm}$.

de la position de la falaise $x_f(t)$ pour quatre des huit forçages de houle (F, ξ) : les forçages de houle 4, 5, 7 et 8. Pour chacun des quatre forçage de houle, nous analysons deux types de sable à tailles de grains D_{50} différentes, les sables S276 et C412 pour les forçages de houle 4, 5 et 7, et les sables C412 et S475 pour le forçage de houle 8.

Les évolutions temporelles de la position de la falaise $x_f(t)$ pour les quatre forçages de houle considérés sont représentées sur la Figure 3.17. Nous pouvons observer pour le couple (F, ξ) 4 sur la Figure 3.17a que la position de la falaise évolue de la même façon pour les sables C412 et S276. De plus, le dernier événement d'effondrement se produit au même instant ($t \approx 3,7 \text{ h}$). Nous pouvons également observer pour le couple (F, ξ) 5 sur la Figure 3.17b que la position de la falaise évolue de la même façon pour les sables C412 et S276. Cependant, le dernier événement d'effondrement se produit plus tard pour le sable plus fin S276 ($t \approx 16,3 \text{ h}$) que pour le sable C412 ($t \approx 2,8 \text{ h}$). Nous pouvons observer pour le couple (F, ξ) 7 sur la Figure 3.17c que la position de la falaise évolue également de la même façon pour les sables C412 et S276, mais plus longtemps pour le sable S276. En effet, nous pouvons voir que le dernier événement d'effondrement se produit à ($t \approx 12,5 \text{ h}$) pour le sable S276 et à ($t \approx 3,1 \text{ h}$) pour le sable C412. Nous pouvons finalement observer pour le couple (F, ξ) 8 sur la Figure 3.17d que la position de la falaise évolue aussi de la même façon pour les sables C412 et S475. Le dernier événement d'effondrement se produit également plus tard pour le sable le moins grossier C412 ($t \approx 6,3 \text{ h}$) que pour le sable plus grossier S475 ($t \approx 3,2 \text{ h}$).

La position de la falaise $x_f(t)$ semble donc évoluer de la même façon pour un forçage de houle donné quelle que soit la taille de grains D_{50} dans la gamme de diamètres considérés. Cependant, il semble que pour le sable le plus grossier, le recul de la falaise stabilisée $R_f(s)$ se produit plus tôt que pour le sable le plus fin.

Les valeurs de la vitesse moyenne de recul de la falaise v_r^m sont représentées pour les quatre forçages de houle (F, ξ) 4, 5, 7 et 8 avec deux tailles de grains D_{50} différentes par forçage de houle sur la Figure 3.18. Nous pouvons observer que la vitesse moyenne de

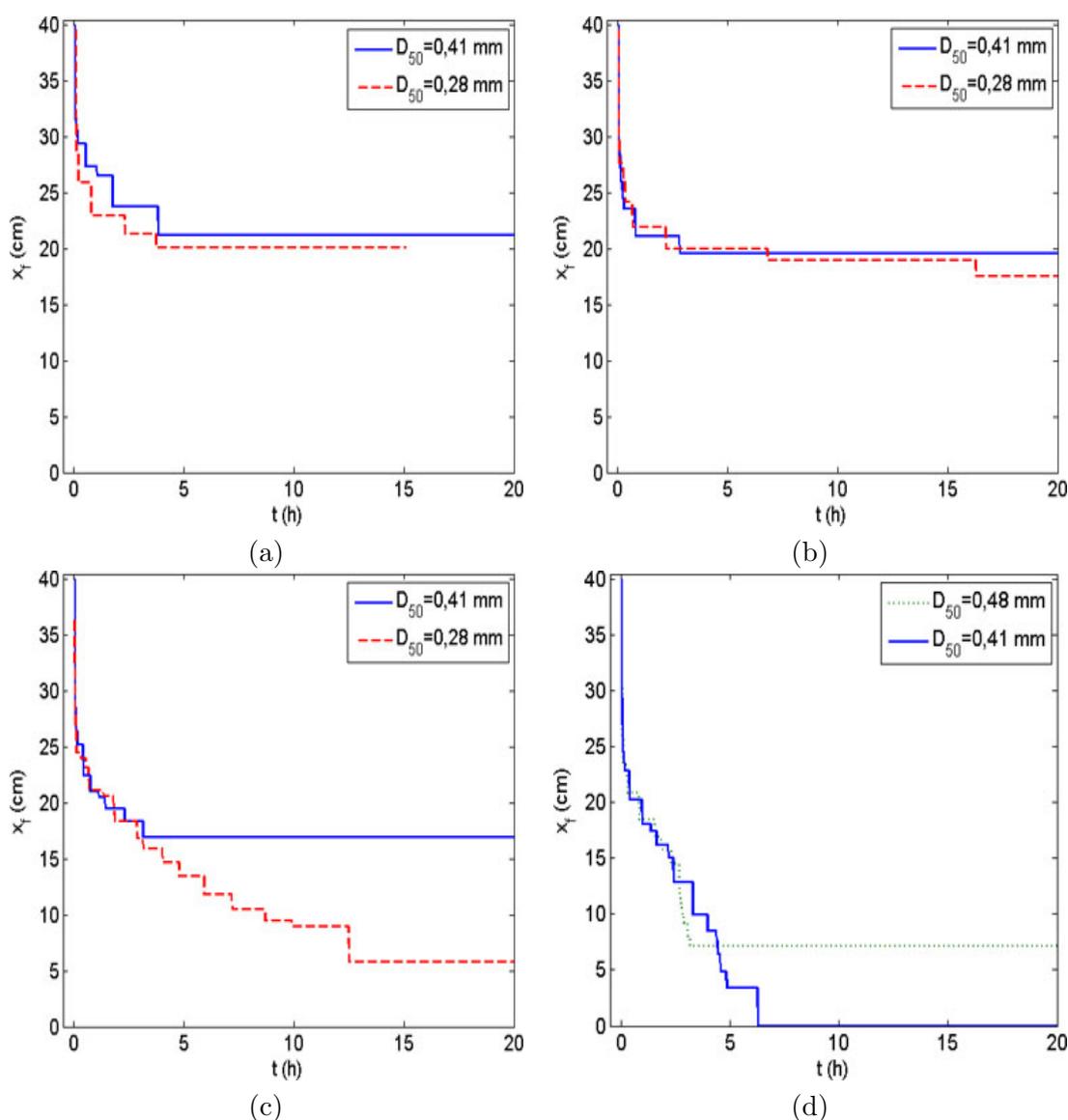


FIGURE 3.17 – Evolution temporelle de la position de la falaise $x_f(t)$ en fonction de la taille de grains du sable D_{50} à forçage de houle constant (F, ξ) . (a) (F, ξ) 4 - sables C412 et S276, (b) (F, ξ) 5 - sables C412 et S276, (c) (F, ξ) 7 - sables C412 et S276, (d) (F, ξ) 8 - sables S475 et C412.

recul de la falaise v_r^m est plus importante lorsque la falaise est composée de sable plus grossier. Nous avons observé sur la Figure 3.17 que la position de la falaise se stabilisait x_f^s pour un temps plus grand avec un sable plus fin qu'avec un sable plus grossier. La vitesse moyenne de recul de la falaise v_r^m est réduite pour une falaise composée de sable plus fin, car le temps sur lequel la vitesse est moyennée est plus grand.

Intéressons-nous maintenant à l'influence de la taille de grain sur la profondeur moyenne des évènements d'effondrement L_{eff}^m . Les valeurs de la profondeur moyenne des évènements d'effondrement L_{eff}^m sont représentées pour les quatre forçages de houle (F, ξ) 4, 5, 7 et 8 avec deux tailles de grains D_{50} différentes par forçage de houle sur la Figure 3.19. Nous pouvons observer que les valeurs de la profondeur moyenne des évènements d'effondrement L_{eff}^m semblent être plus grandes pour une falaise composée de sable plus

3.3. INFLUENCE DE LA TAILLE DE GRAIN DU MATÉRIAU SUR LE RECUL DE FALAISE77

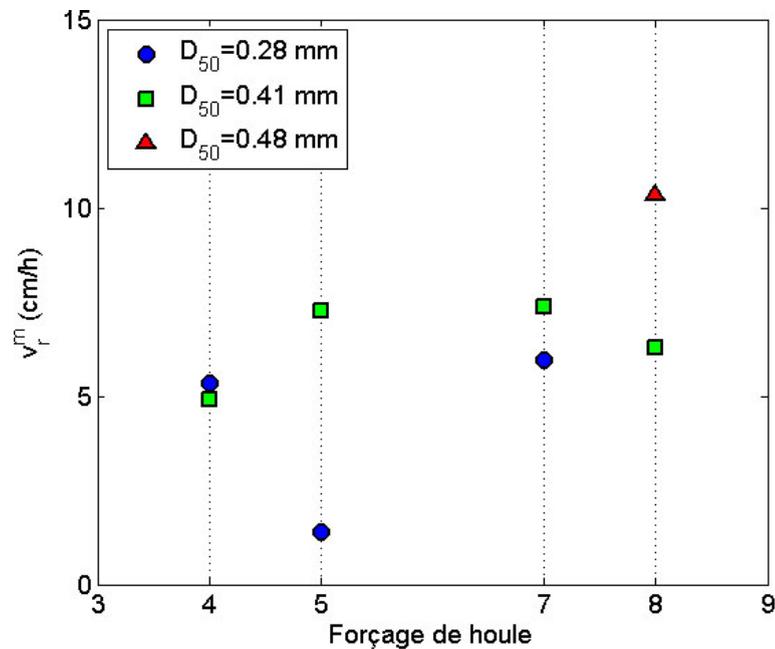


FIGURE 3.18 – Vitesse moyenne de recul de la falaise v_r^m en fonction de la taille de grains du sable D_{50} à forçage de houle constant (F, ξ).

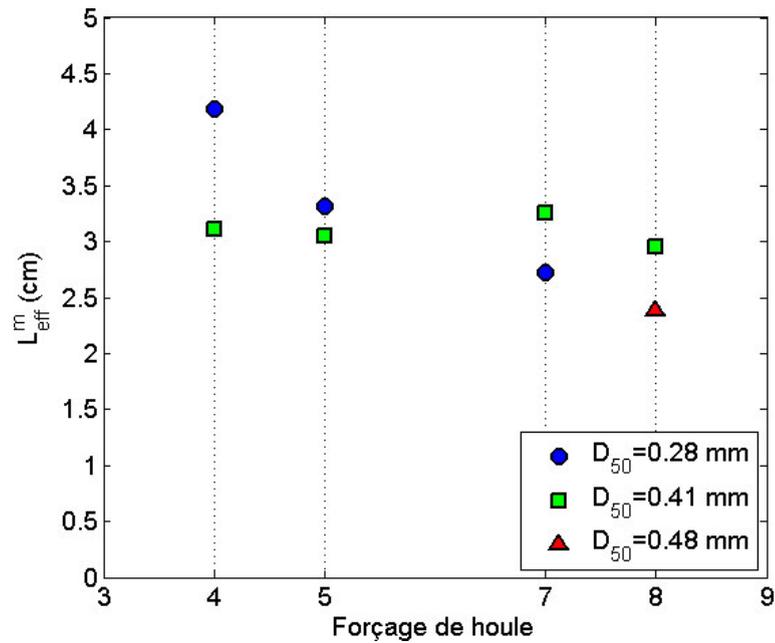


FIGURE 3.19 – Profondeur moyenne d'effondrement L_{eff}^m en fonction de la taille de grains du sable D_{50} à forçage de houle constant (F, ξ).

fin, malgré le forçage de houle (F, ξ) 7 montrant le contraire. Ce qui peut signifier qu'une falaise de sable fin est plus résistante au poids d'un volume de sable en porte-à-faux au dessus de l'encoche. La falaise serait donc plus cohésive lorsqu'elle composée de sable de plus petit diamètre D_{50} .

Analysons maintenant l'influence de la taille de grain D_{50} du sable qui compose la

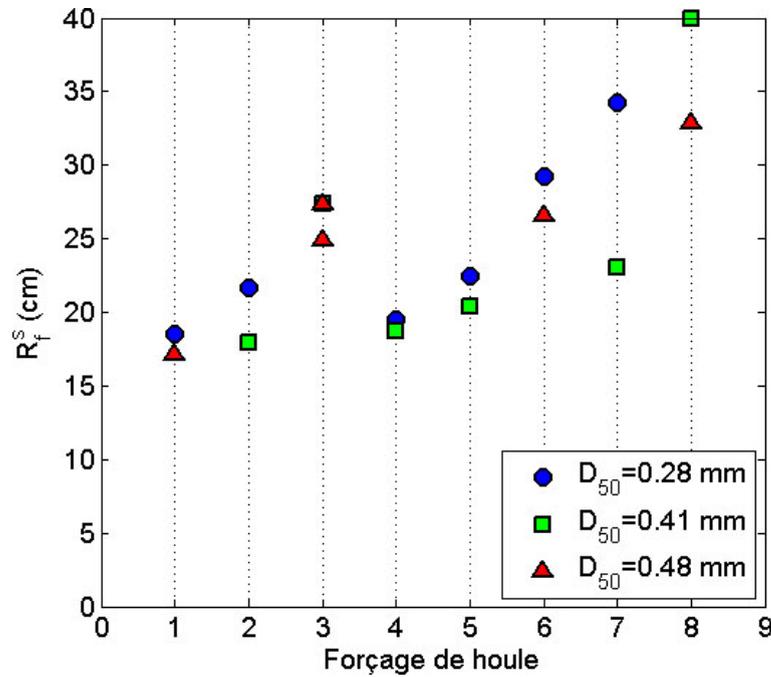


FIGURE 3.20 – Recul de la falaise stabilisée R_f^s en fonction de la taille de grain D_{50} pour les huit forçages de houle considérées (F, ξ) sur la Figure 3.16.

falaise sur le recul de la falaise stabilisée R_f^s à forçage de houle donné (F, ξ). Nous considérons les huit forçages de houle représentés sur la Figure 3.16. Le recul de la falaise stabilisée R_f^s est représentée sur la Figure 3.20 pour chacun des huit forçages de houle avec différentes tailles de grain D_{50} . Nous pouvons clairement observer que pour les huit régimes de houle considérés, le recul de la falaise stabilisée R_f^s est plus fort lorsqu'elle est composée de sable plus fin. Ce résultat va à l'encontre du fait que la falaise est plus cohésive lorsqu'elle est composée de sédiment fin et qu'elle devrait donc être plus résistante. Cette différence pourrait provenir d'une dynamique des vagues différente liée à une morphologie du fond sableux à l'avant de la falaise différente. L'analyse de la morphodynamique du fond est effectué pour plusieurs tailles de grains dans le Chapitre 4.

3.4 CONCLUSIONS

Nous avons d'abord montré que pour un même forçage de houle, la variabilité de la position de la falaise $x_f(t)$ est faible. Aucune tendance précise de l'influence du paramètre de similitude de surf ξ sur le recul de la falaise R_f n'a été observée. En revanche, le recul de la falaise stabilisée R_f^s et la vitesse moyenne de recul de la falaise v_r^m augmente linéairement avec le flux d'énergie des vagues F . Nous avons montré que la profondeur moyenne d'effondrement L_{eff}^m diminue linéairement avec le paramètre de similitude de "surf" ξ et le flux d'énergie des vagues F .

Nous avons montré que la profondeur critique moyenne de l'encoche $(L_{enc}^c)^m$ avant un évènement d'effondrement est quasiment égale à la profondeur moyenne de cet effondrement L_{eff}^m . Ayant aussi observé que le front de falaise reste vertical, le plan de rupture d'effondrement est donc principalement vertical. Nous avons également montré que la profondeur critique de l'encoche L_{enc}^c est proportionnelle à la racine carrée de la

hauteur instantanée de falaise $\sqrt{h_f^c(t)}$, ainsi les évènements d'effondrement se produisent en tension.

Les profondeurs moyennes des évènements d'effondrement L_{eff}^m sont plus importants lorsque la falaise est composée de sable plus fin, la falaise est donc plus résistante. Cependant, le recul de la falaise stabilisée R_f^s est plus fort, la falaise est donc plus érodée. Ces résultats peuvent s'expliquer par le fait que l'énergie des vagues qui impactent la falaise est différente. Il est donc nécessaire d'analyser l'influence du forçage de houle sur la morphologie du fond. Il faut également étudier l'effet de la taille de grain du sable sur cette morphologie du fond pour estimer son rôle sur la dissipation d'énergie des vagues.

MORPHODYNAMIQUE DU FOND

4

ON a pu voir dans le chapitre 3 que le recul de falaise dépend du forçage de houle au pied de la falaise qui dépend de la morphologie du fond. Et à son tour, la morphodynamique du fond est contrôlée par le flux de sédiments produite par l'érosion et le forçage de houle. Nous analysons ici comment le fond est influencé par le forçage des vagues et quelles conséquences cela implique sur la dynamique des vagues et donc de la falaise. Il est donc nécessaire de caractériser la morphologie du fond en fonction des caractéristiques du forçage de houle. Comme la cohésion de la falaise change avec la taille de grain, nous souhaitons également tester l'effet de la taille du grain de sable sur l'évolution morphologique du fond. Dans un premier temps, nous proposons une typologie permettant de distinguer les différentes morphologies observées. Nous proposons un diagramme des types de fond en fonction des paramètres de houle. Puis, nous estimons l'influence de la taille de grain sur la morphologie du fond. Finalement, nous faisons varier la hauteur d'eau moyenne afin de reproduire l'effet de la marée couplé au forçage de houle dans le but d'analyser leur influence sur la dynamique du fond.

4.1 MÉTHODE DE CARACTÉRISATION DES FONDS

Pour établir une classification des types de fonds, nous choisissons d'utiliser certains points géométriques du profil du fond $Z(x)$. La détermination de ces points géométriques est basée sur des critères sur la dérivée première $Z'(x)$ et seconde $Z''(x)$ du profil du fond. Ces dérivées sont calculées sur des fenêtres glissantes ayant pour taille 2 cm avec un pas de 0,5 cm (Fig. 4.1).

4.1.1 SINGULARITÉS MORPHOLOGIQUES

Nous avons ainsi choisi six points sur le profil du fond représentant des singularités morphologiques. Ces points sont, pour les abscisses croissantes, c'est-à-dire de la côte vers le large :

- **E** : Une encoche peut être présente en pied de falaise (Fig. 4.2). Lorsque c'est le cas, cette position (x_E, z_E) a une abscisse x inférieure à celle du front de falaise ($x_E < x_F$) et une altitude z inférieure à la hauteur de falaise ($z_E < h_f$). En appliquant ces contraintes sur le profil du fond, la position de l'encoche correspond au point du profil à abscisse minimale (Fig. 4.1).

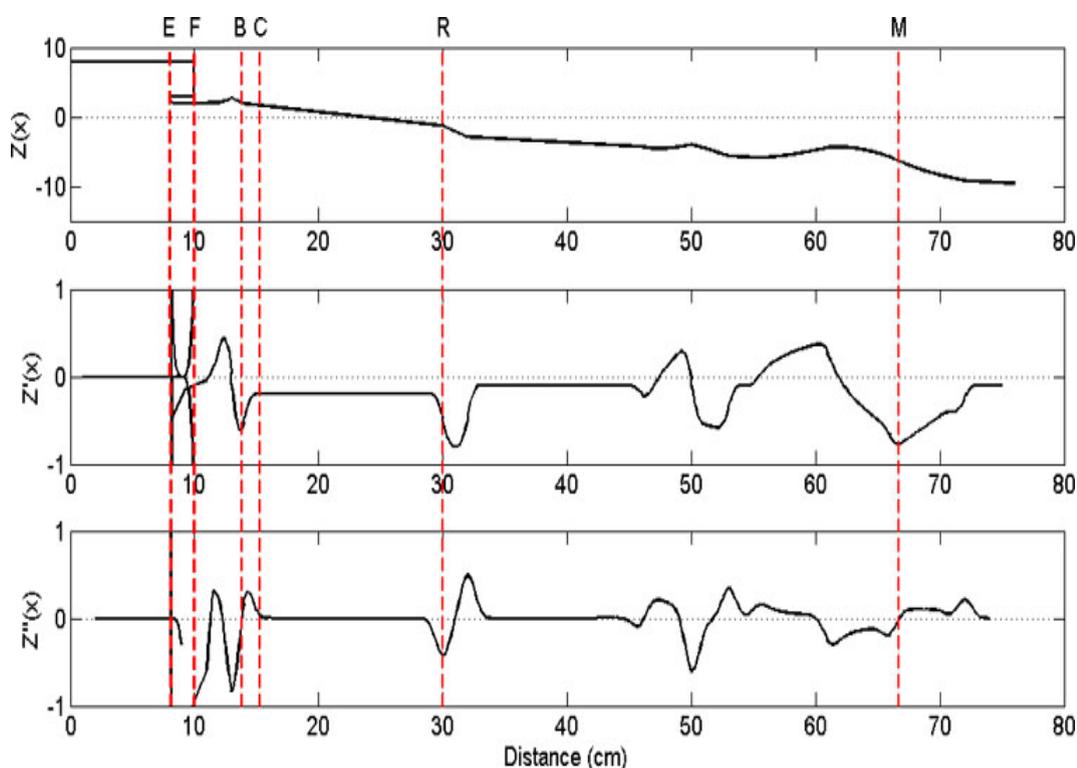


FIGURE 4.1 – Profil synthétique du fond et de la falaise $Z(x)$ et ses dérivées première $Z'(x)$ et seconde $Z''(x)$. Les traits verticaux (---) représentent les singularités morphologiques (de gauche à droite) : encoche E, falaise F, berme B, point de changement de concavité C, rupture de pente R et marche M.



FIGURE 4.2 – Visualisation latérale d'un profil d'une falaise présentant (F) une encoche et (E) une berme (B).

- **F** : Le front de falaise est caractérisé par une discontinuité de l'élévation de sable entre d'une part la plage et d'autre part le haut de la falaise (Fig. 4.2). Nous identifions donc sa position x_F comme le lieu où la pente $Z'(x_F)$ tend vers $-\infty$, c'est-à-dire lorsque le profil de la falaise tend à devenir vertical (Fig. 4.1). Parfois la falaise n'est pas verticale, nous prenons alors la falaise au niveau de la pente maximale (en valeur absolue).
- **B** : Dans certains régimes, une berme est présente en haut de plage (Fig. 4.2). La crête de cette berme est de forme convexe et la partie vers le large a un profil concave. Ainsi, nous déterminons la position de la berme (x_B, z_B) comme étant le point d'inflexion pour $Z''(x_B) = 0$ du passage de $Z''(x) < 0$ (vers la falaise) à $Z''(x) > 0$ (vers la plage) (Fig. 4.3). Ce point traduit le changement de courbure où la pente est localement maximale en valeur absolue (minimum local de Z').
- **C** : La pente en haut de plage peut décroître vers le large jusqu'à une stabilisation. Nous identifions le point de cette variation comme le point où la dérivée seconde

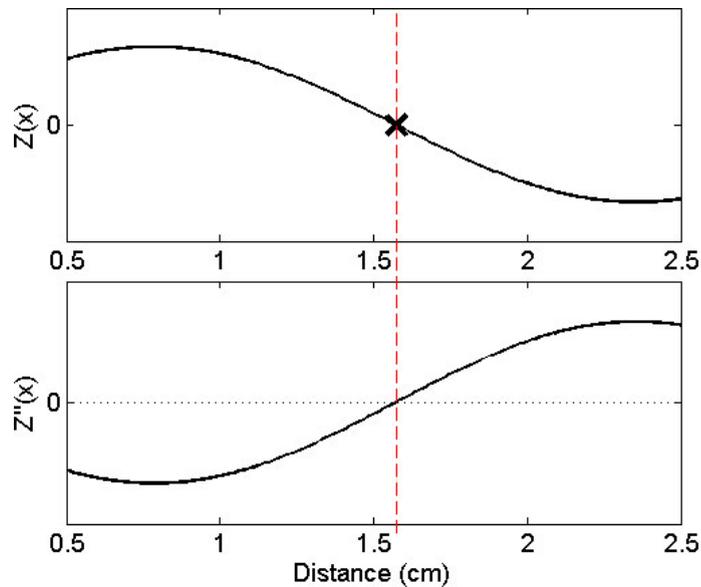


FIGURE 4.3 – Représentation d'un point d'inflexion sur le profil $Z(x)$ et sa dérivée seconde $Z''(x)$ pour la détermination de la berme (B) et de la marche (M).

du profil de plage $Z''(x)$, étant positive, tend vers 0 (Fig. 4.1). Cela traduit bien l'atténuation de la variation de la pente. Comme le profil a une forme concave, nous appelons ce point (x_C, y_C) , le point de changement de concavité qui détermine le bas du profil concave.

- **R** : Au large du point de changement de concavité, la pente du profil varie assez peu jusqu'à un point où on observe une rupture de pente. Cette rupture de pente donne lieu soit à un escarpement (augmentation de la pente) (représenté sur la Fig. 4.1), soit à un plateau (diminution de la pente). Nous identifions la position de cette rupture de pente (x_R, z_R) par le maximum (respectivement minimum) de la dérivée seconde du profil du fond $Z''(x_R)$ qui correspond alors à un plateau (respectivement un escarpement) (Fig. 4.1).
- **M** : Le dernier point singulier du profil que nous avons retenu est la position de la marche externe (x_M, y_M) définie par un changement de courbure i.e. un point d'inflexion ($Z''(x_M) = 0$) (Fig. 4.1). Souvent, ce point correspond à une ride.

Chacun des profils présente une position de falaise x_F , une position de rupture de pente (x_R, y_R) et une position de marche externe du profil total (x_M, y_M) . Par contre, l'encoche en pied de falaise (x_E, y_E) , la berme en haut de plage (x_B, y_B) et le point de changement de concavité (x_C, y_C) ne sont pas systématiquement identifiés.

4.1.2 LONGUEURS CARACTÉRISTIQUES MORPHOLOGIQUES

La détermination de ces singularités morphologiques nous permet de définir des longueurs caractéristiques du profil du fond.

Le profil concave s'étend de la berme (B) jusqu'au point de changement de concavité (C), sa longueur est $L_C = x_C - x_B$. Nous définissons la plate-forme interne comme la zone allant de la berme (B) jusqu'au point de la rupture de pente (R), sa longueur

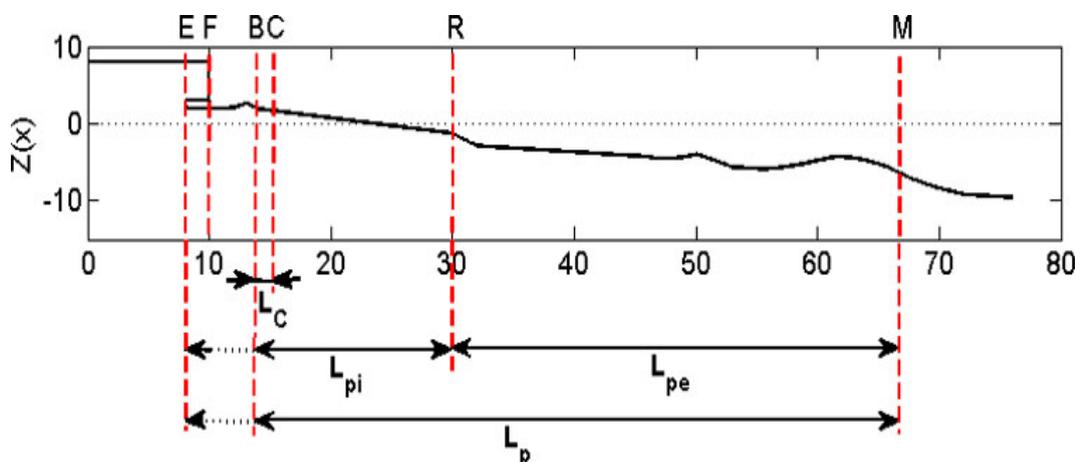


FIGURE 4.4 – Profil synthétique du fond et de la falaise $Z(x)$ (Cf. Fig. 4.1). Les traits verticaux (---) représentent les singularités morphologiques (de gauche à droite) : Encoche E, falaise F, berme B, point de changement de concavité C, rupture de pente R et marche M. Les longueurs du profil concave (L_C), de la plateforme interne (L_{pi}) et de la plateforme externe (L_{pe}) sont représentées dans le cas où la berme (B) est identifiée (—) et lorsqu'elle ne l'est pas (...).

est $L_{pi} = x_R - x_B$. La plateforme externe est définie comme la zone allant du point de la rupture de pente (R) jusqu'à la marche du profil (M) telle que sa longueur est $L_{pe} = x_M - x_R$. Nous distinguons ainsi trois longueurs caractéristiques, celles du profil concave L_C , de la plateforme interne L_{pi} et de la plateforme externe L_{pe} (Fig. 4.4). La plateforme correspond à la somme de ses deux parties, plateforme interne et plateforme externe, $L_p = L_{pi} + L_{pe}$ (Fig. 4.4).

Si l'un des points E, B ou C n'est pas présent, nous redéfinissons les longueurs du profil concave L_C et de la plateforme interne L_{pi} (Fig. 4.4). Si la berme du haut de plage n'est pas présente, nous utiliserons la singularité la plus proche située vers la côte pour déterminer les longueurs L_C et L_{pi} , c'est-à-dire la position de l'encoche (x_E, y_E), ou celle de la falaise (x_F) si cette dernière n'est également pas présente. Si le point de changement de concavité (C) n'est pas présent, le profil concave n'est pas déterminé.

4.2 CORRÉLATIONS MORPHOLOGIQUES ET HYDRODYNAMIQUES

Nous avons mesuré pour chacun des cas étudiés l'abscisse du point de déferlement x_b , l'abscisse du bas de la zone de jet de rive x_j et l'abscisse du trait de côte x_t correspondant au haut de la zone de jet de rive. Les longueurs caractéristiques des zones hydrodynamiques peuvent donc être définies : la longueur de la zone de déferlement vaut $L_{def} = x_b - x_j$ et celle de la zone de jet de rive vaut $L_{jet} = x_j - x_t$.

Nous comparons maintenant les singularités morphologiques et hydrodynamiques. Les plateformes interne et externe pourraient correspondre aux zones de jet de rive et de déferlement. Pour comparer la position des points singuliers qui les délimitent, nous analysons les écarts des abscisses des singularités hydrodynamiques x_b , x_j et x_t par rapport aux singularités morphologiques qui leur correspondraient, c'est-à-dire x_M , x_R , x_B (ou x_E si il n'y a pas de berme) respectivement. Ces écarts sont adimensionnalisés par la longueur

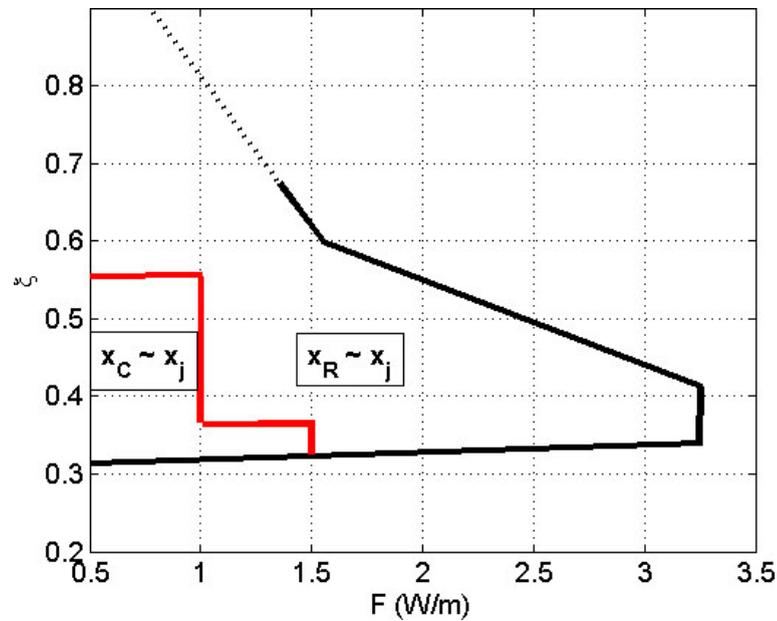


FIGURE 4.5 – Diagramme (F, ξ) avec la zone où c'est le point de la rupture de pente (R) qui caractérise le bas de la zone de jet de rive ($x_R \sim x_j$) et la zone où c'est le point de changement de concavité (C) qui le caractérise ($x_C \sim x_j$).

de la plateforme totale L_p .

Berge / Trait de côte (haut de jet de rive) :

- $\frac{|x_B - x_t|}{L_p} \leq 5\%$. Pour tous les cas, la singularité morphologique de la berme (B) correspond à l'endroit où s'échoue le jet de rive avec un écart maximal de 5%. La berme caractérise donc le haut du jet de rive.

Marche de la plateforme externe / Point de déferlement :

- $\frac{|x_M - x_b|}{L_p} \leq 9\%$. La localisation du point de déferlement correspond assez bien à la singularité de la marche de la plateforme externe. L'écart maximal n'excède pas les 9%.

Rupture de pente / Bas de jet de rive :

- $3\% \leq \frac{x_R - x_j}{L_p} \leq 16\%$ pour tous les cas sauf ceux mentionnés dans la catégorie ci-dessous. Nous pouvons remarquer que la rupture de pente (R) est légèrement plus au large que la position du bas du jet de rive x_j avec un écart allant jusqu'à 16%. La formation de la rupture de pente pourrait être liée à la formation du ressaut menant au jet de rive par l'interaction entre une vague et la nappe de retrait du jet de rive. Néanmoins, ce point caractérise relativement bien le bas de la zone de jet de rive.
- $37\% \leq \frac{x_R - x_j}{L_p} \leq 63\%$ pour des cas à faibles flux d'énergie F et paramètres de similitude de "surf" ξ (Fig. 4.5). Pour ces cas, la rupture de pente ne coïncide pas avec le bas de la zone de jet de rive qui est situé plus près de la côte. Nous utilisons donc la plus proche singularité située vers la côte, c'est-à-dire le point de changement

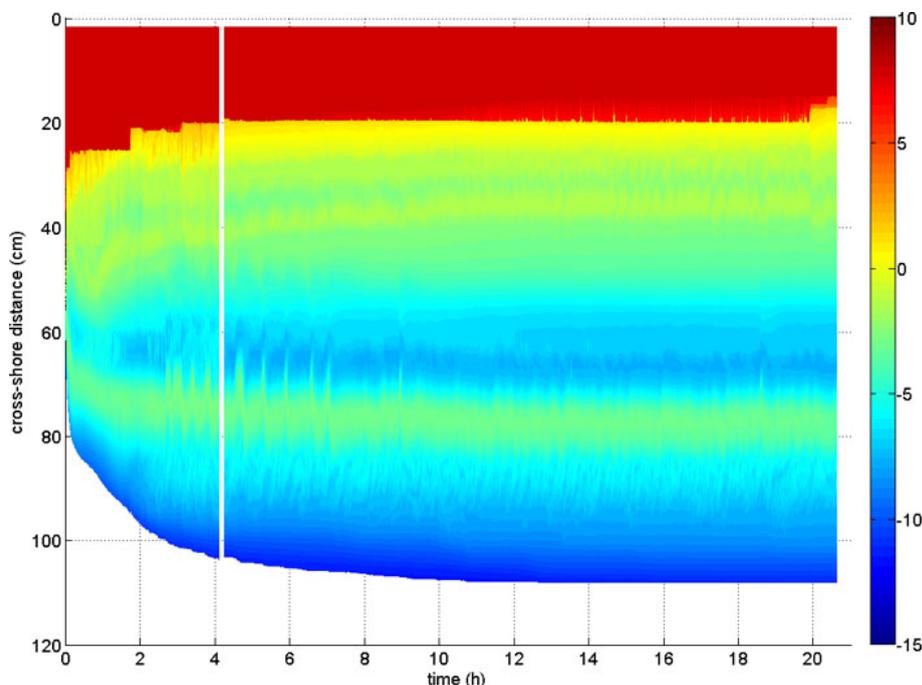


FIGURE 4.6 – Evolution spatio-temporelle de la morphologie de falaise et du fond pour le cas $(F; \xi) = (1, 2; 0, 39)$. L'échelle de couleur représente l'élévation de la surface du sable (en cm).

de concavité (C). Ainsi, nous calculons l'écart entre l'abscisse du point de changement de concavité x_C et l'abscisse du bas de la zone de jet de rive x_j .

$4\% \leq \frac{x_C - x_j}{L_p} \leq 17\%$. Il est clair que le point de changement de concavité C caractérise aussi bien le bas de la zone de jet de rive pour les cas à faibles flux d'énergie F et paramètre de similitude de "surf" ξ mentionnés ci-dessus, que la rupture de pente pour les autres cas. Les cas à faibles valeurs de F et ξ présentent donc une petite zone de jet de rive comprise dans le profil concave, alors que pour tous les autres profils, la zone de jet de rive est confondue avec la plateforme interne.

Comme les points (B) et (M) correspondent à la position du haut du jet de rive (trait de côte) x_t et au point de déferlement x_b , nous pouvons dire que la longueur de la plateforme $L_p = x_M - x_B$ correspond à la longueur de la zone de déferlement et de jet de rive $L_{jet} + L_{def} = x_b - x_t$.

4.3 TYPOLOGIE MORPHOLOGIQUE DU FOND EN FONCTION DU FORÇAGE DE HOULE

En utilisant les singularités morphologiques que nous avons déterminées, nous identifions une typologie de la morphologie du fond. Nous cherchons à établir une classification des types de morphologies du fond en fonction du forçage de houle.

Pour caractériser le forçage des vagues, nous avons fait le choix de deux paramètres hydrodynamiques qui nous ont semblé pertinents. Le premier paramètre est dit de similitude de "surf" ξ , et le second paramètre est le flux d'énergie des vagues incidentes F . Le choix et les limitations de ces paramètres ont été développés dans la section 2.3.1.

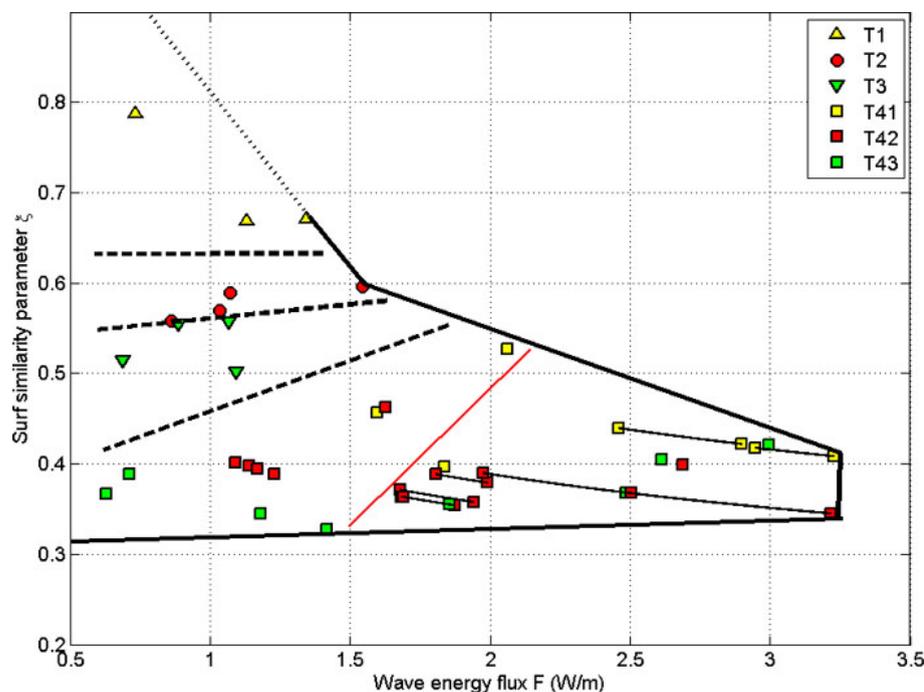


FIGURE 4.7 – Diagramme du type des fonds en fonction des paramètres de houle ($F; \xi$). Les frontières (- - -) délimitent les zones de morphologie différente. (—) limite entre les profils stationnaires et instationnaires pour le type $T4$. Les symboles reliés entre eux par une courbe pleine (—) représentent les cas instationnaires où les barres oscillent, les deux symboles correspondent aux forçages de houle pour les deux positions des barres.

Pendant un temps transitoire en début d'expérience, le matériau injecté par la falaise de sable est redistribué sur la pente solide. Puis, au bout de quelques heures, la morphologie du fond s'auto-organise car il n'y a plus d'apport de sédiment vers le fond sableux (Fig. 4.6). Nous caractérisons la forme des morphologies du fond lorsque les profils sont stabilisés.

A partir des expériences réalisées avec le sable C412, nous avons identifié quatre types principaux de profil du fond sableux en fonction du forçage de houle (Fig. 4.7) :

TYPE T1

Ces profils présentent une grande plateforme interne et une petite plateforme externe (Fig. 4.8f). Ces plateformes ont des profils à terrasse (plan) à forte pente ($\approx 20\%$) (Fig. 4.8h). Le point de la rupture de pente (R) correspond à une diminution de la pente (Fig. 4.8h en $x_R = 52,6 \text{ cm}$) (Fig. 4.8i). Lorsque la falaise est suffisamment érodée, une berme (B) existe (Fig. 4.8f en $x_B = 23,4 \text{ cm}$). Les vagues déferlantes sont de type frontal (Fig. 4.8a,g en $x_M = 64,6 \text{ cm}$) et se transforment aussitôt en ressaut (Fig. 4.8b-c) conduisant au jet de rive (Fig. 4.8d) qui va s'échouer au niveau de la berme (B) (Fig. 4.8e). La position du ressaut peut être détectée par le maximum de l'enveloppe supérieure des vagues (Fig. 4.8f, (...)) en $x \approx 58 \text{ cm}$) La zone de déferlement est très petite ($\approx 10\%\lambda$, où λ est la longueur d'onde). La longueur de la plateforme totale L_p est petite devant la longueur d'onde λ de l'ordre du tiers ($L_p/\lambda \approx 0,3$).

Ces profils sont observés pour $\xi \geq 0,65$.

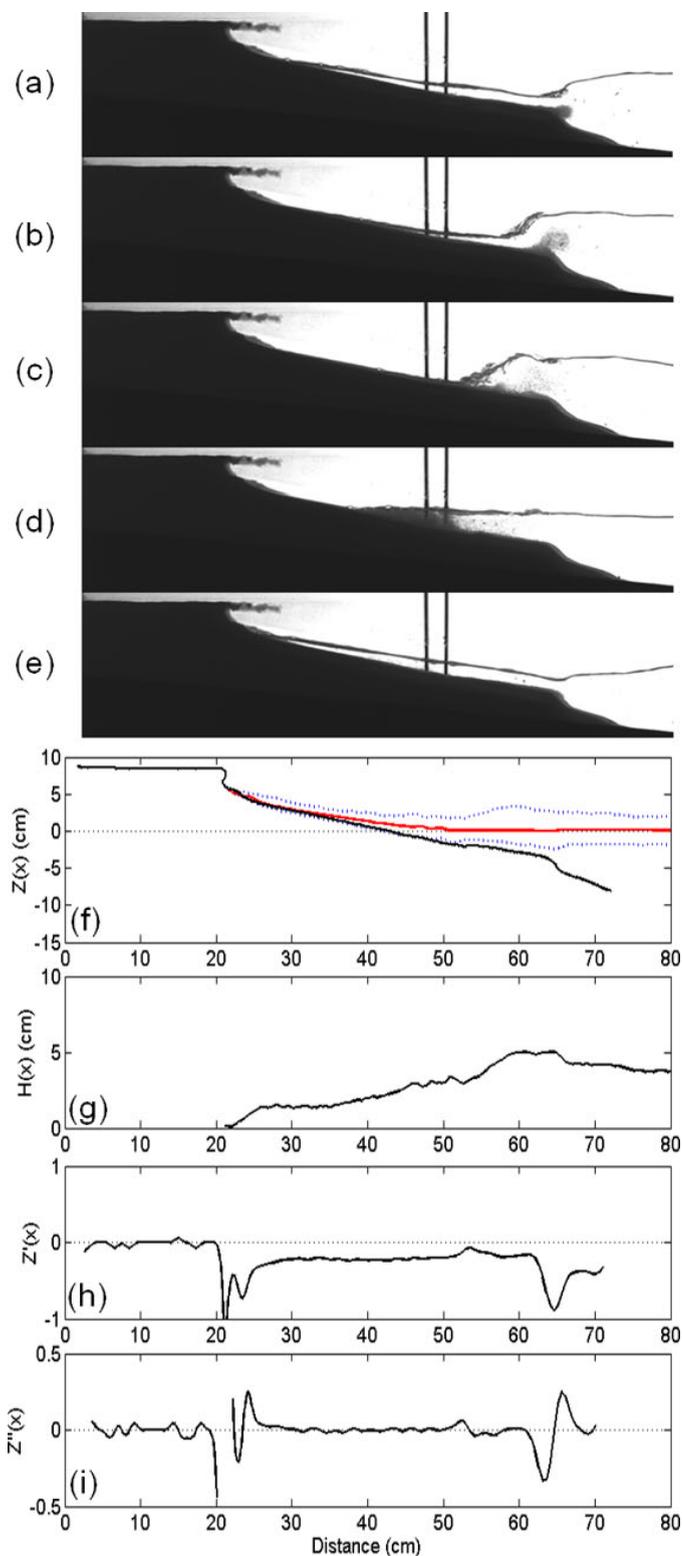


FIGURE 4.8 – Profil de fond de type T1 avec $(F, \xi) = (1, 1; 0, 67)$, $x_B = 23,4$ cm, $x_C = 29,6$ cm, $x_R = 52,6$ cm, $x_M = 64,6$ cm. (a)-(b)-(c)-(d)-(e) : Visualisation latérale. (f) : (—) Profils du fond $Z(x)$ et (—) de la surface libre moyennés en temps, (...) enveloppe des vagues. (g) : Hauteur des vagues $H(x)$. Dérivées (h) première $Z'(x)$ et (i) seconde $Z''(x)$ du profil du fond $Z(x)$.

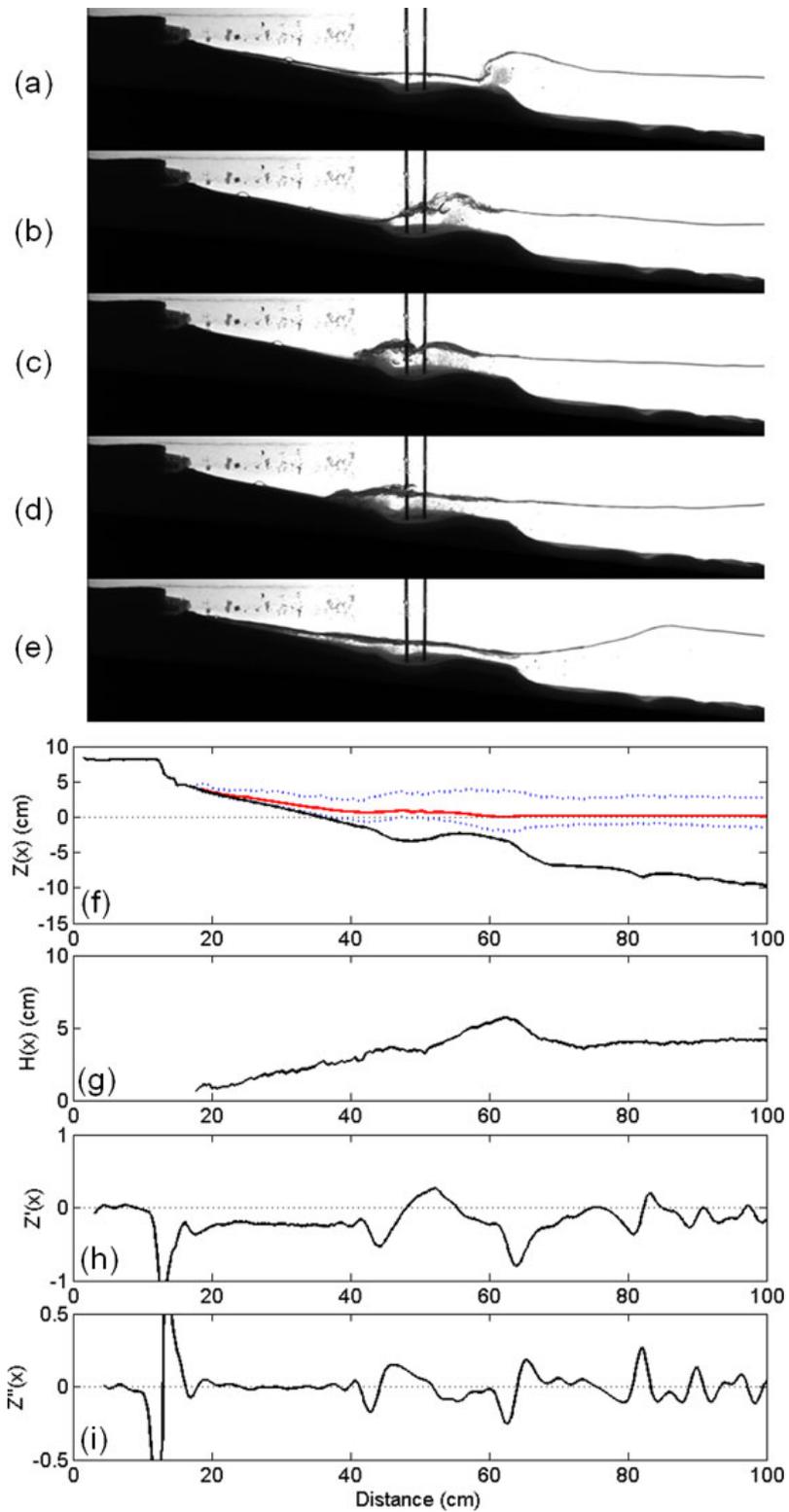


FIGURE 4.9 – Profil de fond de type T2 avec $(F, \xi) = (1; 0, 57)$, $x_B = 17,7$ cm, $x_C = 24,2$ cm, $x_R = 42,7$ cm, $x_M = 64,7$ cm. (a)-(b)-(c)-(d)-(e) : Visualisation latérale. (f) : (—) Profils du fond $Z(x)$ et (—) de la surface libre moyennés en temps, (...) enveloppe des vagues. (g) : Hauteur des vagues $H(x)$. Dérivées (h) première $Z'(x)$ et (i) seconde $Z''(x)$ du profil du fond $Z(x)$.

TYPE T2

Ces profils présentent une plateforme interne formée d'une terrasse à forte pente (Fig. 4.9f). Par contre, la plateforme externe est caractérisée par une barre rattachée à la plateforme interne (Fig. 4.9f). La positivité de la pente traduit la présence d'une fosse et de la barre (Fig. 4.9h pour $48 \text{ cm} \leq x \leq 55 \text{ cm}$). Le point de la rupture de pente (R) (Fig. 4.9f en $x_R = 42,7 \text{ cm}$) est ici une augmentation de la pente (Fig. 4.9h), c'est-à-dire un escarpement. Le déferlement des vagues est à effondrement (frontal/plongeant) (Fig. 4.9a) et a tendance à creuser le fond (Fig. 4.9b), d'où l'apparition de la barre. Ce type de déferlement entraîne un jet secondaire qui est aussitôt confondu avec la formation du ressaut (Fig. 4.9c) menant au jet de rive (Fig. 4.9d-e). Le rapport entre la longueur de la plateforme totale et la longueur d'onde est de l'ordre de $L_p/\lambda \approx 0,40 - 0,45$.

Ces profils sont observés pour $0,55 \leq \xi \leq 0,6$.

TYPE T3

Ces profils présentent une plateforme externe formée d'une terrasse à faible pente (Fig. 4.10f). La plateforme interne n'est par contre pas toujours de même nature. Nous distinguons deux types secondaires où la plateforme interne peut être constituée soit d'une terrasse à forte pente pour $F \geq 1 \text{ W/m}$, soit à faible pente pour $F \leq 1 \text{ W/m}$ (Fig. 4.10f). Les cas des terrasses à faible pente correspondent aux cas où la zone de jet de rive est petite et est confondue avec le profil concave (Fig. 4.10a). Nous pouvons en effet observer sur la Figure 4.10f que l'enveloppe inférieure des vagues est confondue avec le fond pour $x \approx 26 \text{ cm}$, ce qui caractérise le début de la zone de jet de rive. La pente $Z'(x)$ diminue de $x \approx 23 \text{ cm}$ jusqu'à $x \approx 32 \text{ cm}$ où elle se stabilise (Fig. 4.10h), c'est-à-dire lorsque $Z''(x)$ est proche de 0 (Fig. 4.10i). Cette zone détermine le profil concave ($x_C = 31,9 \text{ cm}$) qui correspond à la zone de jet de rive. La rupture de pente est ici un plateau (Fig. 4.10f en $x_R = 57,9 \text{ cm}$). Les déferlements observés sont de type plongeant/glissant (Fig. 4.10a), d'où l'absence de barre sédimentaire. Le front d'onde généré (Fig. 4.10b) se propage (Fig. 4.10c-d) en perdant de l'énergie jusqu'à la zone de jet de rive (Fig. 4.10e-a). La position du ressaut menant au jet de rive peut être repéré sur la Figure 4.10g où la hauteur des vagues diminue fortement en $x \approx 30 \text{ cm}$, ce qui traduirait l'effondrement du ressaut, c'est-à-dire le jet de rive. La longueur de la plateforme L_p est légèrement supérieure à la demi-longueur d'onde telle que $L_p/\lambda \approx 0,55 - 0,60$.

Ces types de profil du fond sont observés pour des faibles valeurs du flux d'énergie des vagues $F \leq 1,3 \text{ W/m}$ et pour $0,5 \leq \xi \leq 0,55$.

TYPE T4

Ces profils présentent une plateforme à deux systèmes distincts, un interne (Fig. 4.11f en $x \leq 40 \text{ cm}$) et un externe (Fig. 4.11f en $x \geq 40 \text{ cm}$). La rupture de pente qui délimite la plateforme interne de l'externe est un escarpement (Fig. 4.11i en $x_R = 35,2 \text{ cm}$). La plateforme externe est formée d'une barre de déferlement (Fig. 4.11f en $x_M = 89 \text{ cm}$) et d'une barre de jet secondaire associé (Fig. 4.11f en $x \approx 59 \text{ cm}$). La plateforme interne présente quant à elle une variabilité. Elle peut être de type T1, T2 ou T3 sans tendance claire par rapport aux paramètres de houle (Fig. 4.7). Nous proposons ainsi de subdiviser le type T4 en T41 (Fig. 4.11f), T42 et T43 en fonction de la morphologie de la plateforme interne (respectivement T1, T2, T3). Il est alors possible de vérifier que les caractéristiques des vagues au niveau du système interne correspondent bien à celles qui donnent lieu au même type de morphologie pour les cas à un seul système. Les vagues déferlent en plongeant

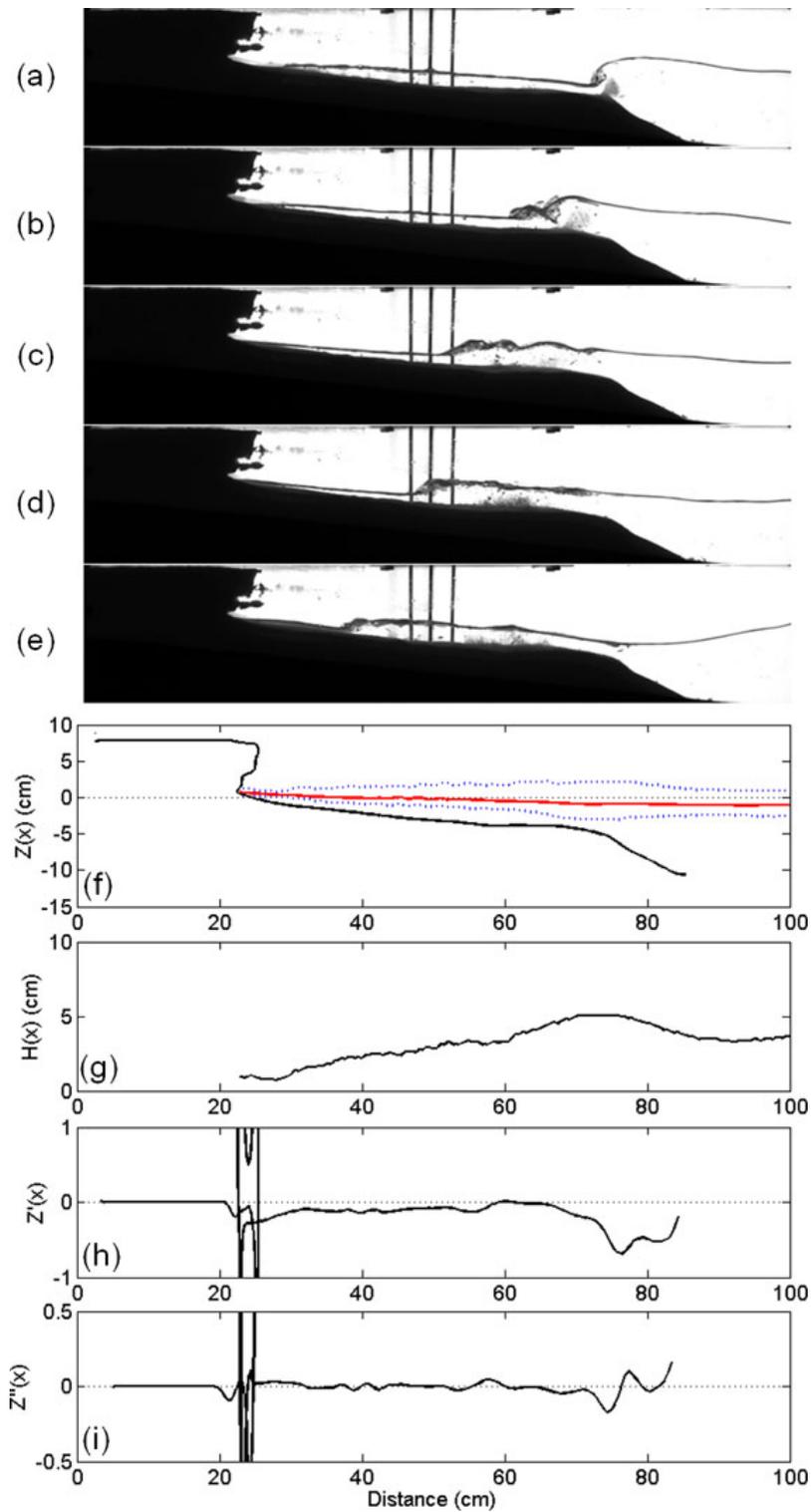


FIGURE 4.10 – Profil de fond de type T3 où la plateforme interne est à forte pente avec $(F, \xi) = (0,9; 0,55)$, $x_C = 31,9$ cm, $x_R = 57,9$ cm, $x_M = 76,4$ cm. (a)-(b)-(c)-(d)-(e) : Visualisation latérale. (f) : (—) Profils du fond $Z(x)$ et (—) de la surface libre moyennés en temps, (...) enveloppe des vagues. (g) : Hauteur des vagues $H(x)$. Dérivées (h) première $Z'(x)$ et (i) seconde $Z''(x)$ du profil du fond $Z(x)$.

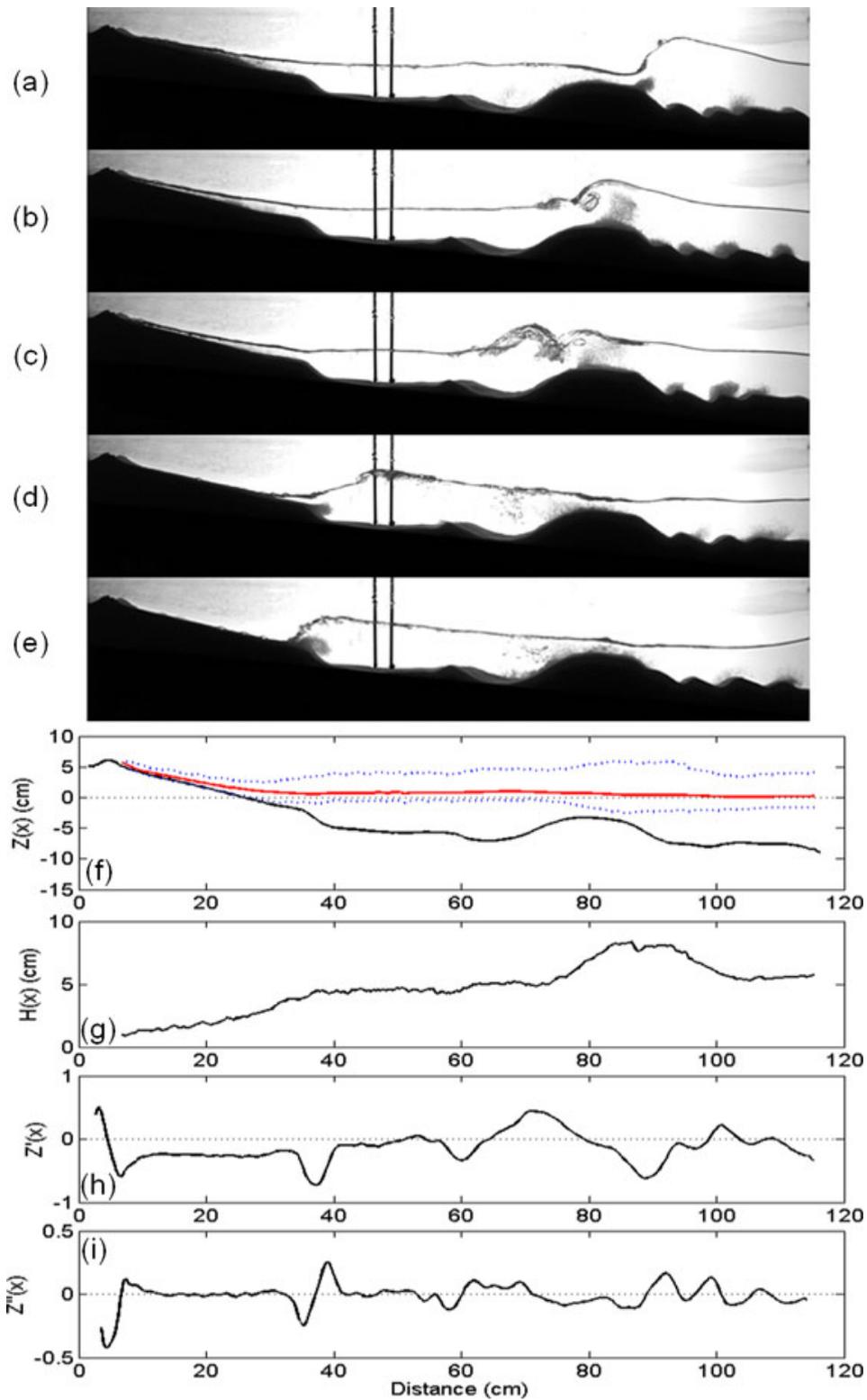


FIGURE 4.11 – Profil de fond de type T41 avec $(F, \xi) = (2, 1; 0, 53)$, $x_B = 6,5$ cm, $x_C = 12,7$ cm, $x_R = 35,2$ cm, $x_M = 89,2$ cm. (a)-(b)-(c)-(d)-(e) : Visualisation latérale. (f) : (—) Profils du fond $Z(x)$ et (—) de la surface libre moyennés en temps, (...) enveloppe des vagues. (g) : Hauteur des vagues $H(x)$. Dérivées (h) première $Z'(x)$ et (i) seconde $Z''(x)$ du profil du fond $Z(x)$.

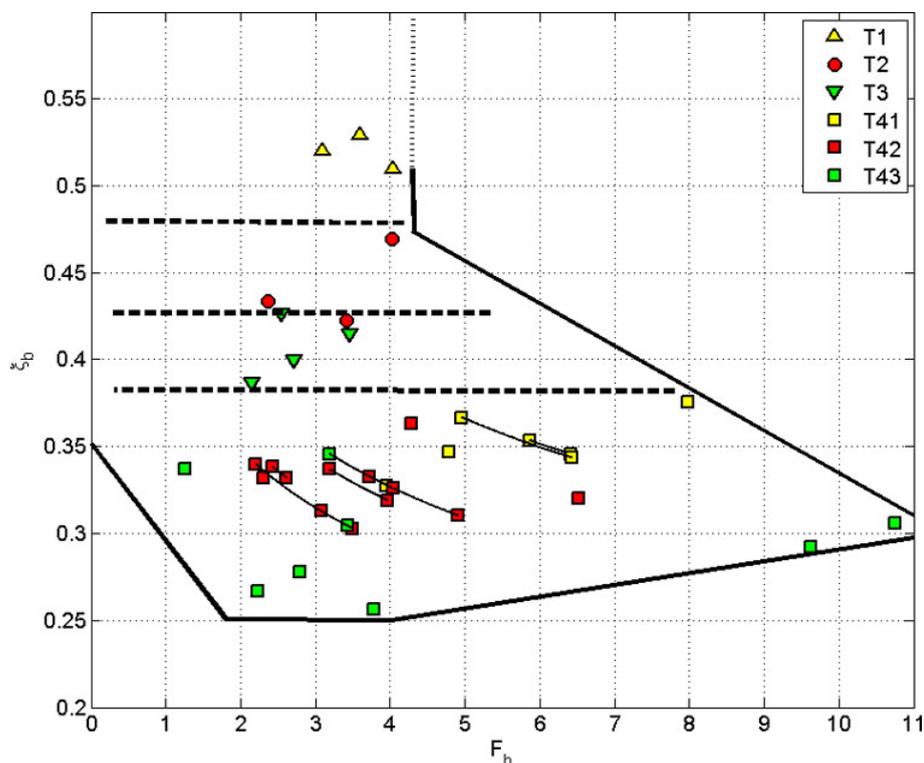


FIGURE 4.12 – Types de morphologie du fond dans le plan $(F_b; \xi_b)$. Les représentations des symboles et des limitations sont les mêmes que la Figure 4.7.

au niveau de la barre de déferlement de la plateforme externe (Fig. 4.11a-b) et peuvent créer un ou plusieurs jets secondaires selon leur énergie (Fig. 4.11c). Les fronts d'onde turbulents se propagent (Fig. 4.11d) et redéferlent au niveau de la plateforme interne (Fig. 4.11e). Nous pouvons ainsi distinguer deux points de déferlement (Fig. 4.11g en $x \approx 87 \text{ cm}$ et $x \approx 38 \text{ cm}$). Pour ce type de profil, la longueur de la plateforme totale L_p est supérieure à la longueur d'onde λ ($L_p/\lambda \geq 1$).

Ces types de profils sont observés pour tous les cas où $(\xi \leq 0,5)$ et celui où $((F, \xi) = (2, 1; 0, 53))$.

Quelques-uns de ces cas présentent la particularité d'avoir un fond instationnaire. Ce phénomène semble se manifester pour des forts flux d'énergie (Fig. 4.7). La frontière entre les cas stationnaires et instationnaires semble suivre une iso-hauteur de vague. Les profils instationnaires sont observés pour des hauteurs de vagues $H \geq 4,5 \text{ cm}$. Cette instationnarité se traduit par une oscillation des barres sédimentaires migrant alternativement vers le large et vers la côte. Leur dynamique sera discutée dans la section (4.4).

La Figure 4.7 montre que les types de fond dépendent plus fortement du paramètre de similitude de "surf" que du flux d'énergie des vagues.

Le diagramme des types de fond va donc être modifié. Nous remplaçons la hauteur des vagues au large H par celle au déferlement H_b dans les expressions du flux d'énergie F_b et du paramètre de similitude de "surf" ξ_b (Fig. 4.12). Les profils de type T1 sont observés pour $\xi_b \geq 0,48$, ceux de type T2 pour $0,42 \leq \xi_b \leq 0,48$, ceux de type T3 pour $0,38 \leq \xi_b \leq 0,43$ et ceux de type T4 pour $\xi_b \leq 0,38$. Nous pouvons ainsi observer que les types de morphologie du fond dépendent très fortement du paramètre de similitude de "surf" au déferlement ξ_b . Les types de profils T41, T42 et T43 semblent également être

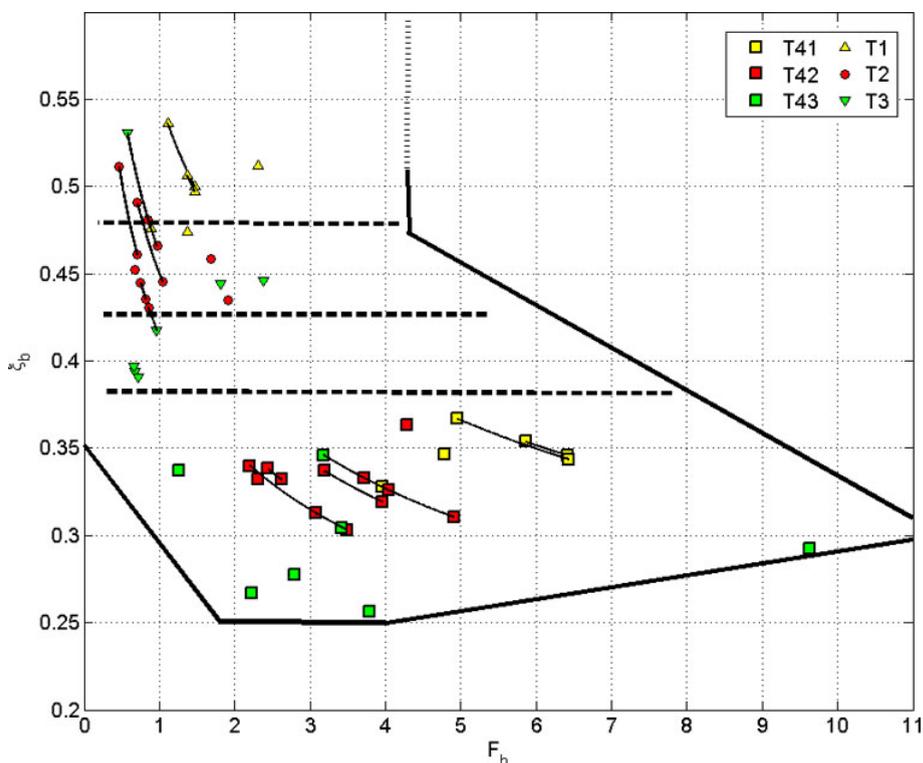


FIGURE 4.13 – Types de morphologie du fond dans le plan $(F_b; \xi_b)$. Les symboles de petite taille correspondent aux paramètres des vagues pour le système interne des profils de type T4.

fortement dépendants du paramètre de similitude de surf au déferlement ξ_b (Fig. 4.12). Ainsi, les profils de type T41 sont observés pour $0,34 \leq \xi_b \leq 0,38$, ceux de type T42 pour $0,3 \leq \xi_b \leq 0,34$ et ceux de type T43 pour $\xi_b \leq 0,31$. Les petits symboles représentés sur la Figure 4.13 correspondent aux paramètres des vagues au niveau du système interne des profils de type T41, T42 et T43. Nous pouvons observer que les types des profils internes se situent relativement bien dans les zones des différents types de morphologie du fond définis pour les profils de type T1, T2 et T3 (Fig. 4.13, $(F_b \leq 2,5, \xi_b \geq 0,38)$). Notre caractérisation des profils de type T4 est donc pertinente. Cela semble montrer qu'après modification par un déferlement au-dessus d'une barre, les vagues se comportent comme des vagues non déferlées de même période T et de hauteur H différente.

Il est par contre délicat de distinguer les profils instationnaires. L'estimation de la hauteur des vagues au déferlement H_b est basée sur une mesure de la surface libre impliquant les hauteurs incidente et réfléchie de la houle. Cela signifierait que l'instationnarité dépend des vagues incidentes, elle se déclenche effectivement pour des fortes hauteurs des vagues incidentes au large H .

Pour pouvoir comparer le diagramme des types de fond avec d'autres travaux de la littérature, nous le représentons dans un nouveau diagramme à deux paramètres, le nombre de Dean Ω (Eq. 1.7) et le paramètre de Shields (Eq. 1.6) au point de déferlement Θ_b (Fig. 4.14). A la différence des paramètres de houle au déferlement (F_b, ξ_b) , ces deux paramètres (Ω, Θ_b) prennent en compte les caractéristiques du sédiment et ont l'avantage d'être adimensionnels.

Nous pouvons observer dans le plan (Ω, Θ_b) (Fig. 4.14) que les types de morphologie dépendent très fortement du paramètre de Dean Ω . Les morphologies de type T1 sont

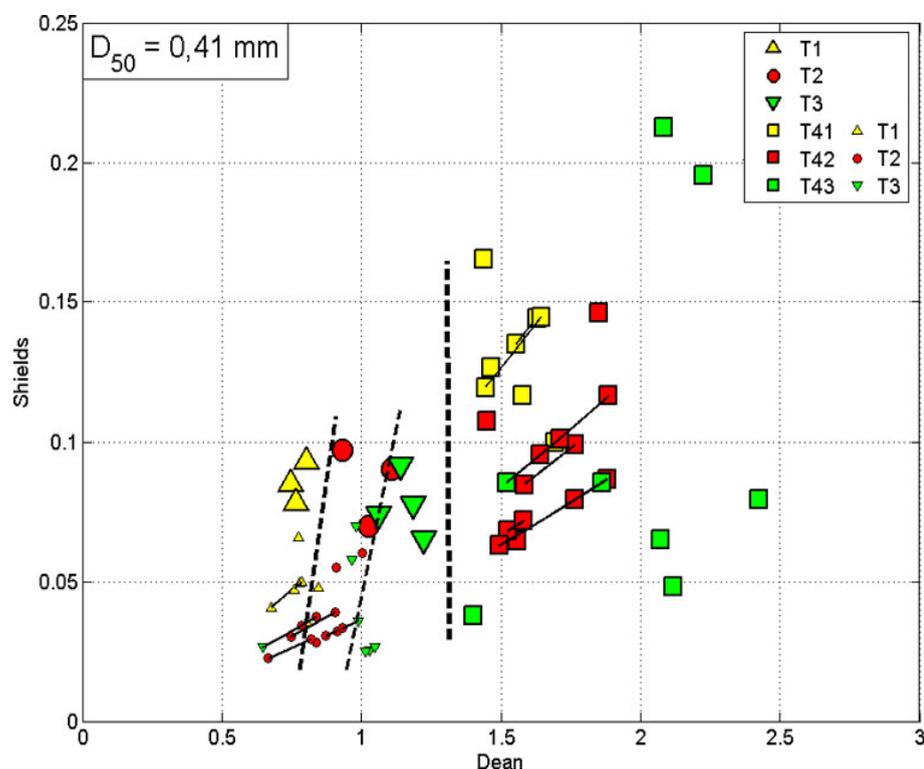


FIGURE 4.14 – Types de morphologie dans le plan (Ω, Θ_b) . Les représentations des symboles et des limitations sont les mêmes que la Figure 4.7.

observées pour $\Omega \leq 0,8$, ceux de type T2 pour $0,8 \leq \Omega \leq 1,2$, ceux de type T3 pour $1,1 \leq \Omega \leq 1,3$ et ceux de type T4 pour $\Omega \geq 1,3$. Les profils du fond de type T41, T42 et T43 dépendent principalement du nombre de Dean, mais également du paramètre de Shields Θ_b . Ainsi les profils de type T41 sont observés pour $1,4 \leq \Omega \leq 1,7$ et $\Theta \geq 0,1$, ceux de type T42 pour $1,4 \leq \Omega \leq 2$ et $0,06 \leq \Theta \leq 0,12$, et ceux de type T43 pour $\Omega \geq 2$ (Fig. 4.14).

Comme dans la classification des types de profil du fond proposée par Wright & Short (1984) (Fig. 1.33), nous observons que les types de morphologie du fond dépendent principalement du nombre de Dean Ω . La gamme du nombre de Dean Ω que nous avons étudiée est $0,5 \leq \Omega \leq 2,5$.

En comparant les types de morphologie obtenues dans cette étude à ceux de la classification de Wright & Short (1984), les profils de type T1 correspondent à un profil “réfléchissant” dans la classification de Wright & Short (1984).

Les profils du fond de type T2 ($0,8 \leq \Omega \leq 1,2$) pourraient correspondre au profil “LTT” (Fig. 1.33). Nous y retrouvons en effet la fosse et la plateforme interne à forte pente. Cependant, nous observons une barre alors que Wright & Short (1984) ont distingué une terrasse. Cela peut s’expliquer par le fait que nous avons généré une houle monochromatique à la différence de celle présente dans la nature où elle est aléatoire, ces vagues ne vont donc pas déferler au même endroit, le profil est donc aplati et a une forme de terrasse.

Les profils du fond de type T3 ($1,1 \leq \Omega \leq 1,3$) peuvent être comparées aux profils “LTT” et “TBR”. Dans les deux cas, des terrasses sont observées par Wright & Short (1984), et la plateforme interne présente soit un profil à forte pente (“LTT”), soit un profil concave (“TBR”). Cependant, les profils “LTT” et “TBR” présentent une variation de leur forme

le long de la côte (Fig. 1.33), or notre étude est bidimensionnelle.

Les profils de type T4 ($\Omega \geq 1,3$) semblent correspondre aux profils “RBB” ou “LBT” par la présence de la barre sédimentaire. La forme de la plateforme interne dans la nature ne semble pas bien déterminée à cause de l’effet aléatoire de la houle.

Les profils du fond de type T1 sont observés pour un nombre de Dean ($\Omega \leq 0,8$), ce qui correspond à des valeurs de Ω similaires des profils du fond “réfléchissant” de la classification de Wright & Short (1984). Les morphologies du fond de type T2, T3 et T4 sont observées pour des valeurs de Ω croissants (T2 : $0,8 \leq \Omega \leq 1,2$, T3 : $1,1 \leq \Omega \leq 1,3$ et T4 : $1,3 \leq \Omega \leq 2,5$). Or les profils de la classification de Wright & Short (1984) auxquels nous les comparons (respectivement “LTT”, “LTT/TBR” et “RBB/LBT”) correspondent à des profils intermédiaires qui ont également été observés pour des valeurs croissantes dans la même gamme du nombre de Dean Ω .

Certains des profils du fond observés par Wright & Short (1984) ont une variabilité parallèle au rivage, les flux sédimentaires qui sculptent le fond sont donc différents. Cependant, notre caractérisation des types de morphologie du fond semble cohérente avec la classification de profils naturels du fond de Wright & Short (1984).

Une classification des types de fond a également été effectuée pour des régimes de houle faiblement énergétiques (Hegge et al. (1996), Makaske & Augustinus (1998), Jackson et al. (2002)). Makaske & Augustinus (1998) ont classifié les types de profils du fond du haut de plage sur le delta du Rhône en fonction de la hauteur des vagues au déferlement H_b (Fig. 1.36). Les profils observés sont soit des terrasses à pente raide pour $H_b \leq 0,25 m$, des profils concaves pour $0,25 m \leq H_b \leq 0,35 m$ ou convexe-concave pour $H_b \geq 0,35 m$.

En comparant notre caractérisation à ces types de profils, nous retrouvons le profil du fond de type T1 qui correspond au profil à pente raide. Nous pouvons également considérer que les profils de type T3 qui présente un profil concave près de la côte semble ressembler au profil convexe-concave.

Grasso et al. (2009) ont effectué des expériences en laboratoire sur la morphologie du fond sous un régime de houle aléatoire en utilisant un sable plus grossier ($D_{50} = 0,6 mm$) et plus léger ($\rho_s = 1,19 g/cm^3$) que le sable que nous utilisons. Pour un nombre de Dean $\Omega = 0,7$, Grasso et al. (2009) observent un profil “réfléchissant”. Pour un nombre de Dean $\Omega = 2,5$, ils observent un profil à terrasse (Fig. 1.37) alors que dans notre étude, les cas obtenus correspondants aux plus fortes valeurs du nombre de Dean $2 \leq \Omega \leq 2,5$, sont des profils de type T43, soit des profils à barre.

Les caractéristiques du sable ont donc un rôle primordial sur le type de morphologie et le nombre de Dean Ω ne suffit pas à caractériser des fonds de sable différents.

4.4 OSCILLATION AUTO-ENTRETEENUE DES BARRES SÉDIMÉNTAIRES

Il a été observé que, pour des forts flux d’énergie F à consigne de forçage de houle constante, certains profils du fond de type T4 sont instationnaires (Fig. 4.7). Cette instationnarité est caractérisée par une oscillation de la barre externe et souvent de la plateforme interne. Pour les cas instationnaires, le signal de la hauteur de houle ($H(t)$ et $H_b(t)$) présente aussi des variations temporelles, en dépit du fait que la consigne du batteur soit fixe.

Nous avons pu vérifier que la période de la houle T reste constante durant ces expériences, ainsi seule la hauteur des vagues H varie. Nous avons également réalisé plusieurs

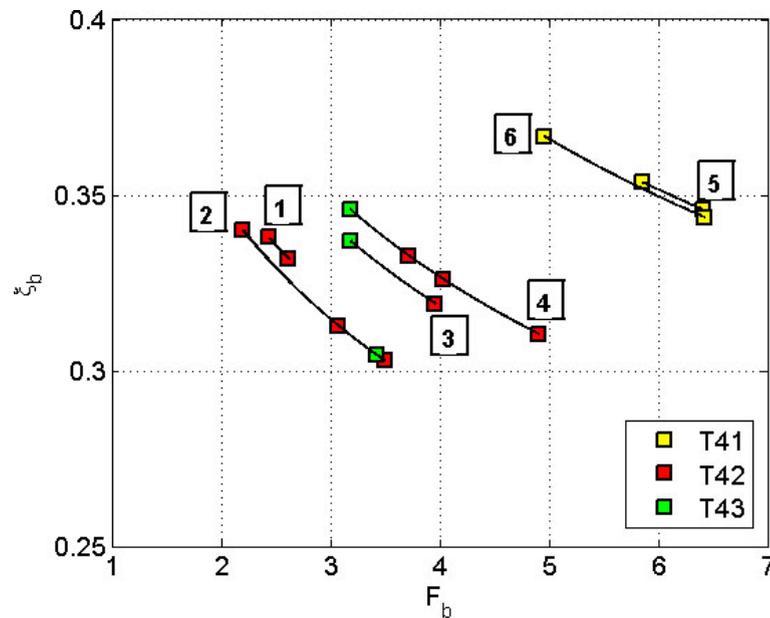


FIGURE 4.15 – Types de morphologie $T4$ instationnaires dans le plan (F_b, ξ_b) .

tests pour lesquels les paramètres de houle sont ceux des cas oscillants en installant des galets retenus par une grille à la place du massif de sable. Nous avons vérifié que dans ce cas, le forçage de houle reste constant. Ainsi, il semble que le batteur ne soit pas responsable de la variation de l'amplitude de houle. La hauteur de houle peut être modifiée lorsque la hauteur d'eau change, ce qui modifie l'efficacité du batteur. Nous avons bien observé que la moyenne de cette hauteur d'eau (sur des fenêtres glissantes de taille 10 min) varie dans les cas où le fond est instationnaire en corrélation avec la hauteur des vagues. Ces variations sont de l'ordre du millimètre. La dernière vérification fût de réaliser une expérience en fixant la hauteur d'eau $d = 15 \text{ cm}$ grâce à une cuve de trop-plein raccordée au canal. Nous avons alors observé que les oscillations du fond étaient encore présentes. Ces vérifications permettent de préciser que c'est bien l'interaction entre la dynamique des vagues et le système sédimentaire qui génère les oscillations auto-entretenu du système.

Nous présentons ici six couples de forçage de houle au déferlement (F_b, ξ_b) présentant des oscillations du fond. Les six couples sont représentés sur la Figure 4.15 et les caractéristiques de ces oscillations sont présentées dans le Tableau 4.1.

– (F_b, ξ_b) 1 :

Le premier cas correspond à un profil de type T42 avec pour paramètre de houle au déferlement $(F_b, \xi_b) = (2, 4; 0, 34) - (2, 6; 0, 33)$. L'évolution spatio-temporelle du profil du fond et de la falaise est représentée sur la Figure 4.16. Nous pouvons observer que l'oscillation des deux barres (interne et externe) qui commence au bout de $t = 2h$ du début de l'expérience, c'est-à-dire avant la fin de la migration moyenne de la barre (Fig. 4.16a). A partir de ce moment, les deux barres oscillent en opposition de phase jusqu'à la fin de l'expérience. Le dernier effondrement, donc apport de sédiment au système, se produit vers $t = 7h$. La position moyenne de la barre externe s'éloigne progressivement jusqu'à se stabiliser vers $t = 12h$. Afin de déterminer si le comportement oscillatoire possède un caractère intrinsèque, nous stoppons le batteur à houle à $t = 20 h$, nous laissons reposer le système quelques heures avant de réactiver

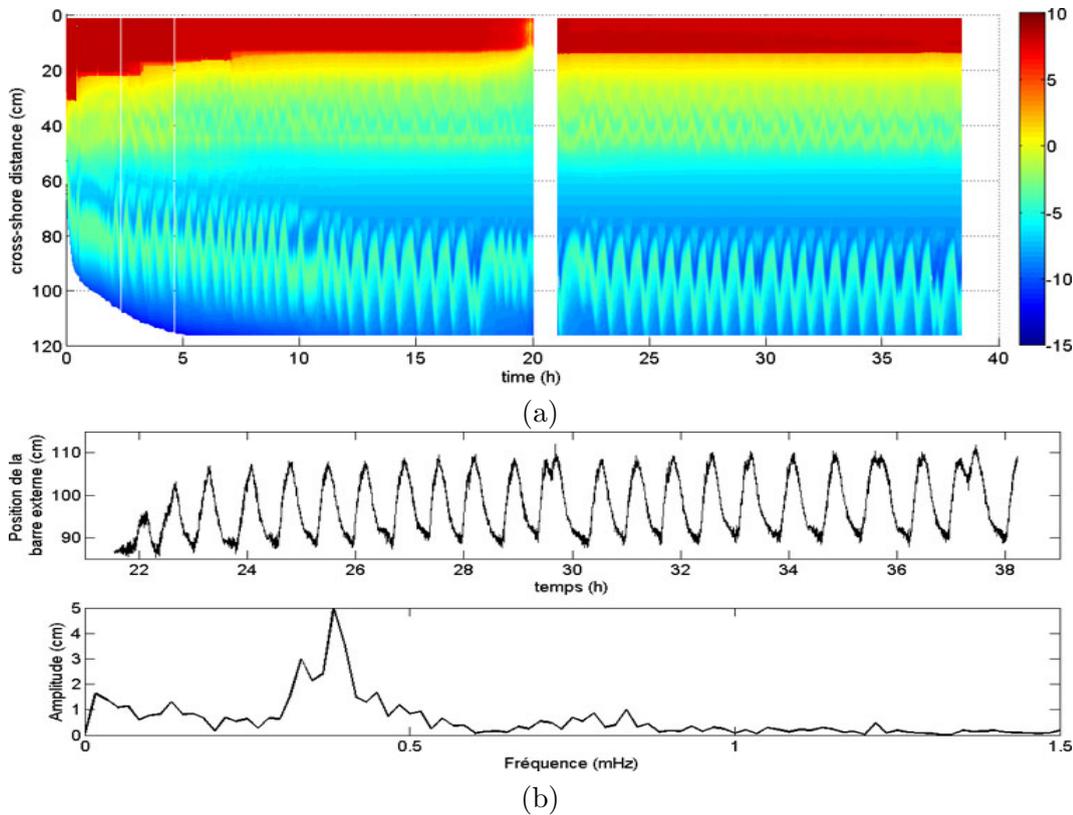


FIGURE 4.16 – (F_b, ξ_b) 1. (a) Evolution spatio-temporelle de la morphologie du fond et de falaise. (b) Série temporelle de la position de la crête de la barre externe et spectre de Fourier associé.

le batteur. Nous pouvons observer que la dynamique d'oscillation du système est conservée jusqu'à la fin de l'expérience. Malgré une variation passagère de l'amplitude et de la période d'oscillation entre $18h$ et $20h$ avant l'arrêt du batteur (Fig. 4.16a). Lorsque la valeur du flux d'énergie au déferlement est maximale ($F_b = 2,6$), la barre externe est située vers le large.

Pour estimer l'amplitude et la période d'oscillation de la barre externe, nous avons analysé l'évolution temporelle de la position de la crête de la barre. La série temporelle de la position de la crête de la barre externe entre $t \approx 22h$ et $t \approx 38h$ et le spectre de Fourier associé sont représentés sur la Figure 4.16b. Nous pouvons observer sur le spectre la présence de 2 pics de fréquence assez proches. Celui qui prédomine correspond à une période d'oscillation $T_o \approx 44 \text{ min}$ et une amplitude $A_o \approx 5 \text{ cm}$ et le second pic correspond à une période $T_o \approx 50 \text{ min}$ et une amplitude $A_o \approx 3 \text{ cm}$.

– (F_b, ξ_b) 2 :

Comme le cas 1, nous pouvons observer sur la Figure 4.17a que l'oscillation du système commence environ à $t \approx 2h$ et que les deux barres oscillent en opposition de phase. Cependant il existe deux oscillations de caractéristiques distinctes.

La première commence à $t \approx 2h$ jusqu'à $t \approx 12h$ pour laquelle le profil du fond est en permanence de type T42. La gamme des paramètres de houle est alors $(F_b, \xi_b) = (2, 2; 0, 33) - (3, 5; 0, 30)$. La position moyenne de la barre externe semble se stabiliser à $t \approx 3h$, cela correspond à l'instant du dernier effondrement. L'effondrement qui

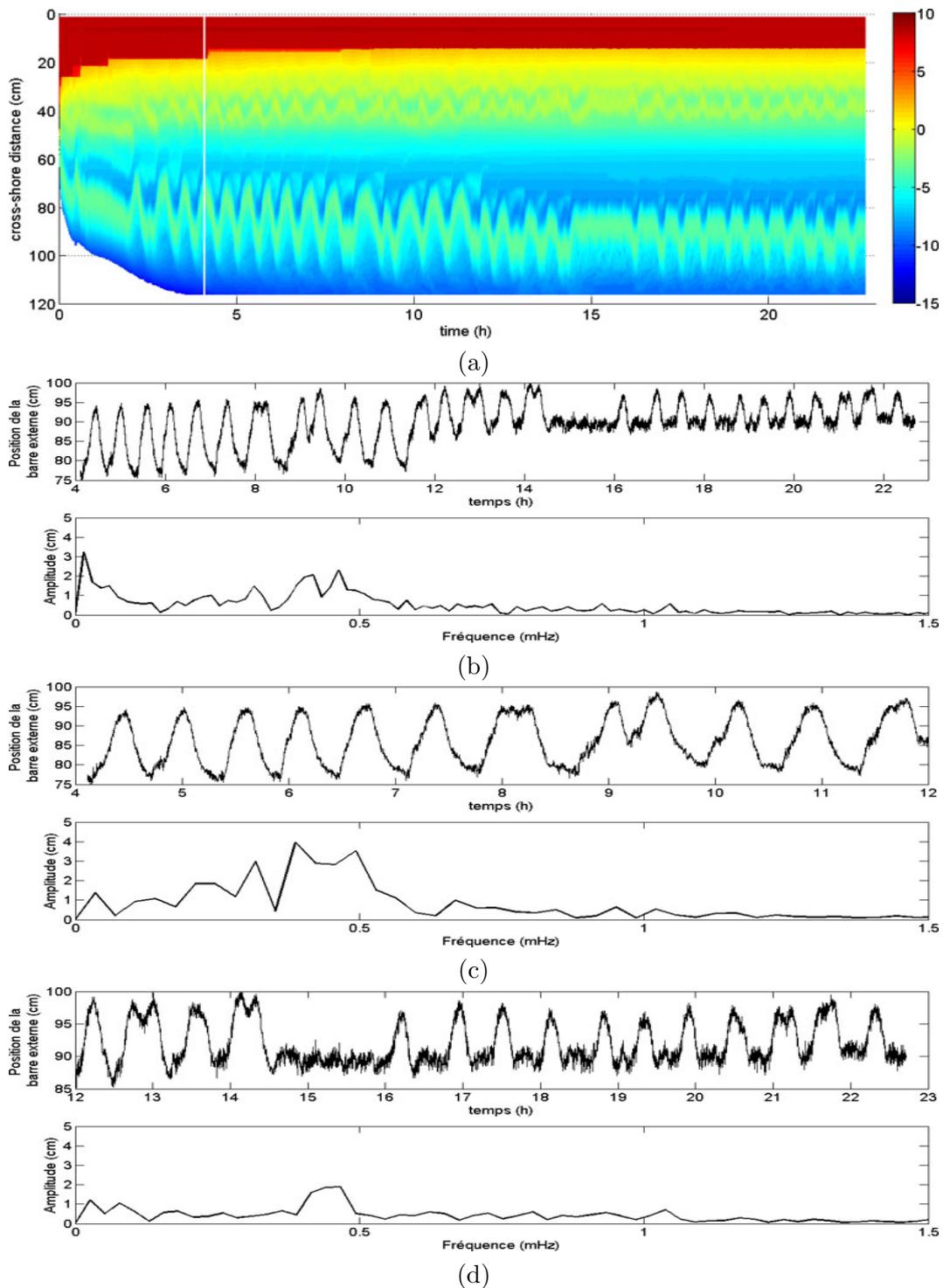


FIGURE 4.17 – (F_b, ξ_b) 2. (a) Evolution spatio-temporelle de la morphologie du fond et de falaise. Série temporelle de la position de la crête de la barre externe et spectre de Fourier associé (b) pour $4h \leq t \leq 23h$, (c) pour $4h \leq t \leq 12h$ et (d) pour $12h \leq t \leq 23h$.

semble se produire à $t \approx 4h$ sur la Figure 4.17a correspond à des résidus de sable restés sur la paroi de la visualisation latérale.

La seconde phase d'oscillation débute à $t = 12h$ et dure jusqu'à la fin de l'expérience où le profil du fond est également de type T42 avec $(F_b, \xi_b) = (3, 1; 0, 31) -$

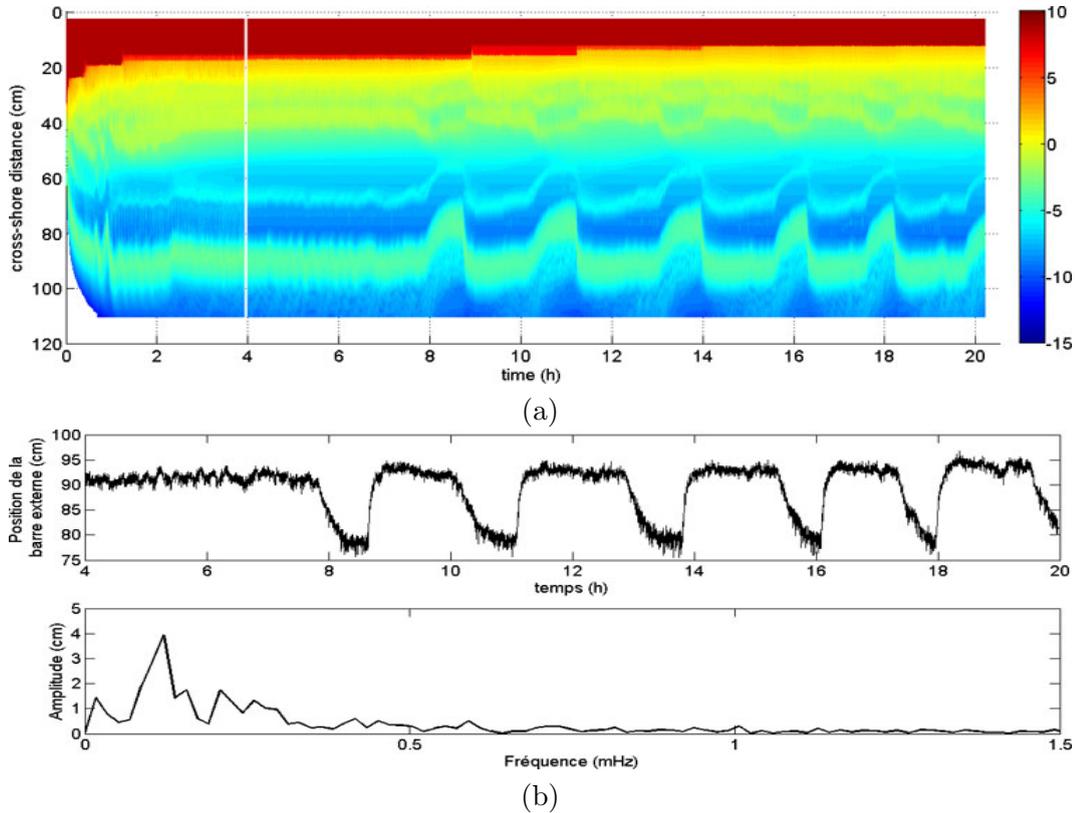


FIGURE 4.18 – (F_b, ξ_b) 3. (a) Evolution spatio-temporelle de la morphologie du fond et de falaise. (b) Série temporelle de la position de la crête de la barre externe et spectre de Fourier associé.

$(3, 4; 0, 30)$. Les oscillations sont interrompues pendant $2,5h$ pour $14,5h \leq t \leq 16h$, la barre interne est rattachée à la côte et le profil semble plutôt être de type T43. Comme pour le cas 1, lorsque les valeurs du flux d'énergie au déferlement F_b sont maximales, la barre externe est située vers le large. Nous pouvons observer sur la Figure 4.17b qu'un pic de fréquence prédomine pour une très basse fréquence. La période est d'environ $19h$, ce qui correspond au temps du signal traité. Cela traduit le changement de dynamique d'oscillation de la barre externe, en effet la position moyenne de la barre varie d'une dynamique à l'autre. Les deux autres pics correspondent aux deux fréquences d'oscillation du système. Ainsi, l'amplitude et la période d'oscillation sont $A_o \approx 4 \text{ cm}$ et $T_o \approx 43 \text{ min}$ pour la première dynamique d'oscillation et $A_o \approx 3,5 \text{ cm}$ et $T_o \approx 36 \text{ min}$ pour la seconde. Nous pouvons également observer sur la Figure 4.17c les deux pics de fréquence, ce qui montre que la présence de la seconde dynamique d'oscillation existe avant 12 h .

– (F_b, ξ_b) 3 :

Une autre dynamique d'oscillation est observée pour $(F_b, \xi_b) = (3, 2; 0, 34) - (4, 0; 0, 32)$ (Fig. 4.18). En début d'expérience, le système semble être stable de $t \approx 3h$ jusqu'à $t \approx 7,5h$ (Fig. 4.18a) avec un profil de fond de type T43. Puis une barre interne se détache de la côte vers le large et la barre externe migre vers la côte, nous observons alors un profil du fond de type T42, cette migration dure environ 80 min . Ensuite, les barres migrent très rapidement dans l'autre sens pour revenir à leur position et atteindre le profil de type T43 d'avant migration. Cette migration dure seulement 20 min , et le système se stabilise pendant $1 - 1,5 \text{ h}$ dans

l'état où il était entre $t = 3 h$ et $t = 7,5 h$, puis l'oscillation se répète. Les barres externe et interne oscillent donc également en opposition de phase. Nous pouvons observer sur la Figure 4.18a qu'à $t \approx 9h$, $t \approx 11h$ et $t \approx 14h$, lorsque la migration de retour a lieu, un effondrement se produit. Le signal temporel de la position de la crête de la barre externe et le spectre de Fourier associé sont représentés sur la Figure 4.18b. Les paramètres de l'oscillation sont $T_o \approx 137 min$ et $A_o \approx 3,9 cm$.

- (F_b, ξ_b) 4 :
Ce cas présente deux phases d'oscillation avec un transitoire entre les deux (Fig. 4.19a). La première phase d'oscillation, pour $(F_b, \xi_b) = (3, 2; 0, 35) - (4, 9; 0, 31)$ semble commencer à $t \approx 2h$, et à $t \approx 5h$ la falaise est entièrement érodée. Le système semble se stabiliser jusqu'à $t \approx 7h$ où il commence à se osciller entre deux profils de type T42 et T43. En effet, lorsque la barre externe est vers la côte, une barre interne se forme, et lorsque la barre externe migre vers le large, la barre interne migre vers la côte pour s'y rattacher. Les signaux temporels de la position de la crête de la barre externe et les spectres de Fourier associés sont représentés sur la Figure 4.19b pour la durée totale de l'expérience, sur la Figure 4.19c pour la première phase d'oscillation ($8h \leq t \leq 22h$) et sur la Figure 4.19b pour la seconde phase d'oscillation ($30h \leq t \leq 43h$). Les paramètres d'oscillation sont $T_o \approx 93 min$ et $A_o \approx 9,2 cm$. Une période transitoire entre les deux dynamiques d'oscillation est observé pour $21 \leq t \leq 31h$. La seconde dynamique d'oscillation, pour $(F_b, \xi_b) = (3, 7; 0, 33) - (4, 0; 0, 33)$, présente une période $T_o \approx 57 min$ et une amplitude $A_o \approx 2,2 cm$ plus faible (Fig. 4.19a). Comme pour le cas 2 où deux dynamiques d'oscillation sont observées, le pic de fréquence à basse fréquence (Fig. 4.19b) correspond à une période d'environ $38h$, soit la durée du signal traité, cela traduit la variation entre les deux dynamiques d'oscillation.
- (F_b, ξ_b) 5 :
Ce cas présente deux phases d'oscillation (Fig. 4.20), une avant le dernier effondrement à $t \approx 12h$ et une autre après (Fig. 4.20a). Les paramètres de houle au déferlement au cours de l'expérience valent $(F_b, \xi_b) = (5, 9; 0, 35) - (6, 4; 0, 35)$. La première phase commence à $t \approx 5h$ et présente une oscillation entre deux profils de fond, de type T42 et T43. A la différence des cas précédents, la barre interne oscille en phase avec la barre externe. L'amplitude et la période d'oscillation sont de $A_o \approx 3,1 cm$ et $T_o \approx 79 min$ (Fig. 4.20b). Puis lorsque l'effondrement se produit à $t \approx 12h$, l'apport de sédiment au système morphologique semble générer une seconde phase d'oscillation dont l'amplitude et la période sont plus importantes $A_o \approx 10,2 cm$ et $T_o \approx 206 min$ (Fig. 4.20c). La barre interne se rattache complètement à la côte et un profil de type T41 peut être ainsi observé (Fig. 4.20a). Nous pouvons observer sur la Figure 4.20b un pic à basse fréquence qui traduit la variation entre les deux dynamiques d'oscillation.
- (F_b, ξ_b) 6 :
Dans ce cas, le recul de la falaise stabilisée est atteint au bout de seulement $t \approx 1h$ (Fig. 4.21a). Nous pouvons observer que la barre externe migre vers le large jusqu'à $t \approx 3h$ puis revient vers la côte lentement jusqu'à $t \approx 5,5h$, puis plus brusquement. A partir de ce moment, le système devient instationnaire et le profil du fond est de type T41. Durant chaque cycle, la barre externe se stabilise pendant environ $1,5h - 2h$, puis elle migre vers le large et revient à sa position d'avant migration en $20 - 50 min$, puis l'oscillation se répète jusqu'à la fin de l'expérience. Les pa-

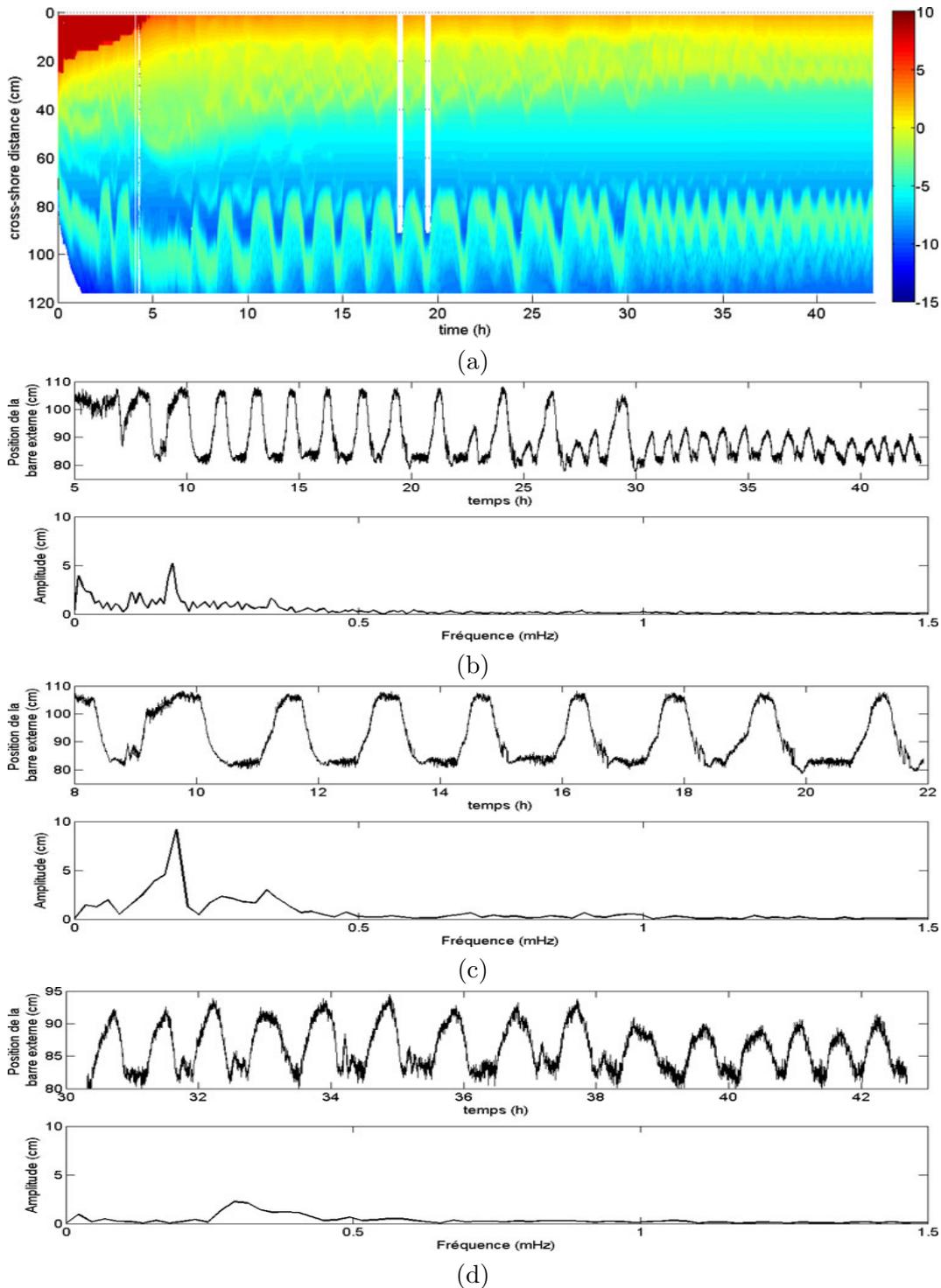


FIGURE 4.19 – (F_b, ξ_b) 4. (a) Evolution spatio-temporelle de la morphologie du fond et de falaise. (b) Série temporelle de la position de la crête de la barre externe et spectre de Fourier associé.

ramètres de houle varient entre $(F_b, \xi_b) = (5, 0; 0, 37)$ et $(F_b, \xi_b) = (6, 4; 0, 34)$. Le signal temporel de la position de la crête de la barre externe et le spectre de Fourier sont représentés sur la Figure 4.21b. L'amplitude et la période d'oscillation sont $A_o \approx 2,9 \text{ cm}$ et $T_o \approx 140 \text{ min}$. De plus, nous pouvons observer sur le spectre de Fourier qu'il existe une harmonique qui correspond à une période de 70 min

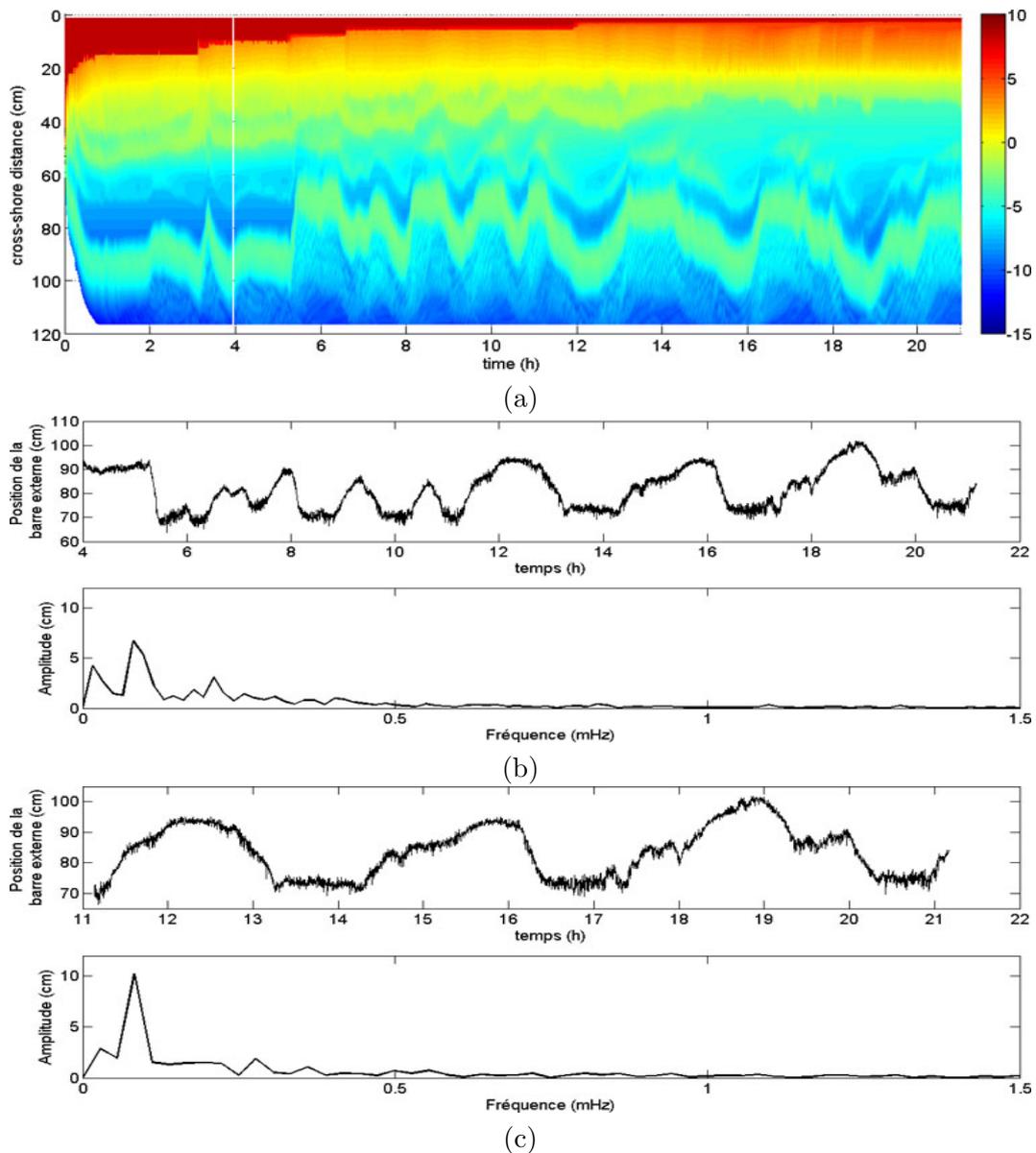


FIGURE 4.20 – (F_b, ξ_b) 5. (a) Evolution spatio-temporelle de la morphologie du fond et de falaise. (b) Série temporelle de la position de la crête de la barre externe et spectre de Fourier associé.

qui est la trace de ce que l'on voit sur le signal temporel dans lequel il y a deux phases.

Nous avons montré différents cas de profils du fond instationnaires de type T4 présentant une oscillation auto-entretenu du système où nous avons observé différents comportements du système morphologique. A partir de la Figure 4.15 et de la Table 4.1, nous pouvons observer que les périodes d'oscillations augmentent avec le paramètre de similitude de "surf" ξ_b et le flux d'énergie F_b au point de déferlement. Pour essayer de comprendre les différents comportements du système morphologique, nous souhaitons analyser la période des oscillations T_o en fonction d'un temps caractéristique des vagues, soit la période de houle T . Nous avons représenté la période des vagues T en fonction de la période d'oscillation de chacune des phases d'oscillation des six couples (F_b, ξ_b) sur la Figure 4.22. Pour chaque couple (T_o, T) , nous avons représenté le type de fond. Nous pouvons ainsi

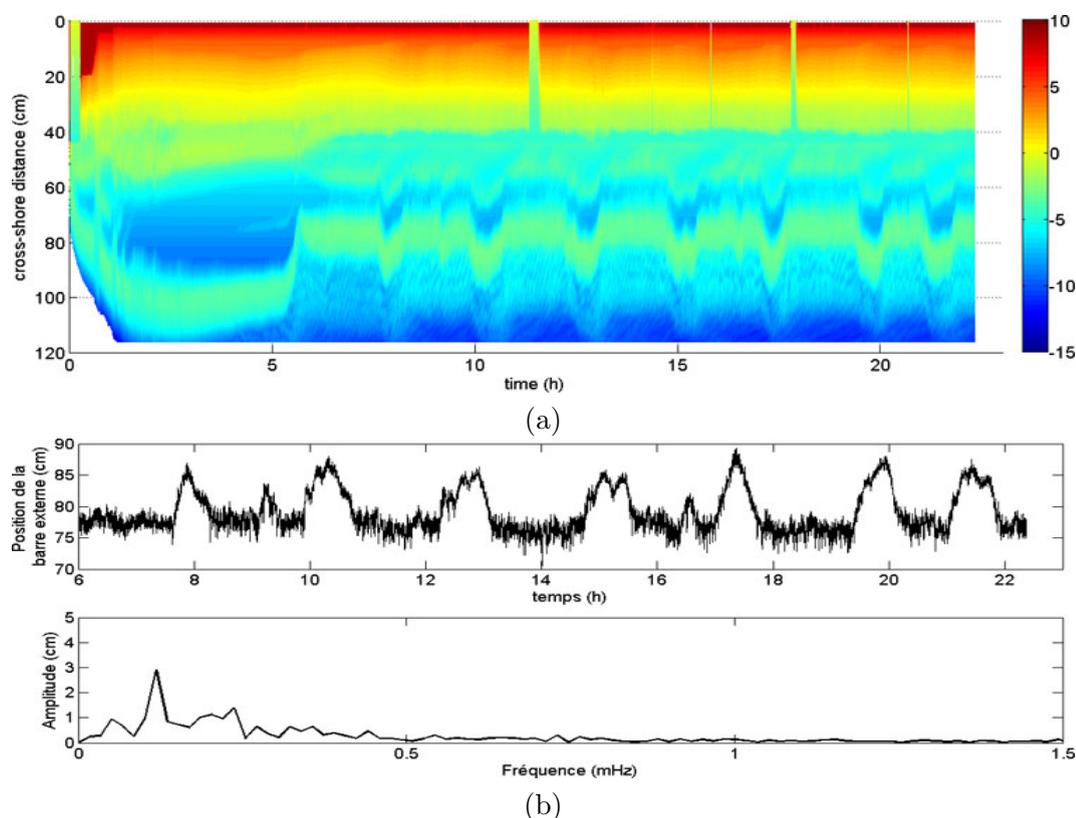


FIGURE 4.21 – (F_b, ξ_b) 6. (a) Evolution spatio-temporelle de la morphologie du fond et de falaise. (b) Série temporelle de la position de la crête de la barre externe et spectre de Fourier associé.

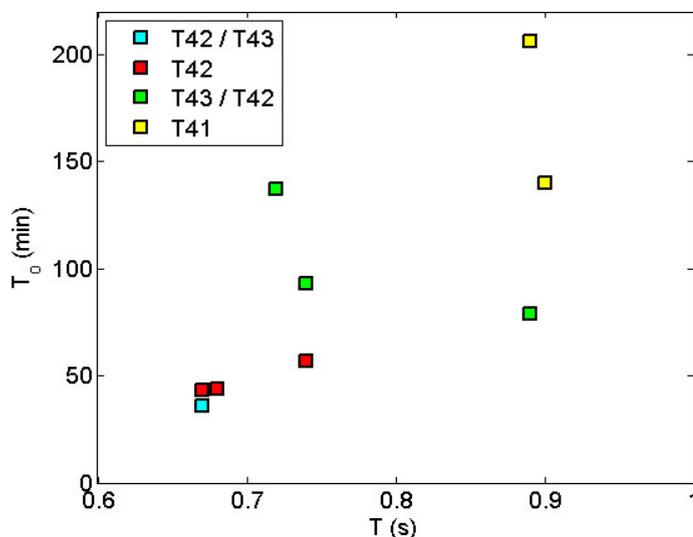


FIGURE 4.22 – Période d'oscillation T_o de la morphologie du fond en fonction de la période des vagues T . Les points (T_{42}/T_{43}) et (T_{43}/T_{42}) correspondent aux profils de fond selon la position de la barre externe (côte/large).

observer que les périodes d'oscillation T_o semblent augmenter avec la période la houle T . De plus, nous pouvons voir que les phases d'oscillation présentant un profil de type T42 sont observées pour des faibles valeurs de T_o et T telles que $(T_o, T) \leq (70 \text{ min}; 0,8 \text{ s})$. Les phases d'oscillation présentant une alternance des profils de fond entre le type T43 (lorsque

Forçages de houle	Périodes	Position de la barre externe	(F_b, ξ_b)	T_o (min)	A_o (cm)	Type de fond
1	22h-38h	côte	(2, 4; 0, 34)	44	5	T42
		large	(2, 6; 0, 33)			T42
2	4h-12h	côte	(2, 2; 0, 33)	43	4	T42
	12h-23h	large	(3, 5; 0, 30)			T42
		côte	(3, 1; 0, 31)	36	3.5	T42
		large	(3, 4; 0, 30)			T43
3	4h-20h	côte	(3, 2; 0, 34)	137	3.9	T43
		large	(4, 0; 0, 32)			T42
4	8h-22h	côte	(3, 2; 0, 35)	93	9.2	T43
	30h-43h	large	(4, 9; 0, 31)			T42
		côte	(3, 7; 0, 33)	57	2.2	T42
		large	(4, 0; 0, 33)			T42
5	4h-11h	côte	(5, 9; 0, 35)	79	3.1	T43
	11h-21h	large	(6, 4; 0, 35)			T42
		côte	(5, 9; 0, 35)	206	10.2	T41
		large	(6, 4; 0, 35)			T41
6	6h-22h	côte	(5, 0; 0, 37)	140	2.9	T41
		large	(6, 4; 0, 34)			T41

TABLE 4.1 – Caractéristiques des oscillations auto-entretenues du fond.

la barre est vers la côte) et T42 (lorsque la barre est vers le large) sont observées pour $(70 \text{ min}; 0, 8 \text{ s}) \leq (T_o, T) \leq (140 \text{ min}; 0, 88 \text{ s})$. Les phases d'oscillation présentant finalement des profils de fond de type T41 sont observées pour $(T_o, T) \geq (140 \text{ min}; 0, 88 \text{ s})$. Les types de profils de fond semblent donc dépendre de la période de houle T et d'oscillation T_o . Cependant, pour comprendre la présence de plusieurs phases d'oscillation à différentes périodes T_o pour un même forçage de houle, il est nécessaire d'analyser en détail l'hydrodynamique notamment la variation de la profondeur d'eau $d(t)$, cette analyse n'a pas été effectuée et n'est donc pas présentée ici.

Les profils du fond observés pourraient correspondre à des profils (RBB) ou (TBR) de la classification de Wright & Short (1984) (Fig. 1.33). En effet, nous pouvons observer sur la Figure 1.33 que la vue aérienne des profils (RBB) montre une oscillation spatiale transversale de la barre externe et du haut de plage en opposition de phase par rapport à la barre externe. L'instationnarité du système morphologique que nous observons est difficile à expliquer, une des pistes pourrait être que le forçage de houle générerait naturellement des courants parallèles à la côte qui provoqueraient une variation spatiale transversale le long de la côte. Comme le dispositif contraint le système à être bidimensionnel, la variation spatiale transversale serait traduite par une variation temporelle longitudinale du système.

4.5 VARIATION DE LA TAILLE DE GRAIN DU MATÉRIAU

4.5.1 TAILLE DU GRAIN ET MORPHOLOGIE DU FOND

La cartographie des régimes présentée dans la section (4.3) a été établie pour une taille de grain donnée $D_{50} = 0,41 \text{ mm}$. Pour étudier le comportement du système pour différentes tailles de grain du sédiment, les deux paramètres utilisés, F et ξ qui sont des

paramètres purement hydrodynamiques, ne peuvent convenir. Nous choisissons plutôt le nombre de Dean Ω (Eq. 1.7), appelé aussi vitesse de chute adimensionnelle, et le nombre de Shields Θ (Eq. 1.6). Nous calculons le nombre de Shields au déferlement que nous notons Θ_b .

Nous avons utilisé trois types de sable différents, le C412, le S276 et le S475. Une nouvelle cartographie des types de profils du fond est faite dans le diagramme (Ω, Θ_b) . L'objectif est de savoir si pour différentes tailles de grains, les mêmes types de profils du fond sont observés ou si le comportement du fond est différent. Nous analysons si les deux paramètres hydro-sédimentaires choisis sont suffisants pour caractériser les différents types de comportement du système. Les diagrammes des types de fond sont représentées sur la Figure 4.23.

Les expériences réalisées sur les trois types de sable se situent plus ou moins dans la même gamme du nombre de Shields, $\Theta_b \leq 0,15$ pour le sable fin (Fig. 4.23a), $\Theta_b \leq 0,22$ pour le sable de référence (Fig. 4.23b) et $\Theta_b \leq 0,16$ pour le sable grossier (Fig. 4.23c). Cette gamme du nombre de Shields Θ_b correspond à un régime de transport par charriage uniquement. Par contre, une différence importante sur la gamme du nombre de Dean Ω peut être observée. Pour le sable le plus fin S276, la gamme du nombre de Dean est $1 \leq \Omega \leq 3$, alors que pour les sables plus grossiers C412 et S475, les valeurs du nombre de Dean sont moindres $0,5 \leq \Omega \leq 2,5$.

Nous avons observé que les types de fond qui apparaissent avec les sables plus fin S276 et plus grossier S475 sont identiques à ceux obtenus pour le sable de référence C412. Cependant, nous pouvons observer sur la Figure 4.23 que les frontières entre les différents types de morphologie du fond (- - -) sont décalées par rapport au nombre de Dean Ω . Pour le sable plus grossier S475, les frontières sont décalées vers les faibles valeurs de Ω par rapport aux deux sables C412 et S276.

Ainsi, plus le sable est fin (resp. grossier), plus les valeurs du nombre de Dean Ω correspondant aux zones des différents types de morphologie du fond sont grandes (resp. petites).

Les symboles reliés par une courbe noire dans le plan (Ω, Θ_b) sur la Figure 4.23 correspondent à des cas instationnaires présentant une oscillation auto-entretenu. Nous pouvons ainsi observer qu'il n'y a pas de frontière claire entre les profils stationnaires et les profils instationnaires. Pour les trois sables, les cas instationnaires sont observés pour des valeurs du nombre de Shields telles que $0,05 \leq \Theta_b \leq 0,15$.

Les types de morphologie du fond dépendent fortement du nombre de Dean Ω , mais également du nombre de Shields Θ_b . En effet, nous pouvons observer que les frontières entre les types de fond sont plus inclinées pour le sable plus fin S276 que pour les sables plus grossiers C412 et S475. Nous pouvons même observer que les frontières sont quasiment verticales pour le sable S475. Par conséquent, la dépendance du nombre de Shields augmente pour des faibles tailles de grain.

En comparant nos résultats à la classification de Wright & Short (1984), nous pouvons dire que la valeur seuil du nombre de Dean $\Omega = 1$ qui délimite les profils du fond de type "réfléchissant" des profils intermédiaires dans la classification de Wright & Short (1984) varie dans notre étude selon la taille de grain de sable. Cette valeur varie de $\Omega \approx 1,3$ pour le sable fin, à $\Omega \leq 0,5$ pour le sable le plus grossier.

Les deux paramètres (Ω, Θ_b) ne suffisent cependant pas à caractériser précisément la typologie morphologique du fond dans notre cas.

Nous avons effectué un test avec un sable beaucoup plus fin (silice, $D_{50} = 0,11$ mm) correspondant $(\Omega, \Theta_b) = (6,0; 0,03)$, c'est-à-dire pour des plus grandes valeurs de $(\Omega$

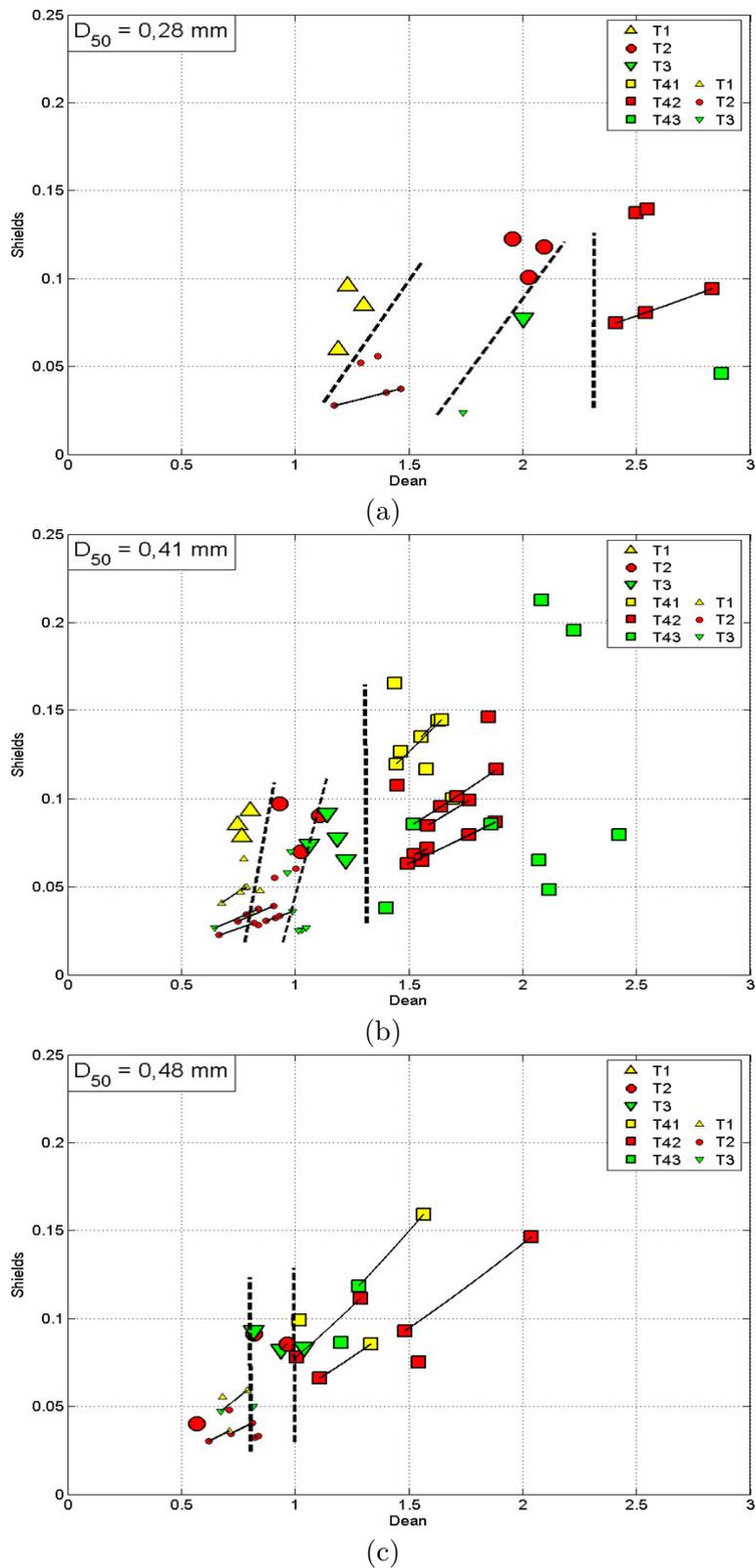


FIGURE 4.23 – Diagramme des types de fond dans le plan $(\Omega_b; \Theta_b)$ pour différentes tailles de sable, (a) $D_{50} = 0,28$ mm, (b) $D_{50} = 0,41$ mm et (c) $D_{50} = 0,48$ mm. Les représentations des symboles et des limitations sont les mêmes que la Figure 4.7. Les symboles de petite taille correspondent aux paramètres des vagues au niveau de la plateforme interne des profils de type T4 représentés.

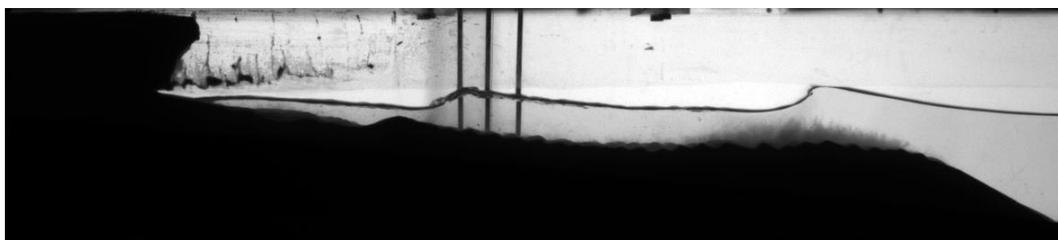


FIGURE 4.24 – Profil du fond et de la falaise pour une taille de grain de sable $D_{50} = 0,11 \text{ mm}$.

et Θ_b). Nous pouvons observer sur la Figure 4.24 que le profil du fond présente des rides, le régime de transport solide est donc différent, ce qui correspond bien à une valeur plus importante du paramètre de Shields Θ_b . De plus, le profil du fond présente une terrasse à faible pente où les vagues déferlent en glissant, et leur énergie est fortement dissipée, le profil semble donc correspondre à un profil “dissipatif”. Le nombre de Dean vaut $\Omega = 6$, cette observation corrobore la caractérisation de Wright & Short (1984).

4.5.2 TAILLE DU GRAIN, MORPHOLOGIE DU FOND ET REcul DE LA FALAISE

Comme nous faisons varier la taille de grain des sables, la cohésion et donc la résistance de la falaise n’est pas la même. Nous avons montré au chapitre précédent que pour un même forçage de houle, le recul de falaise est plus important lorsqu’elle est composée de sable fin.

Analysons un cas où le recul final de la falaise est similaire pour deux différentes tailles de grain de sable. Pour un même forçage de houle au large $(F, \xi) \approx (0,5; 0,67)$, les deux cas observés pour le sable plus fin ($D_{50} = 0,28 \text{ mm}$) et le sable plus grossier ($D_{50} = 0,48 \text{ mm}$) présentent un recul final de la falaise peu différent avec une variabilité d’environ 6% pour le sable plus fin. Cependant le type de morphologie observé est différent, le profil du fond de sable fin est de type T1, et celui de sable grossier est de type T2.

Ces observations peuvent signifier que lorsqu’un profil du fond tend à être de type T1, la falaise recule moins que si le profil du fond tend vers un type T4. Nous retrouvons donc les mêmes résultats que les observations de Wright & Short (1984) où les profils “réflechissants” ($\Omega \leq 1$) existent pour des régimes en accrétion et les profils dissipatifs ($\Omega \leq 5$) pour des régimes en érosion.

4.6 INFLUENCE DE LA VARIATION DU NIVEAU D’EAU MOYEN SUR LA MORPHOLOGIE DU FOND

L’objectif ici est d’estimer l’influence de la variation du plan d’eau sur le système morphologique. Nous souhaitons reproduire l’effet de la marée couplée au forçage de houle pour analyser le recul de la falaise et comment un type de fond réagit. Nous cherchons à savoir si l’oscillation d’un profil de fond soumis à la variation du niveau d’eau est conservée. Nous analysons l’influence de la variation de la hauteur d’eau d autour d’un niveau moyen sur la dynamique du fond. Pour cela, nous avons raccordé un système à marée au canal à houle (Section (2.1.2)). Nous avons choisi deux périodes de marée correspondant à deux temps caractéristiques liés à l’échelle du recul de la falaise et à l’échelle des vagues.

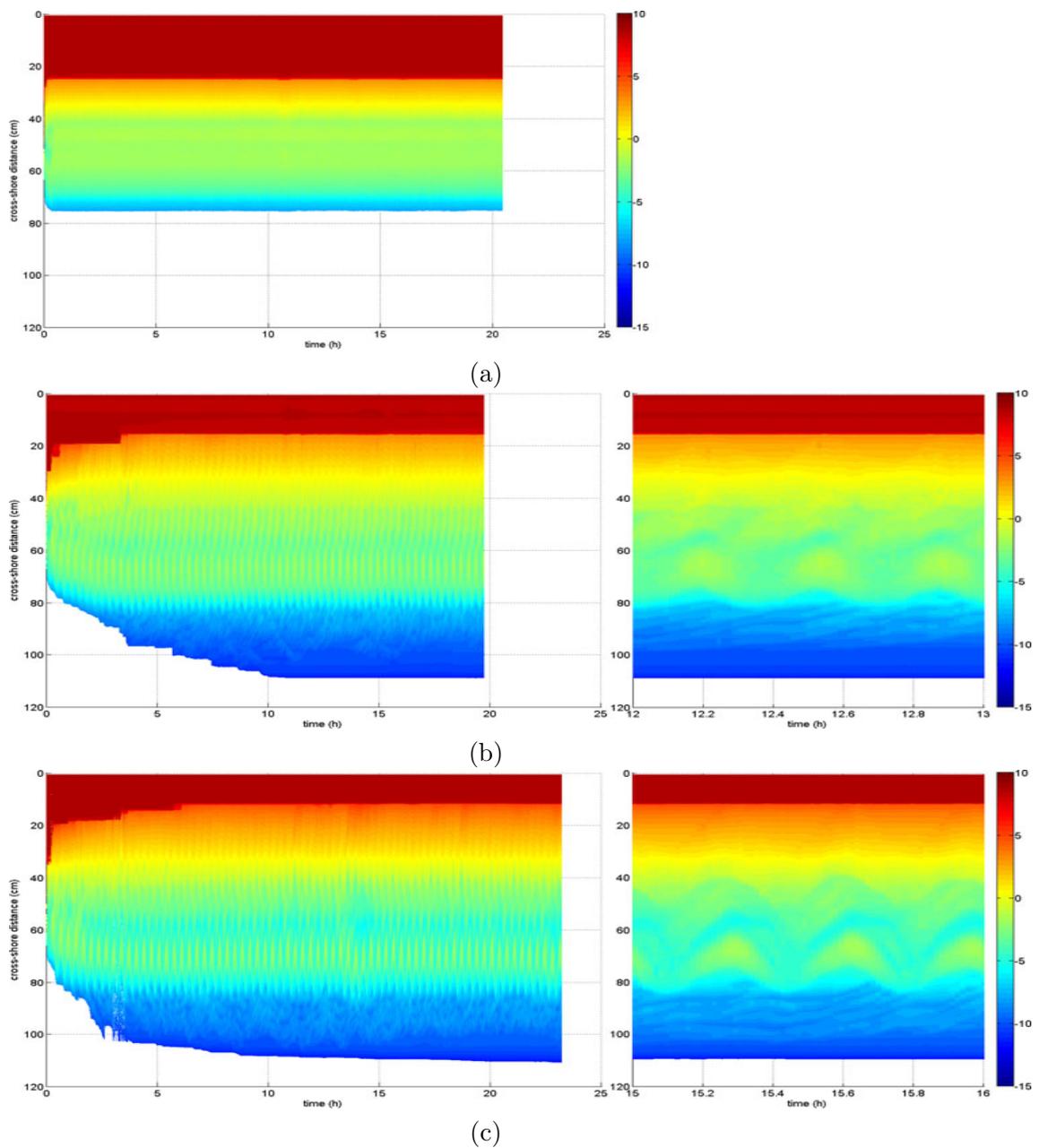


FIGURE 4.25 – Evolutions spatio-temporelles de la morphologie de la falaise et du fond de type T3. (a) sans marée et avec variation sinusoïdale du niveau d'eau de période $T_m = 20 \text{ min}$ et d'amplitude (b) $A_m = 1 \text{ cm}$ et (c) $A_m = 2 \text{ cm}$.

Le temps caractéristique lié aux vagues revient à appliquer les lois d'échelle de notre modélisation physique (Section (2.3.3)). Le rapport d'échelles temporelles a été déterminé à $T^* = 0,1$, ainsi la période caractéristique de la marée du modèle correspondant à une marée de la nature ($\sim 12 \text{ h}$) vaut $1,2h = 72 \text{ min}$. Nous avons ainsi choisi une période de marée assez proche, $T_m = 90 \text{ min}$.

Nous choisissons une seconde valeur plus faible de la période de marée du modèle $T_m = 20 \text{ min}$ qui correspondrait à un temps caractéristique lié au recul de la falaise. Nous avons ainsi choisi comme périodes de marée $T_m = 20 \text{ min}$ et $T_m = 90 \text{ min}$. La géométrie du canal à houle limite l'amplitude de la variation de la position du plan d'eau. Nous choisissons donc deux amplitudes de marée modérées, soit $A_m = 1 \text{ cm}$ et $A_m = 2 \text{ cm}$. Ces

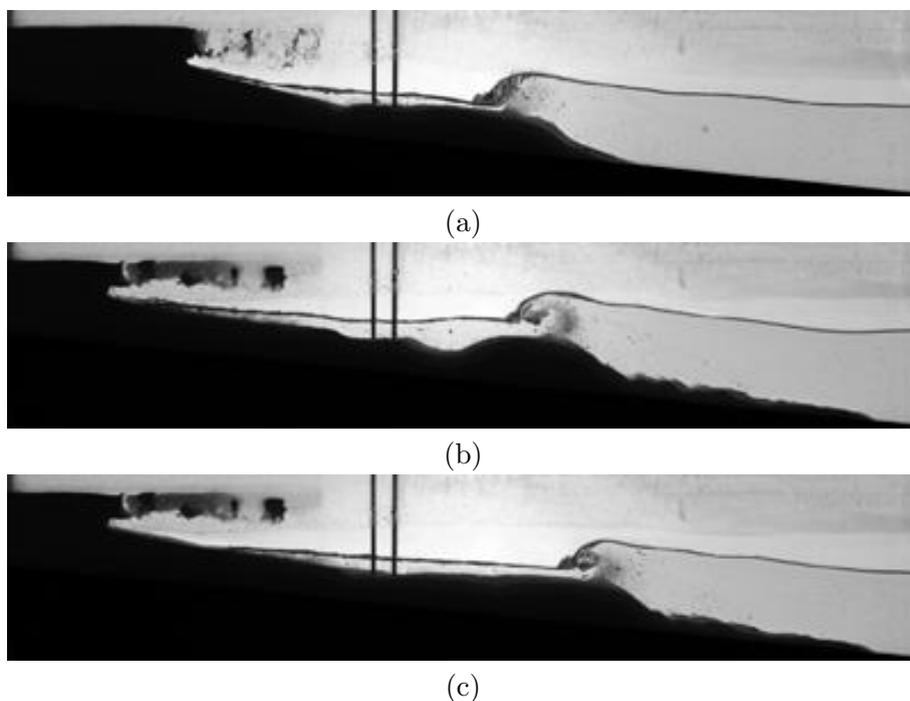


FIGURE 4.26 – Profil du fond de type T3. (a) sans marée et avec marée ($A_m = 1 \text{ cm}$, $T_m = 20 \text{ min}$) (b) à marée haute et (c) à marée basse.

conditions correspondent à des régimes microtidaux où l'effet des vagues prédomine devant l'effet de la marée. Nous étudions l'influence de la marée sur trois types de morphologie du fond, T3, T43 stationnaire et T41 instationnaire.

4.6.1 POUR UN FOND DE TYPE T3

Les expériences sont réalisées avec les mêmes paramètres de houle $(F, \xi) = (1, 1; 0, 53)$ ($H = 3,4 \text{ cm}$ et $T = 0,89 \text{ s}$). Nous avons considéré deux régimes de marée de même période $T_m = 20 \text{ min}$ pour deux amplitudes différentes $A_m = 1 \text{ cm}$ et $A_m = 2 \text{ cm}$ pour estimer l'influence de l'amplitude sur la morphodynamique du système. Les évolutions spatio-temporelles de la falaise et du fond, sans marée et avec les deux conditions de marée considérées, sont représentées sur la Figure 4.25.

Nous pouvons observer que la morphologie du fond répond à la marée en oscillant. Le recul de la falaise et la longueur de la plateforme totale L_p sont plus grands avec la marée (Fig. 4.26b,c) que sans (Fig. 4.26a), ces quantités augmentent avec l'amplitude de la marée. Dans chacun des deux cas de marée considérés, deux types de fond sont observés pour les extrema du niveau d'eau (Fig. 4.26b,c). A marée basse, le profil du fond est de type T3, les plateformes externe et interne sont plus étalées et plus plates que dans le cas sans marée (Fig. 4.26c). A marée haute, le fond est de type T41 (Fig. 4.26b), la longueur de la plateforme externe L_{pe} est réduite, la plateforme totale est alors plus petite qu'à marée basse. La position de la marche de la plateforme externe M est similaire pour les deux régimes de marée (Fig. 4.25b-c). Cependant, comme le recul de la falaise est plus important pour la grande amplitude de marée ($A_m = 2 \text{ cm}$), la plateforme totale est plus étendue que pour $A_m = 1 \text{ cm}$.

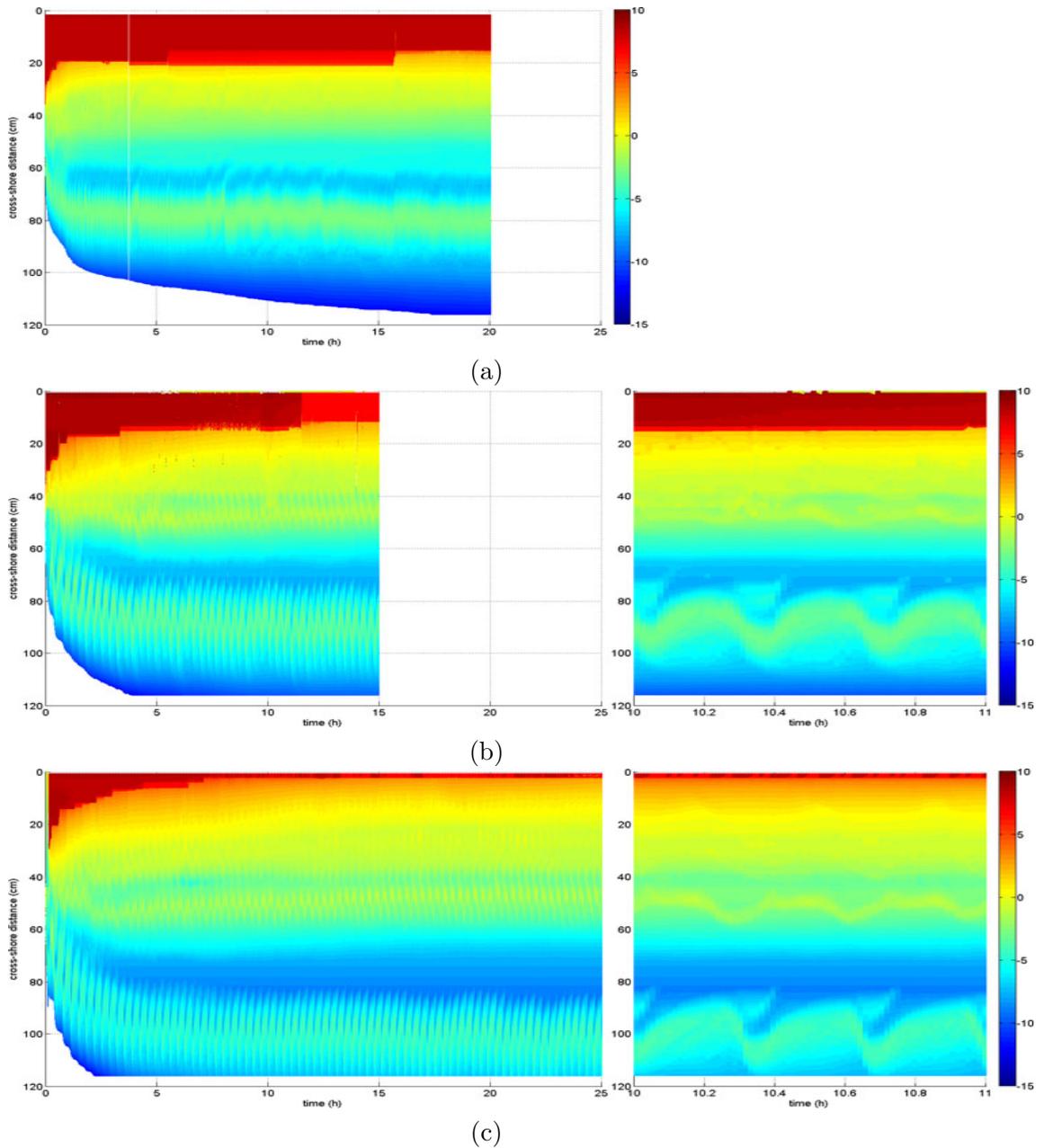


FIGURE 4.27 – Evolutions spatio-temporelles de la morphologie de la falaise et du fond de type T43 stationnaire. (a) sans marée et avec variation sinusoidale du niveau d'eau de période $T_m = 20$ min et d'amplitude (b) $A_m = 1$ cm et (c) $A_m = 2$ cm.

4.6.2 POUR UN FOND DE TYPE T43 STATIONNAIRE

Les deux conditions de marée précédentes sont appliquées sur un cas présentant, à niveau d'eau constant, un profil à barre stable de type T43. Les paramètres de houle à niveau d'eau constant sont $(F, \xi) = (1, 4; 0, 34)$ ($H = 4,7$ cm et $T = 0,59$ s). La morphodynamique du système est représentée sur la Figure 4.27 avec et sans marée. Comme pour le cas du profil de type T3, le recul de la falaise et l'étendue du fond sableux sont plus importants avec la marée et augmentent avec son amplitude A_m (Fig. 4.28). La dynamique des morphologies du fond est très semblable pour les deux amplitudes de marée,

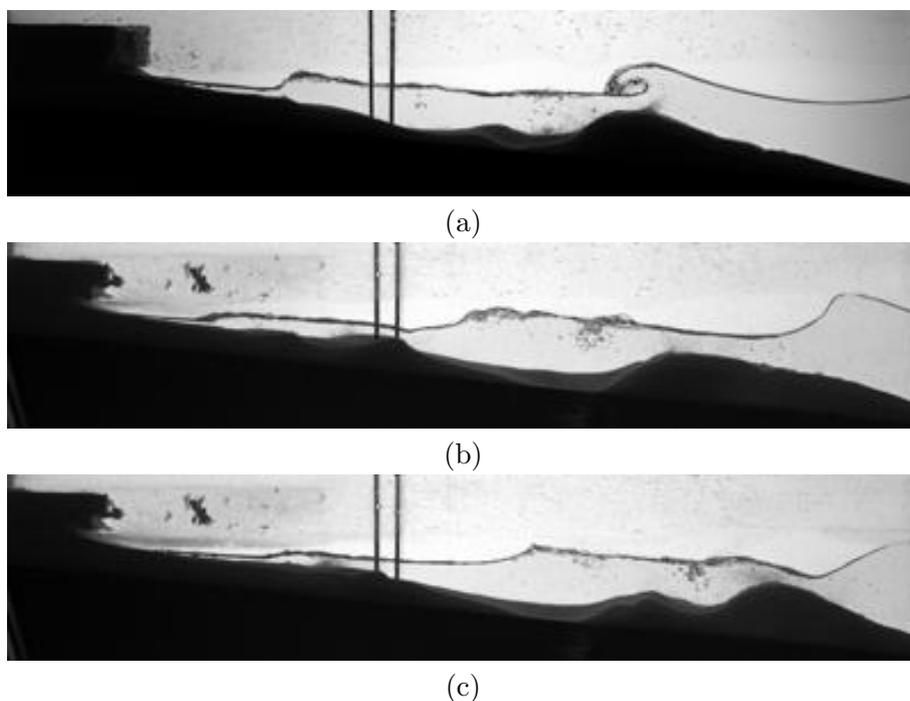


FIGURE 4.28 – Profil du fond de type T43 stationnaire. (a) sans marée et avec marée ($A_m = 1 \text{ cm}$, $T_m = 20 \text{ min}$) (b) à marée haute et (c) à marée basse.

leur forme est cependant différente à marée basse et marée haute, les profils sont de type T43 à marée basse (Fig. 4.28c) et T42 à marée haute (Fig. 4.28b).

À marée basse, la plateforme interne est une terrasse étendue où la pente est forte au pied de la falaise et diminue légèrement vers le large (Fig. 4.28c). La plateforme externe est composée d'une barre de déferlement et d'une barre due au jet secondaire de taille importante. Les deux barres se raccordent entre elles, cela est lié à la faible hauteur des vagues H car la profondeur d'eau d est plus faible que le niveau moyen, ainsi l'énergie du déferlement n'est pas suffisante pour séparer les 2 barres.

À marée haute, les deux barres externes (de déferlement et de jet secondaire) migrent vers la côte et fusionnent pour ne former qu'une seule barre (Fig. 4.28b et Fig. 4.27b et c, par exemple entre 10,35 h et 10,5 h). Comme la profondeur d'eau d augmente, le point du déferlement est décalé vers la côte où la profondeur d'eau d est plus faible, et la migration de la barre est générée par les vagues dans la zone de levée. La forme de cette barre est assez différente, elle est moins bombée, plus aplatie et plus étendue qu'à marée basse (Fig. 4.28b et c). Pendant la migration de la barre externe vers la côte, une barre interne se forme et migre légèrement vers le large (Fig. 4.28b).

4.6.3 POUR UN FOND DE TYPE T41 INSTATIONNAIRE

Pour analyser la réaction d'une morphologie du fond instationnaire à la marée, il est ici plus pertinent de faire varier la période de la marée T_m par rapport aux cas précédents où les profils sont stationnaires. Nous avons donc choisi deux conditions de marée à amplitude de marée fixée $A_m = 1 \text{ cm}$ que nous avons appliqué sur un profil de type T41 instationnaire d'une période d'oscillation $T_o \approx 140 \text{ min}$, les 2 périodes de marée considérées valent $T_m = 20 \text{ min}$ et $T_m = 90 \text{ min}$. Les paramètres de houle varient entre $(F, \xi) = (3, 0; 0, 42)$ et $(F, \xi) = (3, 2; 0, 41)$ selon la position de la barre externe pendant son oscillation. Les

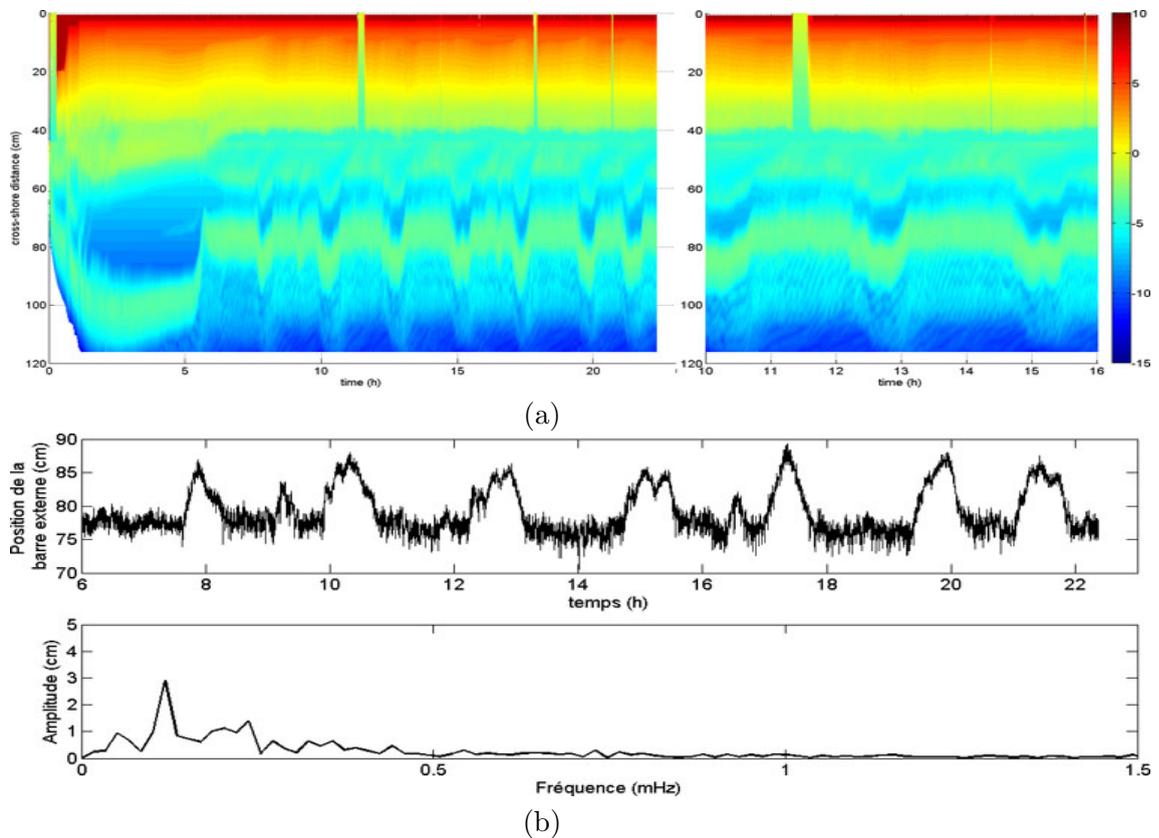


FIGURE 4.29 – (a) Evolutions spatio-temporelles de la morphologie de la falaise et du fond de type T41 instationnaire sans marée. (b) Série temporelle de la position de la crête de la barre externe et spectre de Fourier associé.

évolutions spatio-temporelles des profils de fond sans marée et le spectre de Fourier associé sont représentées sur la Figure 4.29.

Le cas sans marée présente une oscillation auto-entretenu de la barre sédimentaire avec une période d'oscillation $T_o \approx 140 \text{ min}$ et une amplitude $A_o \approx 2,9 \text{ cm}$. Les profils du fond des deux positions extrêmes de la barre sont de type T41. Lorsque la barre se situe près de la côte (Fig. 4.32a), elle est moins bombée et plus aplatie que lorsqu'elle se situe vers le large (Fig. 4.32b).

Lorsque l'on impose une marée de période $T_m = 20 \text{ min}$ avec la houle, nous pouvons observer sur la Figure 4.30a que la dynamique d'oscillation à basse fréquence du système morphologique se conserve. Nous pouvons observer sur la Figure 4.30b trois pics de fréquence, un à basse fréquence qui correspond à la taille de l'échantillon traité et traduit la variation de la dynamique d'oscillation entre $6h \leq t \leq 13h$ et $13h \leq t \leq 39h$. Le second pic qui prédomine à $0,15 \text{ mHz}$ correspond à l'oscillation auto-entretenu du système morphologique où l'amplitude d'oscillation $A_o \approx 6,3 \text{ cm}$ est plus importante que dans le cas sans marée. La période de cette oscillation vaut $T_m \approx 110 \text{ min}$ et présente donc une différence d'environ 30 min par rapport au cas sans marée mais reste du même ordre. Le troisième pic à plus haute fréquence ($0,83 \text{ mHz}$) correspond au forçage de la marée et traduit une petite amplitude d'oscillation de $A_o \approx 2 \text{ cm}$.

Les profils du fond aux positions extrêmes de la barre externe de cette oscillation sont de type T42 lorsque la barre externe est au large et T43 lorsqu'elle est vers la côte (Fig. 4.30a). En comparaison avec le cas sans marée (Fig. 4.29), lorsque la barre externe se situe près de la côte, elle se trouve à la même position, alors que lorsqu'elle se situe vers

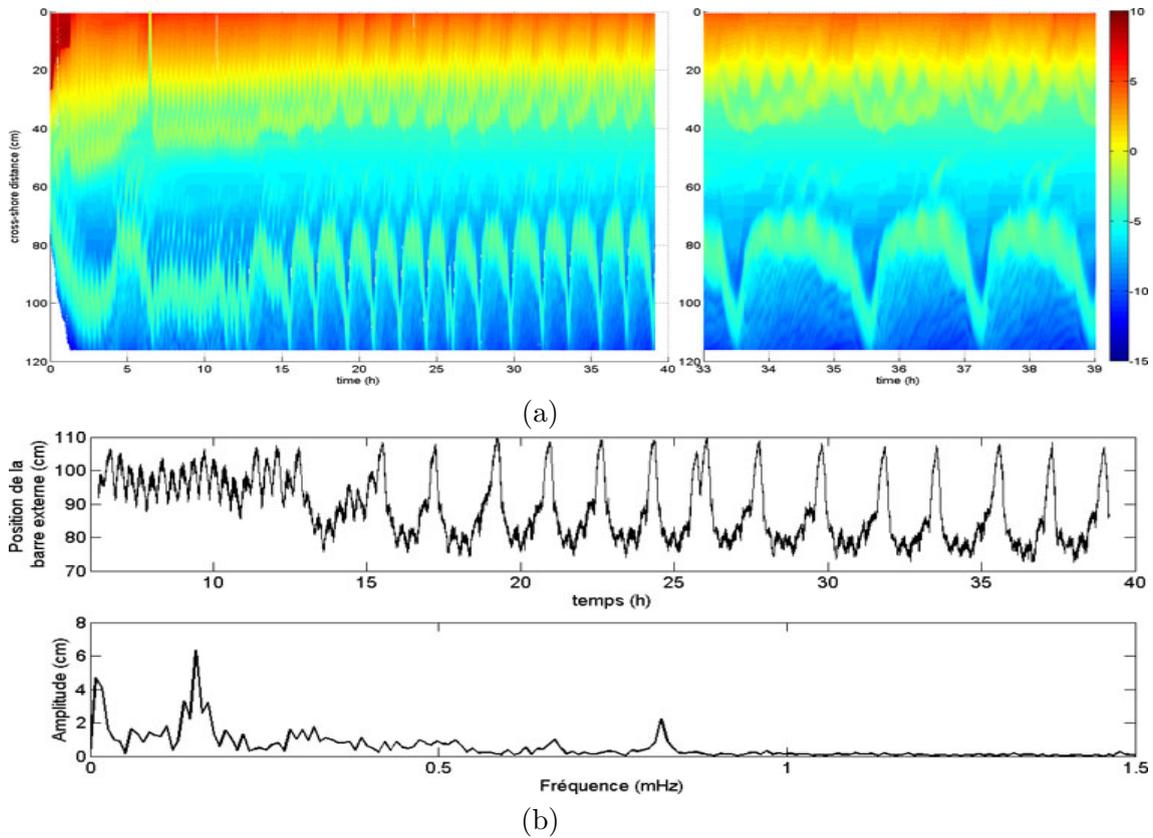


FIGURE 4.30 – (a) Evolutions spatio-temporelles de la morphologie de la falaise et du fond de type T41 instationnaire avec variation sinusoïdale du niveau d'eau d'amplitude $A_m = 1$ cm et de période $T_m = 20$ min. (b) Série temporelle de la position de la crête de la barre externe et spectre de Fourier associé.

le large, elle est plus éloignée avec la marée.

La deuxième condition de marée a la particularité d'avoir une période $T_o = 90$ min du même ordre que celle de l'oscillation auto-entretenu du système sans marée ($T_o = 140$ min). Il est donc intéressant d'étudier leur interaction. Nous pouvons clairement observer sur la Figure 4.31a que la barre interne répond à la fréquence de la marée. La barre interne se situe près de la côte lorsque la marée est haute (Fig. 4.32c) et vers le large lorsque la marée est basse (Fig. 4.32d), nous pouvons ainsi repérer les instants où la profondeur d'eau est maximale ou minimale par la position de la barre interne. La morphologie du fond est le plus souvent de type T42, mais aussi de type T43 lorsque la barre externe est près de la côte (Fig. 4.32c). Lorsque la marée est basse, le déferlement des vagues se produit plus au large, et ainsi la barre externe tend à migrer vers le large. Cependant, la barre externe ne se situe pas au large à chaque marée basse (Fig. 4.31a), ainsi nous pouvons observer sur la Figure 4.31b que le spectre de Fourier présente deux pics de fréquence. Le premier pic à $T_o \approx 178$ min $\sim 2T_m$ correspond à l'oscillation à basse fréquence du fond, l'amplitude mesurée est $A_o \approx 9$ cm. Le second pic à $T_o \approx 89$ min correspond au forçage de la marée qui fait varier la position de la barre externe, en effet l'amplitude d'oscillation de la barre lié au forçage de la marée est $A_o \approx 5,6$ cm. Nous pouvons en déduire que l'oscillation du fond s'effectue à une période T_o plus grande que dans le cas sans marée $T_o = 140$ min. Cette période vaut exactement le double de la période de marée imposée $T_o = 2T_m$.

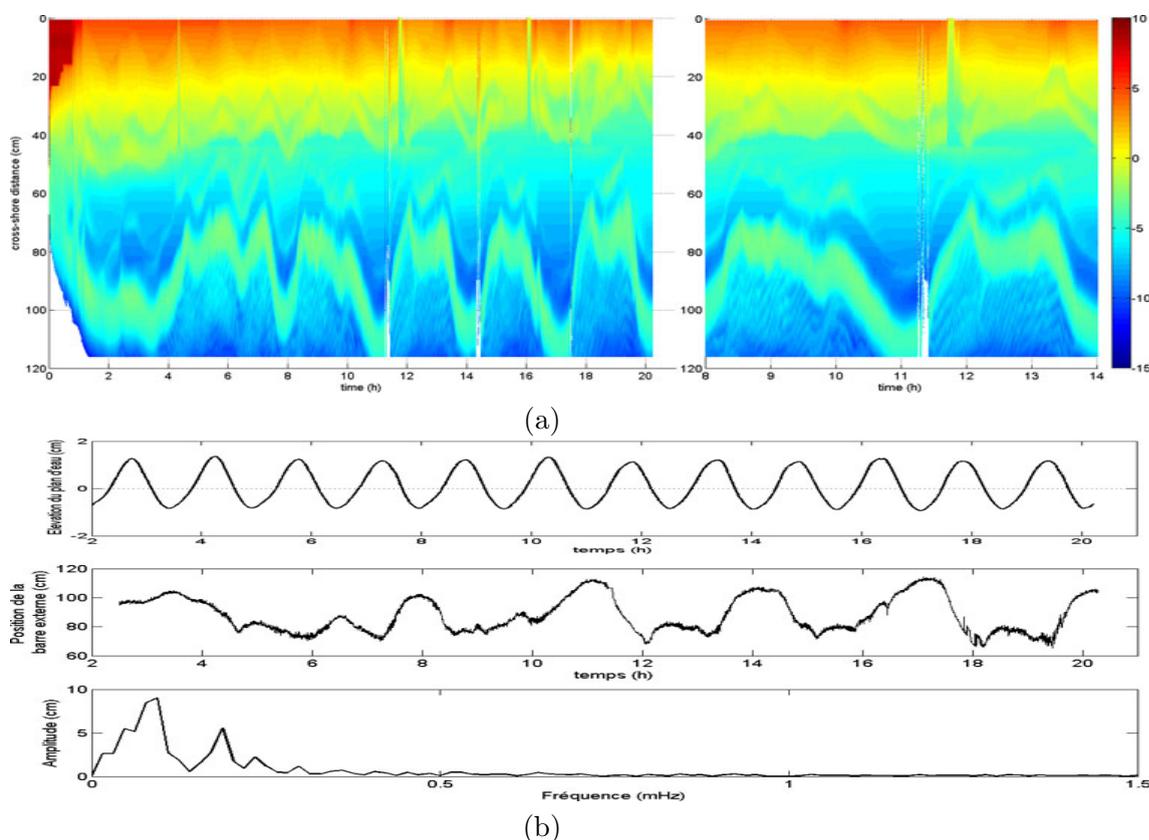


FIGURE 4.31 – (a) Evolutions spatio-temporelles de la morphologie de la falaise et du fond de type $T41$ instationnaire avec variation sinusoïdale du niveau d'eau d'amplitude $A_m = 1$ cm et de période (b) $T_m = 90$ min. (b) Elévation de plan d'eau, série temporelle de la position de la crête de la barre externe et spectre de Fourier associé.

Nous pouvons déduire que la variation du niveau d'eau n'empêche pas l'oscillation auto-entretenu du système morphologique, mais au contraire elle la force.

4.7 CONCLUSIONS

Dans ce chapitre, une cartographie des régimes du fond a été établie. Nous avons ainsi proposé une méthodologie pour déterminer différents types de fond que nous avons cherché à caractériser en fonction du forçage de houle (F, ξ) . Nous avons montré que cette caractérisation est plus pertinente lorsque nous considérons la hauteur des vagues au point de déferlement H_b plutôt qu'au large H . Quatre principaux types de profil du fond ont été identifiés. Cette typologie des fonds dépend uniquement du paramètre de similitude de "surf" au point de déferlement ξ_b . De la même façon, les types de fond dépendent également du nombre de Dean Ω et corrobore la classification des types du fond de Wright & Short (1984). En effet, nous observons des profils du fond de type "réfléchissant" et intermédiaire (à barre ou à terrasse) qui correspondent aux profils de la classification de Wright & Short (1984).

Cependant, en modifiant la taille des grains de sable, les limitations des différents types de morphologie du fond sont déplacées par rapport au nombre de Dean Ω . Pour du sable plus fin (resp. grossier), les limites entre les zones des différents types du fond sont

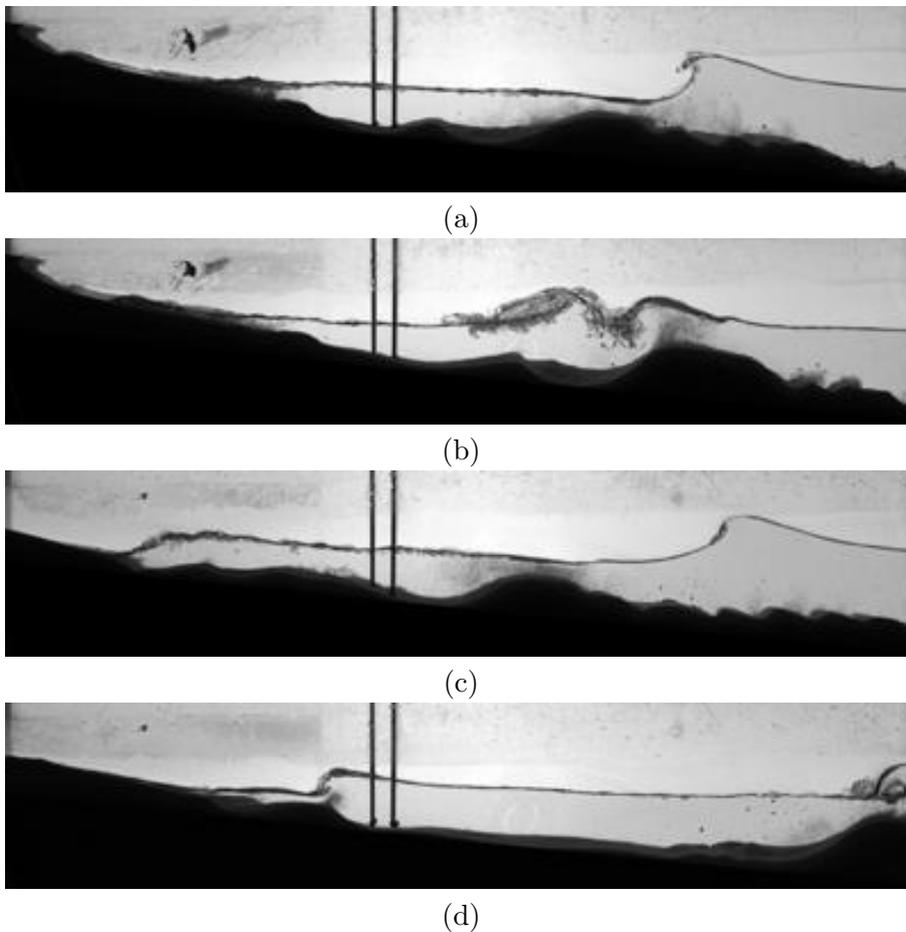


FIGURE 4.32 – Profil du fond de type T_{41} instationnaire. (a)-(b) sans et (c)-(d) avec marée ($A_m = 1$ cm, $T_m = 90$ min), lorsque la barre externe est située (a)-(c) près de la côte et (b)-(d) vers le large.

déplacées vers des grands (petits) nombres de Dean Ω . De plus, plus le sable est fin, plus les différents types de fond dépendent également du nombre de Shields.

La plupart des morphologies du fond sont stationnaires, cependant certains profils sont instationnaires et peuvent présenter une oscillation auto-entretenu de la morphologie du fond. Cette instationnarité semble exister pour des forts flux d'énergie des vagues au large F correspondant à des hauteurs de vagues au large $H \geq 4,5$ cm. La dynamique de cette oscillation est très variable et peut faire apparaître différents types de morphologie du fond. La période d'oscillation de la barre externe T_o peut varier de 36 min à 200 min et semble augmenter avec la période des vagues T .

Lorsque nous faisons varier le plan d'eau (marée), les cas stationnaires réagissent à l'effet de la marée par une oscillation du fond à la fréquence de la marée. Cependant, la morphologie du fond d'un cas instationnaire présentant une oscillation auto-entretenu du fond, soumis à l'effet de la marée, conserve sa dynamique d'oscillation. La fréquence de la marée semble moduler la fréquence d'oscillation.

VOLUME DE SÉDIMENT ÉRODÉ : QUEL EFFET SUR LE SYSTÈME ?

5

DANS les deux chapitres précédents, les résultats présentés concernent des expériences pour lesquelles le volume de sable qui compose la falaise est constant, fixé par la géométrie initiale de la falaise. Le système met en jeu un certain volume mobile de sable avant de se stabiliser. La question ici est de savoir comment réagit le système à une variation du volume mobile de sable.

Nous choisissons de faire varier le volume total de sable pour en estimer l'influence sur la dynamique du système. Pour cela, nous avons fait varier ce volume de sable dans le système de deux manières. Nous avons prélevé périodiquement le sable composant la barre externe d'un profil du fond, le volume total de sable dans le système est donc réduit. Le but est d'estimer le rôle du volume de la barre externe sur la vitesse de recul de la falaise. La deuxième manière de faire varier le volume total de sable est de modifier la hauteur de la falaise. Les objectifs sont ici de savoir si le recul de la falaise et le volume de sable érodé sont plus importants pour une falaise de petite ou de grande hauteur, et comment la morphologie du fond est modifiée. Nous cherchons également à savoir comment les profondeurs des événements d'effondrement varient en fonction des profondeurs critiques de l'encoche afin d'en estimer la cohésion de la falaise. Comme les fonds instationnaires ont été observés pour des forts flux d'énergie des vagues incidentes pour $h_f = 8 \text{ cm}$, nous souhaitons finalement les analyser en fonction du forçage des vagues incidentes pour différentes hauteurs de falaise. Nous analysons donc l'influence de la hauteur de falaise sur la morphodynamique du fond, sur le recul de la falaise et sur le volume de sable érodé. Nous analysons également les profondeurs des événements d'effondrement en fonction de la hauteur de falaise et estimons la cohésion de la falaise. Nous estimons finalement la relation entre les volumes de sable érodé par la houle et la hauteur de falaise pour des fonds instationnaires à paramètres de houle incidente fixés.

5.1 PRÉLÈVEMENT DE LA BARRE SÉDIMENTAIRE

Durant une expérience où un profil du fond de type T42 se développe pour un forçage de houle $(F, \xi) \approx (1, 2 \text{ W/m}; 0, 39)$, la barre externe est prélevée périodiquement quelques minutes après chaque effondrement. La période de prélèvement de la barre varie ainsi entre 7 et 15 min. D'un point de vue pratique, pour chaque prélèvement, le batteur à houle est arrêté, le canal vidé, le sable de la barre prélevé, puis le canal est rempli à nouveau et le batteur réactivé.

Nous avons comparé les évolutions spatio-temporelles des profils du fond et de falaise de deux expériences réalisées pour un même forçage de houle $(F, \xi) \approx (1, 2 \text{ W/m}; 0, 39)$,

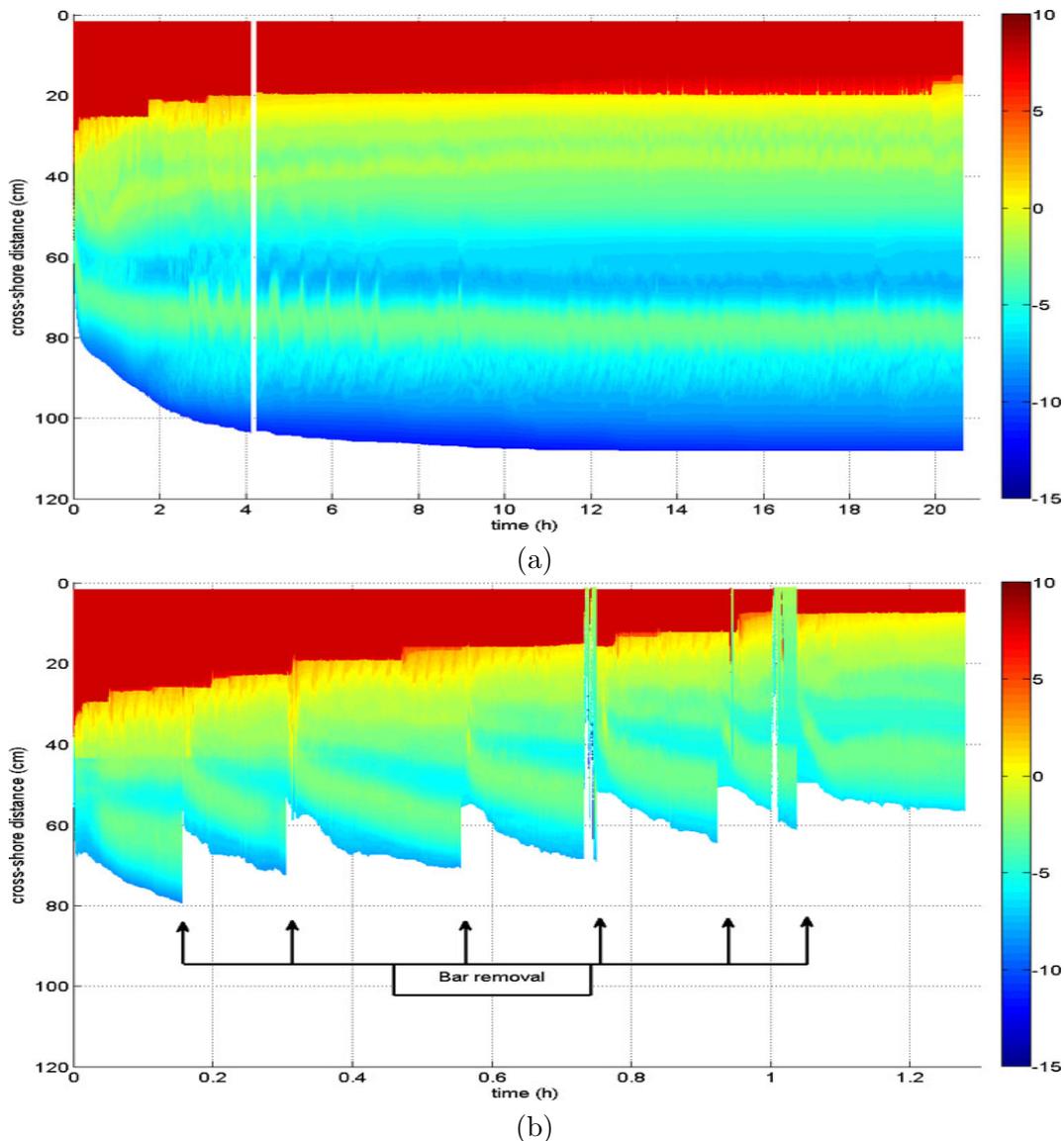


FIGURE 5.1 – Evolution spatio-temporelle de la morphologie de falaise et du fond pour $(F; \xi) \approx (1,2 \text{ W/m}; 0,39)$ (a) sans et (b) avec prélèvement de la barre sédimentaire. L'échelle de couleur représente l'élévation de sable (en cm); l'échelle temporelle a été dilatée pour le cas (b).

l'une avec et l'autre sans prélèvement de la barre sédimentaire (Fig. 5.1). Il apparaît clairement que le recul de la falaise est plus important quand la barre sédimentaire est prélevée (Fig. 5.1b). La falaise est fortement érodée ($x_f \approx 7 \text{ cm}$ à $t = 1,2h$) alors que le cas sans prélèvement présente une position stable de la falaise à $x_f^s \approx 16 \text{ cm}$ (Fig. 5.1a). La présence de la barre entraîne une érosion de la falaise plus faible, l'attaque des vagues est ainsi réduite. La barre sédimentaire a donc un rôle important de dissipateur d'énergie de la houle. Nous pouvons également observer qu'à chaque prélèvement de la barre sédimentaire, une nouvelle barre se forme sur la plateforme rigide et s'éloigne de la côte à la même vitesse (de l'ordre du cm/min) à chaque migration.

Les évolutions temporelles de la position de la falaise avec et sans prélèvement de la barre sont représentées pour deux valeurs du flux d'énergie ($F \approx 1,2 \text{ W/m}$ et $F \approx 0,7 \text{ W/m}$) sur la Figure 5.2a. Nous pouvons observer pour les deux valeurs du flux d'énergie, que dans le cas où la barre est prélevée, la position du front de falaise di-

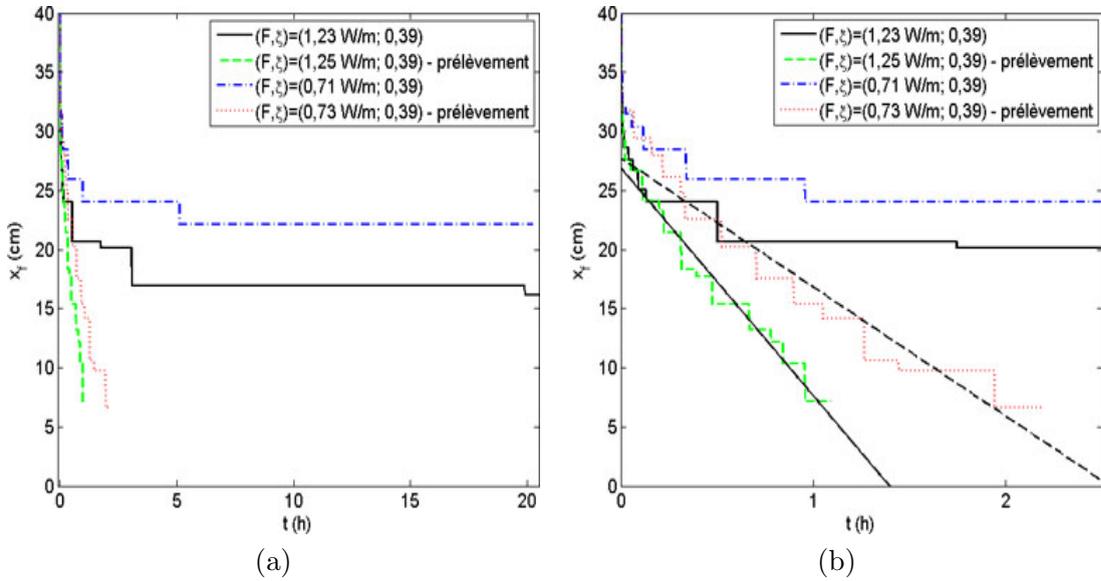


FIGURE 5.2 – Evolution temporelle (a) totale et (b) agrandie pour $0h \leq t \leq 2,5h$ de la position de la falaise x_f avec et sans prélèvement de la barre pour deux flux d'énergie F . (—) et (- - -) représentent les droites d'interpolation des évolutions temporelles de la falaise x_f avec prélèvement de la barre d'équations $x_f(t) = -19t + 27$ pour $(F, \xi) = (1,25 \text{ W/m}; 0,39)$ et $x_f(t) = -11t + 28$ pour $(F, \xi) = (0,73 \text{ W/m}; 0,39)$.

minue en évoluant linéairement en temps (Fig. 5.2b). La vitesse de recul est donc presque constante. Ainsi, en interpolant ces courbes par des droites (Fig. 5.2b), nous pouvons estimer la vitesse de recul de la falaise.

Nous remarquons que les droites interceptent les courbes pour $x_f \leq 25 \text{ cm}$ (Fig. 5.2b) ce qui correspond à un recul de $R_f \geq 15 \text{ cm}$. Nous avons observé dans le Chapitre 3-Section 3.2, que les courbes d'interpolation en décroissance exponentielle de l'évolution temporelle de la position de la falaise $x_f(t)$ convenaient pour un recul de la falaise de $R_f \geq 14 \text{ cm}$. Cela pourrait également signifier que tant que le recul de la falaise R_f est inférieur à 15 cm , ce sont les mécanismes initiaux du processus d'érosion de falaise qui agissent (Section 3.1). Puis, lorsque le recul de la falaise est supérieur à 15 cm , le volume de la plateforme sableuse dissipe suffisamment l'énergie de la houle pour que le mécanisme d'érosion par jet de rive perde jusqu'à la fin de l'expérience. Le premier prélèvement de la barre externe est effectué bien après la période des mécanismes initiaux du processus d'érosion de falaise.

Nous pouvons cependant déduire les vitesses de recul de la falaise en fonction du flux d'énergie. Pour $F = 1,25 \text{ W/m}$, la vitesse vaut $v_r \approx -19 \text{ cm/h}$, elle vaut $v_r \approx -11 \text{ cm/h}$ pour $F = 0,73 \text{ W/m}$ et elle vaut $v_r = 0$ pour $F = 0$, la vitesse de recul de la falaise semble donc être proportionnelle au flux d'énergie de houle F (Fig. 5.3). Elle s'écrit :

$$v_r \approx 15F \quad (5.1)$$

Damgaard & Dong (2004) ont réalisé des expériences d'érosion de falaise de sable mouillé par des vagues à incidence oblique dans un bassin à houle. Ils ont observé que des vagues obliques provoquaient une vitesse de recul de la falaise constante. Dans notre étude, les vagues impactent la falaise à incidence normale, l'évacuation du sédiment ne peut donc se faire que perpendiculairement à la côte vers le large. Le prélèvement périodique de la barre sédimentaire permet de reproduire de façon discrète l'évacuation du sédiment parallèlement au rivage. Nos résultats sont donc similaires aux résultats de Damgaard &

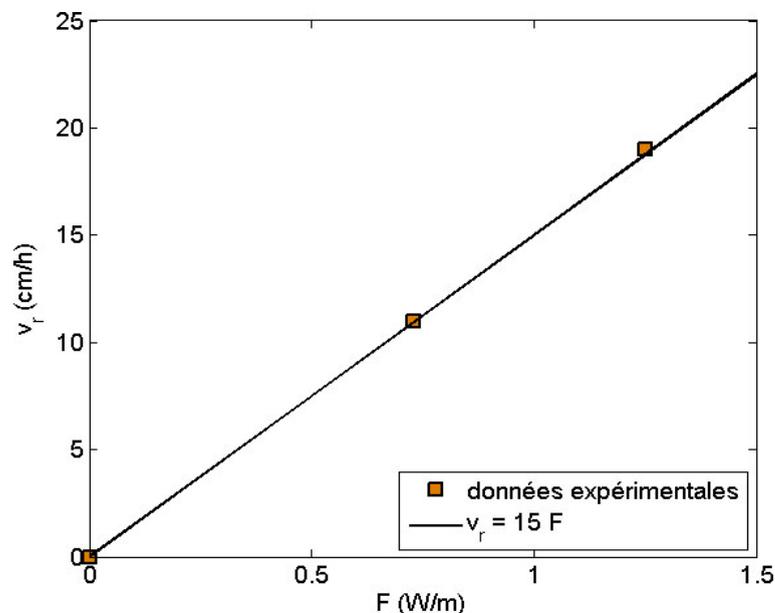


FIGURE 5.3 – Vitesse de recul de falaise v_r en fonction du flux d'énergie des vagues F avec $\xi = 0,39$ pour des cas avec prélèvement de la barre.

Dong (2004). La vitesse de recul semble proportionnelle au flux d'énergie F , soit en H^2 , ce qui est légèrement différent de l'estimation de Damgaard & Dong (2004), en $H^{2,5}$.

5.2 INFLUENCE DE LA HAUTEUR DE FALAISE

Nous faisons maintenant varier la hauteur de falaise h_f afin de savoir si elle influence la morphodynamique du fond. Pour cela, nous comparons les types de morphologie du fond pour différentes hauteurs de falaise à forçage de houle (F_b, ξ_b) donné. Nous comparons également la morphologie de fonds instationnaires à forçage de houle (F_b, ξ_b) fixé pour différentes hauteurs de falaise. Nous distinguons les fonds stationnaires des fonds instationnaires à forçage de houle incidente (F, ξ) fixé en fonction de la hauteur de falaise et nous en analysons le volume de sable érodé V_s^e .

Une question importante est aussi de savoir comment recule une falaise en fonction de sa hauteur h_f , ainsi nous mesurons l'évolution de la position de la falaise $x_f(t)$, le recul de la falaise stabilisée R_f^s et la vitesse moyenne v_r^m de la falaise en fonction de la hauteur de falaise. Nous mesurons également le volume de sable érodé V_s^e pour un forçage de houle au déferlement (F_b, ξ_b) donné.

Nous voulons savoir également si la profondeur d'effondrement L_{eff} est égale à la profondeur critique de l'encoche L_{enc}^c pour une plus grande gamme de hauteurs de falaise h_f que dans la section 3.2.2. Nous analysons ainsi l'évolution de la profondeur critique de l'encoche L_{enc}^c en fonction de la hauteur de falaise h_f et estimons la cohésion de la falaise c .

5.2.1 MORPHOLOGIE DU FOND

Dans un premier temps, nous analysons la morphologie du fond pour différentes hauteurs de falaise h_f dans le diagramme (F_b, ξ_b) (Fig. 5.4) que nous comparons ensuite au type de fond pour une hauteur de falaise $h_f = 8 \text{ cm}$ (Fig. 5.4b). Nous pouvons observer

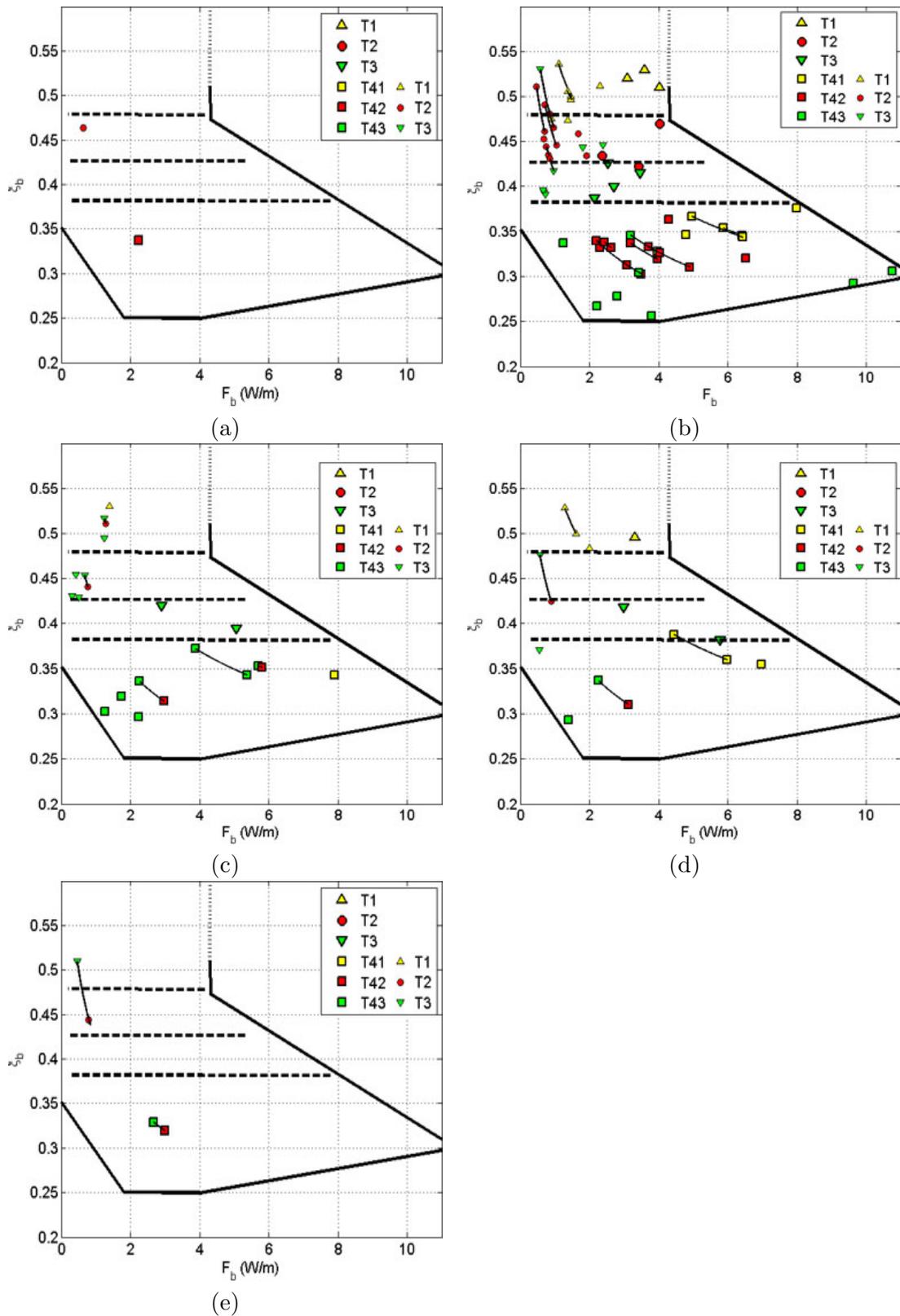


FIGURE 5.4 – Typologie du fond en fonction des paramètres de houle au déferlement (F_b, ξ_b) pour différentes hauteurs de falaise h_f : (a) $h_f = 5$ cm, (b) $h_f = 8$ cm, (c) $h_f = 10$ cm, (d) $h_f = 12$ cm, (e) $h_f = 15$ cm.

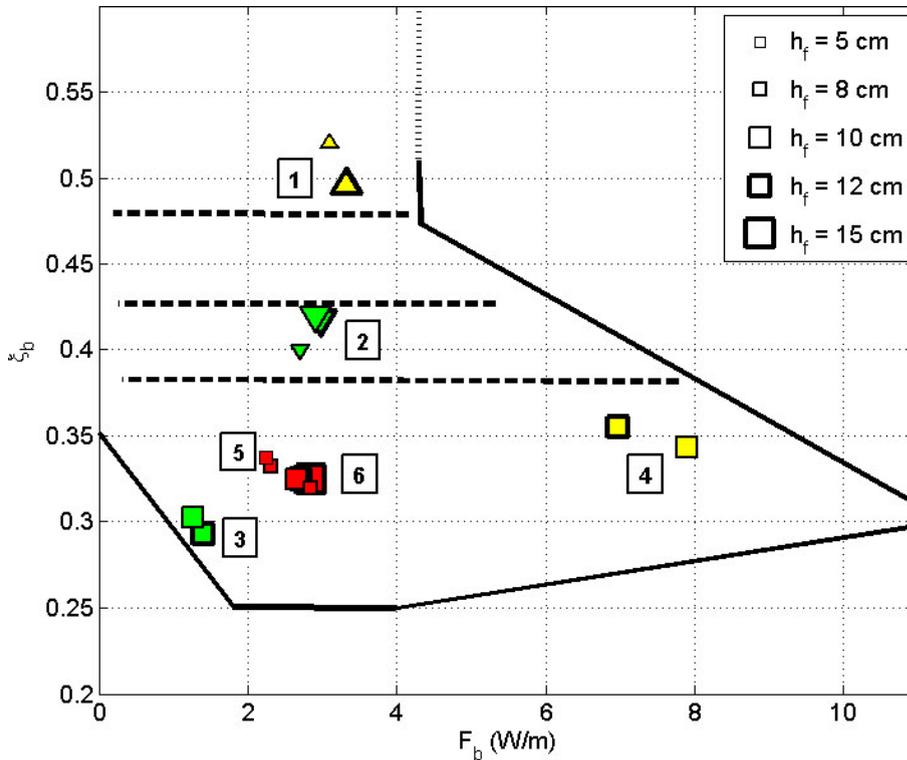


FIGURE 5.5 – Régimes de houle au déferlement (F_b, ξ_b) des six couples étudiés pour différentes hauteurs de falaise h_f .

que la morphologie du fond est du même type pour un même couple du forçage de houle au déferlement (F_b, ξ_b) quelle que soit la hauteur de falaise. En effet, chaque morphologie du fond se situe dans la zone du diagramme (F_b, ξ_b) qui correspond au type de morphologie correspondant.

Nous considérons maintenant six couples de forçage de houle (F_b, ξ_b) pour lesquels la hauteur de falaise est modifiée (Fig. 5.5). Chacun de ces couples correspond à un type de morphologie différent. Les couples 1, 2, 3, 4 et 5 correspondent respectivement à des profils stationnaires de type T1, T3, T43, T41 et T42 et le couple 6 correspond à un fond instationnaire de type T42/T43.

Intéressons nous au couple 6 pour un forçage de houle (F_b, ξ_b) $\approx (2,8 W/m; 0,31)$ avec différentes hauteurs de falaise $h_f = 8$ cm, $h_f = 10$ cm, $h_f = 12$ cm et $h_f = 15$ cm. L'évolution spatio-temporelle de la morphologie du fond et de falaise pour $h_f = 8$ cm est représentée sur la Figure 5.6a. L'évolution temporelle de la position de la crête de la barre externe et le spectre de Fourier associé sont représentés sur la Figure 5.6b. Le spectre de Fourier nous renseigne sur les fréquences d'oscillation, et en négligeant le pic à basse fréquence correspondant à la taille de l'échantillon, nous pouvons ainsi observer trois pics de fréquence compris entre 0,3 mHz et 0,5 mHz, ce qui correspond à des périodes d'oscillation $36 \text{ min} \leq T_o \leq 53 \text{ min}$. Le cas équivalent à hauteur de falaise $h_f = 10$ cm (Fig. 5.7) présente également des oscillations dans la même gamme de périodes est $32 \text{ min} \leq T_o \leq 68 \text{ min}$. Nous pouvons observer sur la Figure 5.8 que pour $h_f = 12$ cm, $24 \text{ min} \leq T_o \leq 58 \text{ min}$. Finalement, le cas à hauteur de falaise $h_f = 15$ cm présente une gamme de périodes d'oscillation $37 \text{ min} \leq T_o \leq 48 \text{ min}$ (Fig. 5.9b).

Nous pouvons donc dire qu'à forçage de houle donné, l'oscillation auto-entretenu de la barre externe est présente quelle que soit la hauteur de falaise. De plus, les périodes

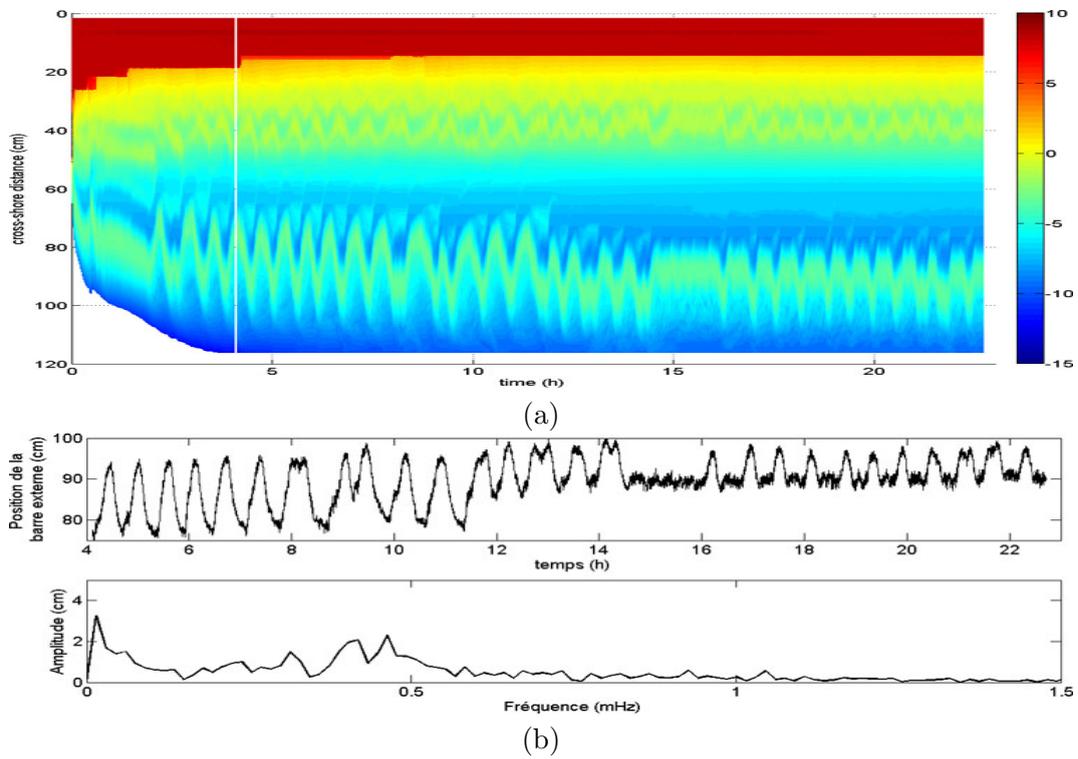


FIGURE 5.6 – (a) Evolution spatio-temporelle de la morphologie du fond et de falaise du couple 6 avec $h_f = 8$ cm. (b) Série temporelle de la position de la crête de la barre externe et spectre de Fourier associé.

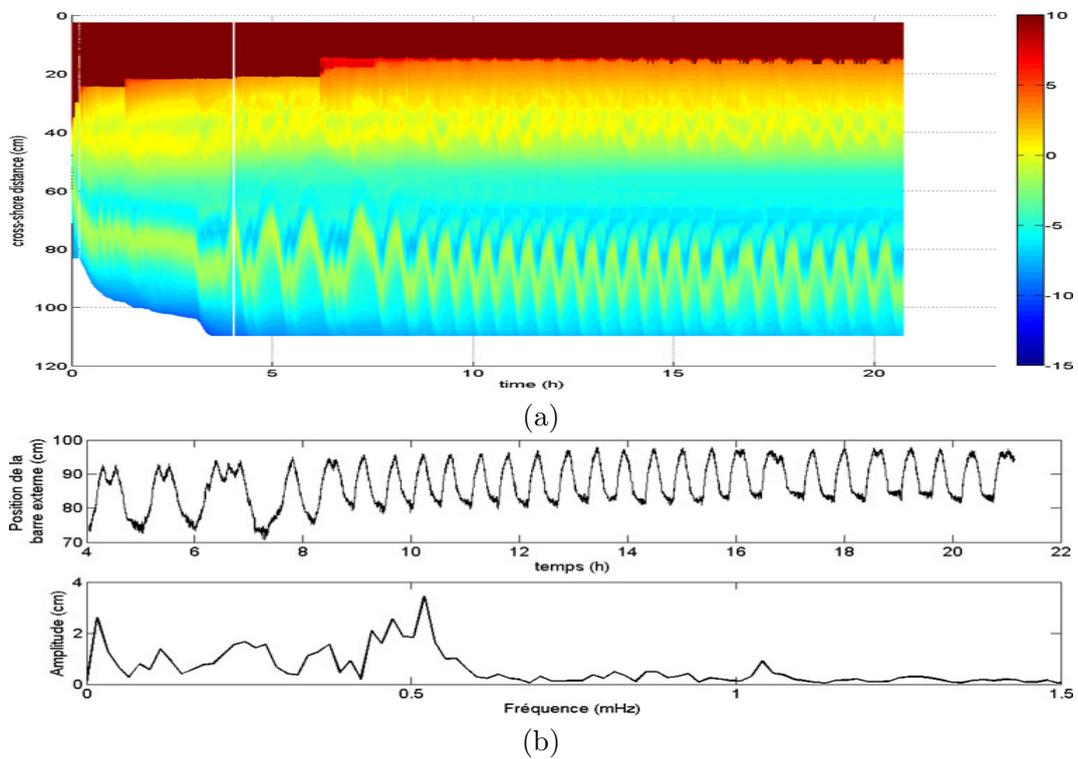


FIGURE 5.7 – (a) Evolution spatio-temporelle de la morphologie du fond et de falaise du couple 6 avec $h_f = 10$ cm. (b) Série temporelle de la position de la crête de la barre externe et spectre de Fourier associé.

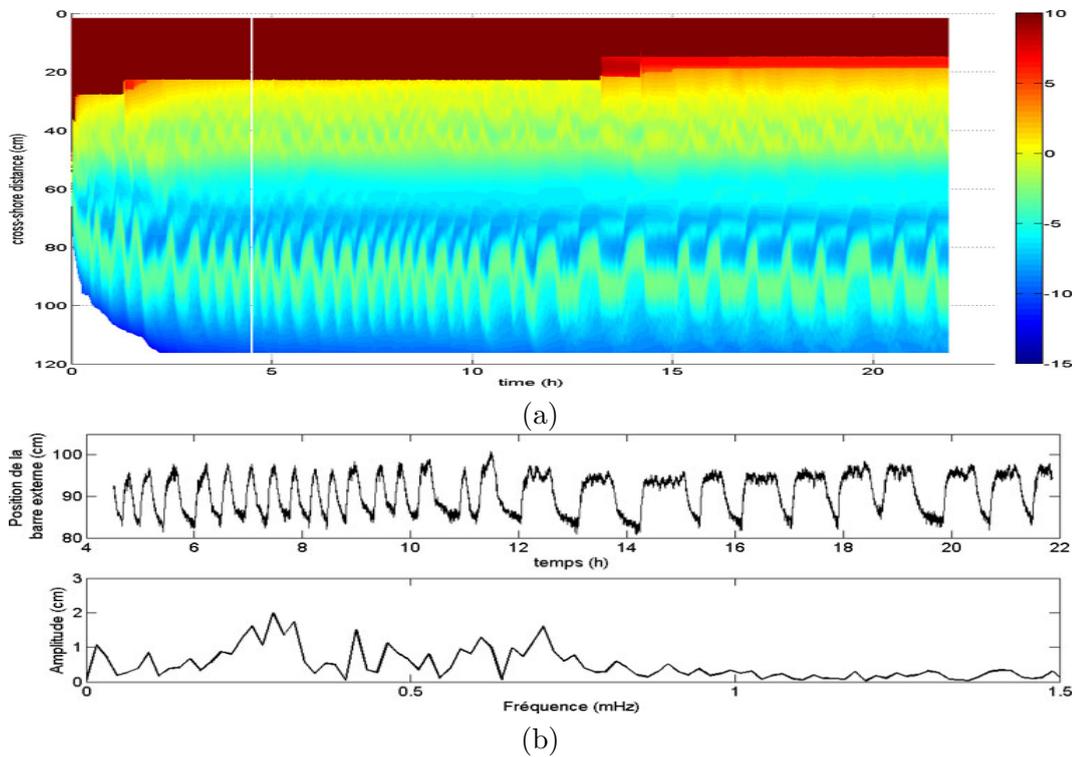


FIGURE 5.8 – (a) Evolution spatio-temporelle de la morphologie du fond et de falaise du couple 6 avec $h_f = 12$ cm. (b) Série temporelle de la position de la crête de la barre externe et spectre de Fourier associé.

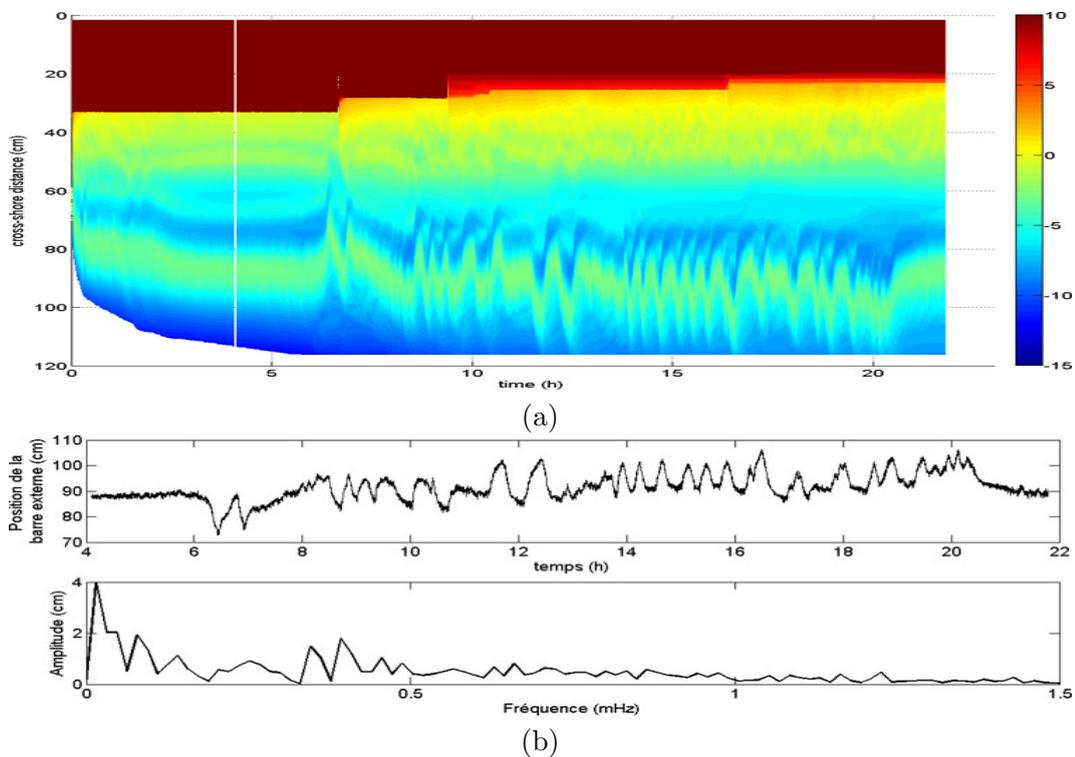


FIGURE 5.9 – (a) Evolution spatio-temporelle de la morphologie du fond et de falaise du couple 6 avec $h_f = 15$ cm. (b) Série temporelle de la position de la crête de la barre externe et spectre de Fourier associé.

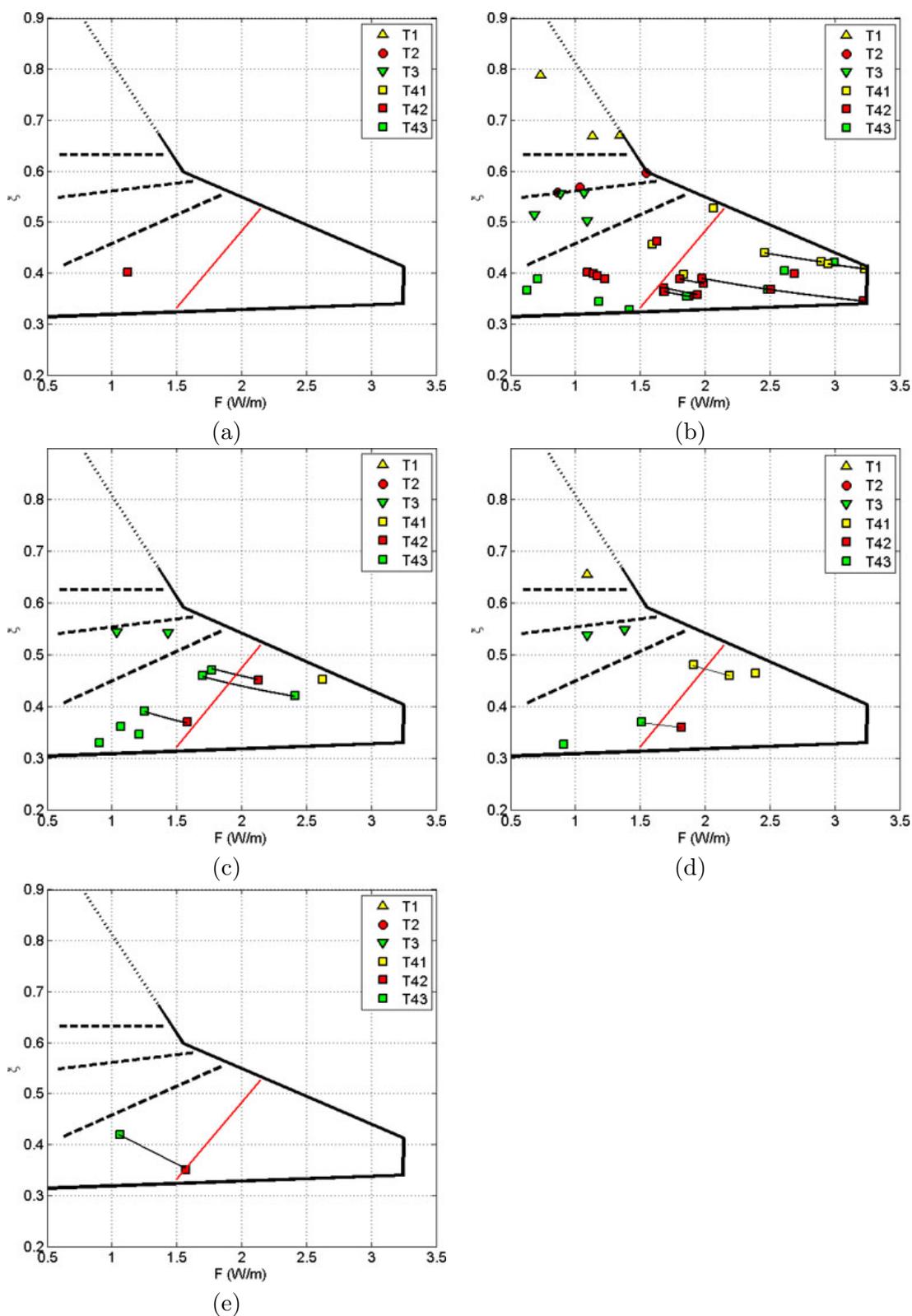


FIGURE 5.10 – Typologie du fond en fonction des paramètres de houle incidente (F, ξ) pour différentes hauteurs de falaise h_f : (a) $h_f = 5$ cm, (b) $h_f = 8$ cm, (c) $h_f = 10$ cm, (d) $h_f = 12$ cm, (e) $h_f = 15$ cm.

d'oscillation se situent dans la même gamme ($24 \text{ min} \leq T_o \leq 68 \text{ min}$), la hauteur de falaise n'influence donc pas la dynamique d'oscillation de la barre externe.

Ainsi, l'existence d'un type de morphologie de fond existe pour un forçage de houle (F_b, ξ_b) donné. Cependant le changement de hauteur de falaise h_f modifie le volume total de sable V_s^t dans le système. La cartographie des types de morphologie de fond n'est donc pas modifiée par le volume total de sable dans le système.

Nous souhaitons maintenant savoir si les morphologies du fond instationnaires sont observées pour des fortes valeurs du flux d'énergie au large, comme c'est le cas pour une hauteur de falaise $h_f = 8 \text{ cm}$. Pour cela, nous analysons les morphologies du fond pour différentes hauteurs de falaise h_f dans le diagramme (F, ξ) représenté sur la Figure 5.10. Nous pouvons d'abord observer que chaque morphologie du fond se situe dans la zone du diagramme (F, ξ) qui correspond à leur type de morphologie. Néanmoins, il semble que les profils instationnaires sont observés à plus faible F pour des falaises plus hautes (surtout visible pour $h_f = 8 \text{ cm}$, $h_f = 10 \text{ cm}$ et $h_f = 15 \text{ cm}$ dans nos expériences). Par contre, nous pouvons observer des profils du fond de type T41 stationnaires pour des fortes valeurs de F pour $h_f = 10 \text{ cm}$ $((F, \xi) = (2,6 \text{ W/m}; 0,45)$, Fig. 5.10c) et $h_f = 12 \text{ cm}$ $((F, \xi) = (2,4 \text{ W/m}; 0,46)$, Fig. 5.10d) alors que pour $h_f = 8 \text{ cm}$, les profils du fond sont instationnaires (Fig. 5.10b). Pour tenter de comprendre pourquoi, il peut être utile d'analyser le recul de la falaise R_f et le volume de sable érodé V_s^e pour différentes hauteurs de falaise à forçage de houle (F, ξ) fixé.

5.2.2 REcul DE LA FALAISE ET VOLUME DE SABLE ÉRODÉ

Nous nous intéressons maintenant à l'influence de la hauteur de falaise sur le recul de la falaise stabilisée R_f^s , sur la vitesse moyenne de recul v_r^m et sur le volume de sable érodé V_s^e .

Nous mesurons d'abord l'évolution de la position de la falaise $x_f(t)$ pour chacun des six couples (F_b, ξ_b) . Ces données sont représentées sur la Figure 5.11. Nous pouvons remarquer, pour les couples 1 (Fig. 5.11a) et 4 (Fig. 5.11d), que le recul de la falaise $R_f(t)$ est très rapide et que la falaise atteint aussi rapidement sa position stable. Nous pouvons observer pour chacun des six couples (F_b, ξ_b) que les évolutions de la position de la falaise sont similaires pendant environ 1 h, jusqu'à ce que la falaise la plus haute se stabilise un certain temps ou définitivement. Par exemple, la Figure 5.11b nous montre que la plus haute falaise ($h_f = 12 \text{ cm}$) se stabilise lorsqu'elle atteint la position $x_f \approx 27,5 \text{ cm}$. La falaise à $h_f = 10 \text{ cm}$ recule jusqu'à la position $x_f \approx 24,3 \text{ cm}$ où elle reste pendant environ 5 h pour finalement se stabiliser à la position $x_f^s \approx 20 \text{ cm}$ après un ultime effondrement. Nous pouvons également observer sur la Figure 5.11f que la plus haute falaise ($h_f = 15 \text{ cm}$) recule jusqu'à la position $x_f \approx 33,5 \text{ cm}$ stable pendant plus de 6 h, les falaises à $h_f = 12 \text{ cm}$ et $h_f = 10 \text{ cm}$ atteignent respectivement les positions $x_f \approx 27,8 \text{ cm}$ et $x_f \approx 24,4 \text{ cm}$. Nous pouvons donc dire que plus la falaise est haute, plus elle a tendance à se stabiliser tôt. En analysant l'évolution temporelle de la position du profil de falaise du couple 6 (Fig. 5.11f), nous observons des forts reculs de la falaise R_f correspondant à des grandes profondeurs d'effondrement qui augmentent avec la hauteur de falaise.

Le recul stabilisé de la falaise R_f^s pour les six couples (F_b, ξ_b) considérés est représenté sur la Figure 5.12a. Nous observons que R_f^s est plus important pour les plus petites falaises à l'exception du couple 6 qui ne présente pas cette tendance. La position stable de la falaise x_f^s , et donc son recul R_f^s , dépendent des profondeurs d'effondrement L_{eff} qui

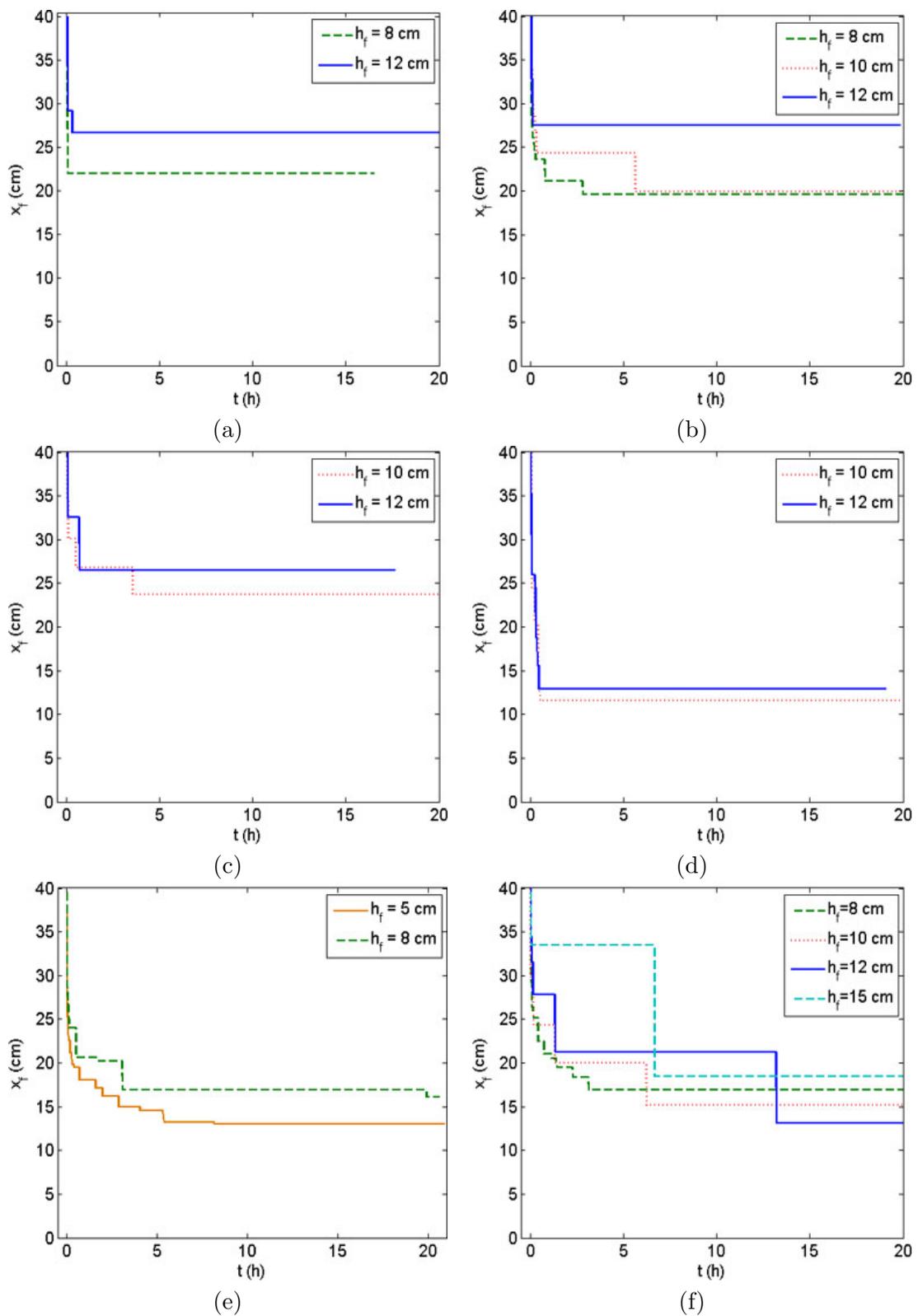


FIGURE 5.11 – Evolutions temporelles de la position de la falaise $x_f(t)$ en fonction de la hauteur de falaise h_f à forçage de houle constant. (a) (F_b, ξ_b) 1 - $h_f = 8$ et 12 cm, (b) (F_b, ξ_b) 2 - $h_f = 8$ et 12 cm, (c) (F_b, ξ_b) 3 - $h_f = 10$ et 12 cm, (d) (F_b, ξ_b) 4 - $h_f = 10$ et 12 cm, (e) (F_b, ξ_b) 5 - $h_f = 5$ et 8 cm, (f) (F_b, ξ_b) 6 - $h_f = 8, 10, 12$ et 15 cm.

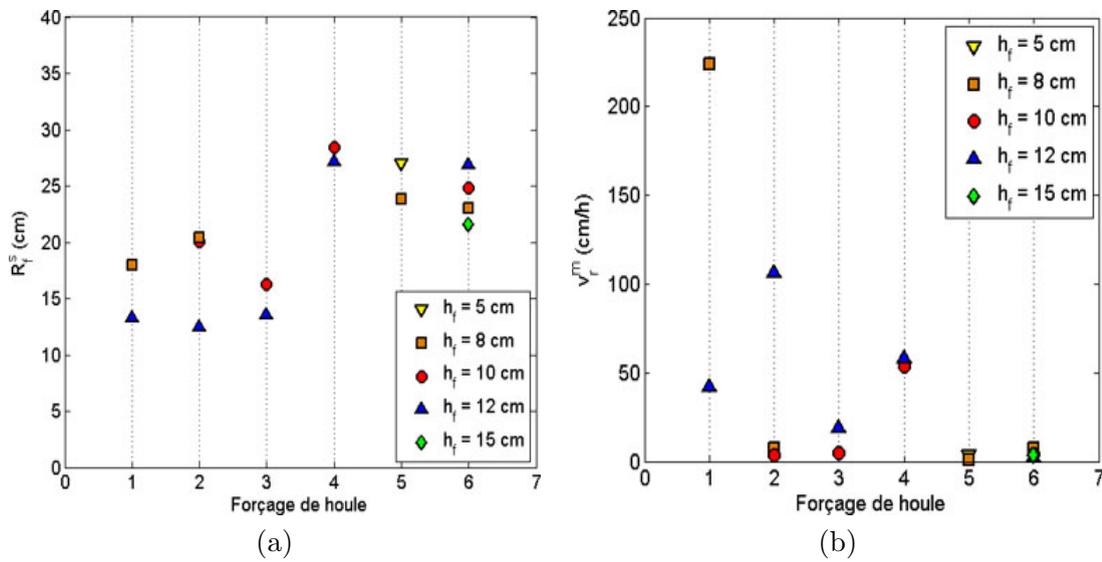


FIGURE 5.12 – (a) Recul moyen R_f^s et vitesse moyenne de recul v_r^m de la falaise pour les six couples (F_b, ξ_b) considérés.

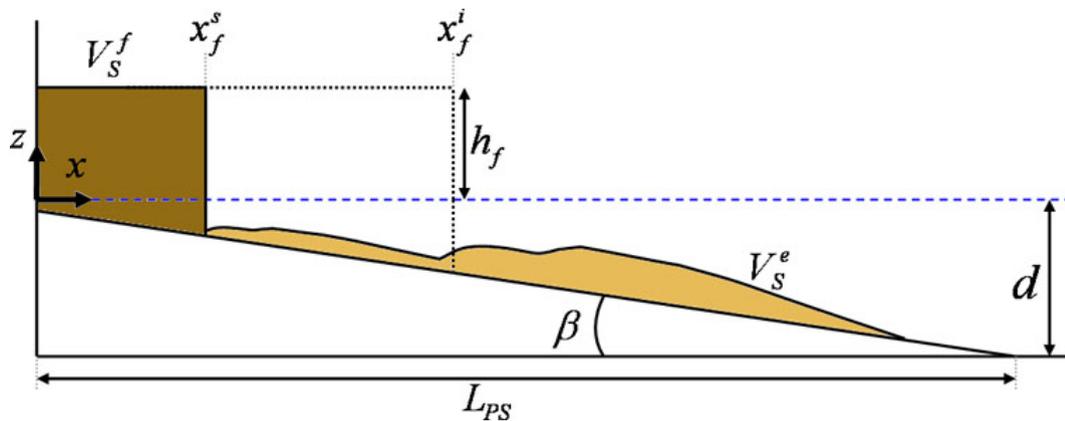


FIGURE 5.13 – Schéma de la vue latérale de la falaise et du sable érodé.

augmentent avec la hauteur de falaise h_f . Le système mobilise donc un volume de sable qui augmente avec la hauteur de falaise h_f .

Analysons maintenant la vitesse moyenne de recul de la falaise v_r^m en fonction de la hauteur de falaise h_f pour les six couples (F_b, ξ_b) (Fig. 5.12b). Nous pouvons observer de fortes valeurs de la vitesse moyenne de recul de la falaise v_r^m qui correspondent à une stabilisation très rapide de la position de la falaise. De plus, il n'y a pas de tendance claire de l'influence de la hauteur de falaise h_f sur cette vitesse moyenne de recul v_r^m . Si pour chacun des couples (F_b, ξ_b) la falaise atteignait sa position stable x_f^s au même instant, comme le recul stabilisé de la falaise R_f^s est plus fort pour les petites falaises, la vitesse moyenne de recul de la falaise v_r^m le serait également. Les instants des événements d'effondrement sont ainsi très dépendants des profondeurs de ces effondrements L_{eff} .

Pour estimer le volume de sable érodé V_s^e , nous avons choisi de le calculer par rapport à la position stable de la falaise x_f^s . En effet, tout le sable qui est à l'avant de la falaise pour $x \geq x_f^s$ a pour source l'érosion de la falaise. Ainsi, à partir du schéma sur la Figure

Cas	Hauteur de falaise h_f (cm)	Recul de la falaise stabilisée R_f^s (cm)	Volume de sable érodé V_s^e (cm ³ /cm)	Remarques
1	8	18,0	218	Débris
	12	13,3	217	
2	8	20,4	244	Encoche
	10	20,1	281	Débris
3	12	12,5	205	Encoche
	10	16,3	231	Encoche
4	12	13,5	220	
	10	28,4	386	Débris
5	12	27,1	424	Débris
	5	27,0	234	Encoche
6	8	23,9	282	
	8	23,0	273	Encoche
	10	24,8	341	
	12	26,9	421	Débris
	15	21,6	409	Débris

TABLE 5.1 – Caractéristiques du recul de falaise en fonction de la hauteur de falaise h_f pour six forçage de houle différents.

5.13, nous pouvons calculer le volume total de sable V_S^t et le volume de sable de la falaise stable V_S^s :

$$V_S^t = x_f^i \left(x_f^i \frac{\tan(\beta)}{2} + d + h_f - \tan(\beta)L_{PS} \right) \quad (5.2)$$

$$V_S^s = x_f^s \left(x_f^s \frac{\tan(\beta)}{2} + d + h_f - \tan(\beta)L_{PS} \right) \quad (5.3)$$

où x_f^i est la position initiale de la falaise, β est la pente de la plateforme solide, d est la profondeur d'eau, h_f est la hauteur de falaise et L_{PS} est la longueur selon l'axe des x de la plateforme solide. Nous en déduisons donc le volume de sable érodé V_S^e tel que :

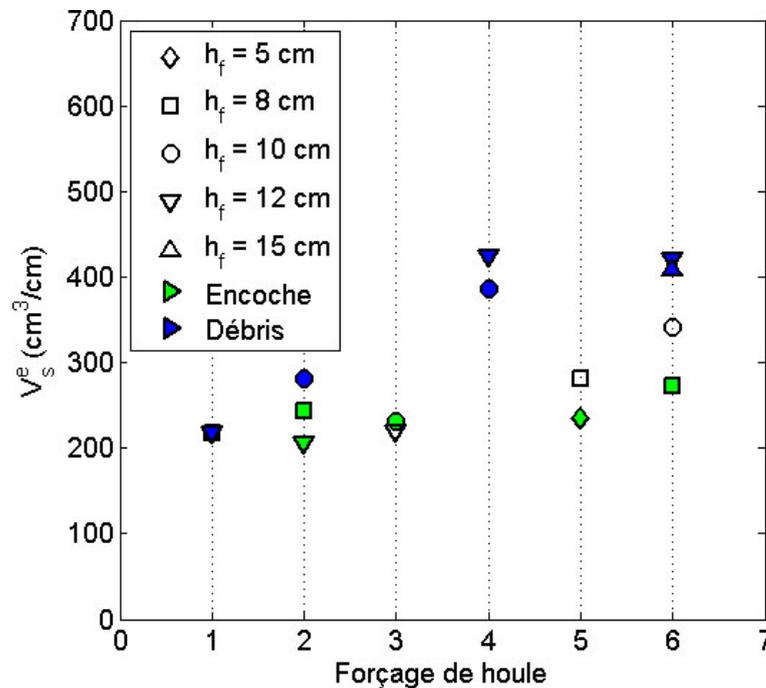
$$V_S^e = V_S^i - V_S^s \quad (5.4)$$

$$V_S^e = (x_f^i - x_f^s) \left((x_f^i + x_f^s) \frac{\tan(\beta)}{2} + d + h_f - \tan(\beta)L_{PS} \right) \quad (5.5)$$

Dans notre étude, les paramètres fixés sont la pente $\tan(\beta) = 10\%$, la profondeur d'eau $d = 15$ cm et la longueur de la plateforme solide $L_{PS} = 140$ cm, et l'équation devient :

$$V_S^e = (x_f^i - x_f^s) \left(0,05(x_f^i + x_f^s) + h_f + 1 \right) \quad (5.6)$$

Nous souhaitons analyser l'évolution du volume de sable érodé V_S^e en fonction de la hauteur de falaise h_f . Les valeurs du volume de sable érodé V_S^e ainsi que le recul de la falaise stable R_f^s pour les différents cas des six couples (F_b, ξ_b) considérés sont représentées dans la Table 5.1 et sur la Figure 5.14. Nous pouvons observer que pour chacun des cas des couples 1 et 3, le volume de sable érodé V_S^e est assez proche quelle que soit la hauteur

FIGURE 5.14 – Volume de sable érodé V_s^e pour les six couples (F_b, ξ_b) considérés.

de falaise h_f . Les variations pour les couples 2, 4 et 6 sont liées au fait que certains profils de falaise stable présentent une encoche et d'autres des débris de sable à l'avant de la falaise (Fig. 5.14). Une encoche signifie que la falaise a été attaquée par les vagues et qu'elle est retenue par sa cohésion. Le recul observé est alors un peu inférieur à ce qui est réellement un recul stable, c'est-à-dire si la falaise s'effondrait à ce stade. Inversement, la présence de débris au front de la falaise indique que le recul a été excessif et que le système ne peut consommer tout le sédiment injecté. La position finale de la falaise excède alors la position "stable" pour laquelle il n'y aurait ni encoche, ni débris. Nous pouvons effectivement observer sur la Figure 5.14 une grande différence de volume de sable érodé V_s^e pour le couple 6, notamment entre celui à hauteur de falaise $h_f = 8$ cm et celui à $h_f = 15$ cm. Les visualisations latérales du profil de falaise nous montrent effectivement une encoche importante pour $h_f = 8$ cm (Fig. 5.15a) et une quantité importante de débris de sable en pied de falaise pour $h_f = 15$ cm (Fig. 5.15b). Au final, le volume de sable érodé V_s^e à forçage de houle (F_b, ξ_b) constant ne change donc pas significativement avec la hauteur de falaise h_f .

Si le volume de sable érodé V_s^e est voisin, le recul stabilisé de la falaise R_f^s est plus important pour des falaises de petite hauteur h_f . Ces résultats vont dans le sens de ceux de Damgaard & Dong (2004) qui ont observé la même tendance malgré le faible nombre d'expériences réalisées. Il faut cependant prendre en compte le fait que la profondeur d'un évènement d'effondrement en tension L_{eff} croît avec la hauteur de falaise h_f . Lorsque la falaise atteint une position stable x_f^s , les débris de sable effondré ne sont pas automatiquement transportés par la houle. En effet, pour un forçage de houle fixé, la houle va éroder le même volume de sable V_s^e quel que soit l'apport de sable injecté dans le système.

Nous analysons maintenant le volume de sable érodé V_s^e pour un même forçage de houle au large (F, ξ) pour tenter de comprendre pourquoi des profils du fond instationnaires

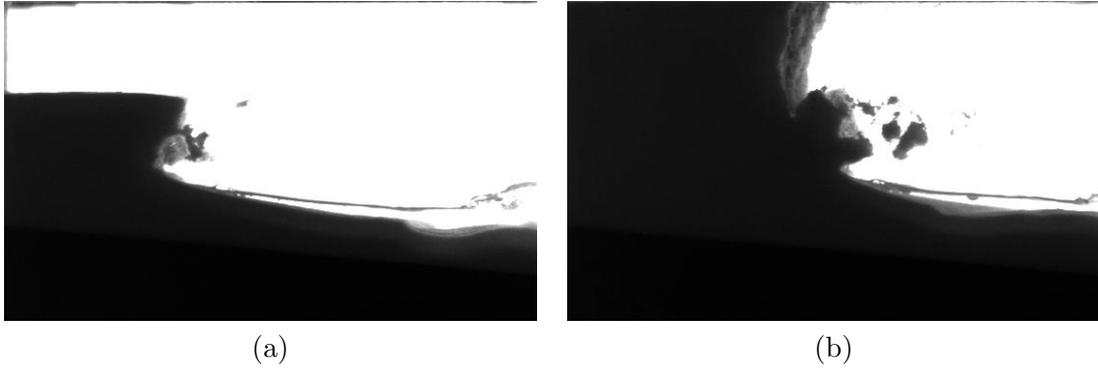


FIGURE 5.15 – Visualisations latérales du profil stabilisé de la falaise du couple (F_b, ξ_b) 6 pour (a) $h_f = 8 \text{ cm}$ et (b) $h_f = 15 \text{ cm}$.

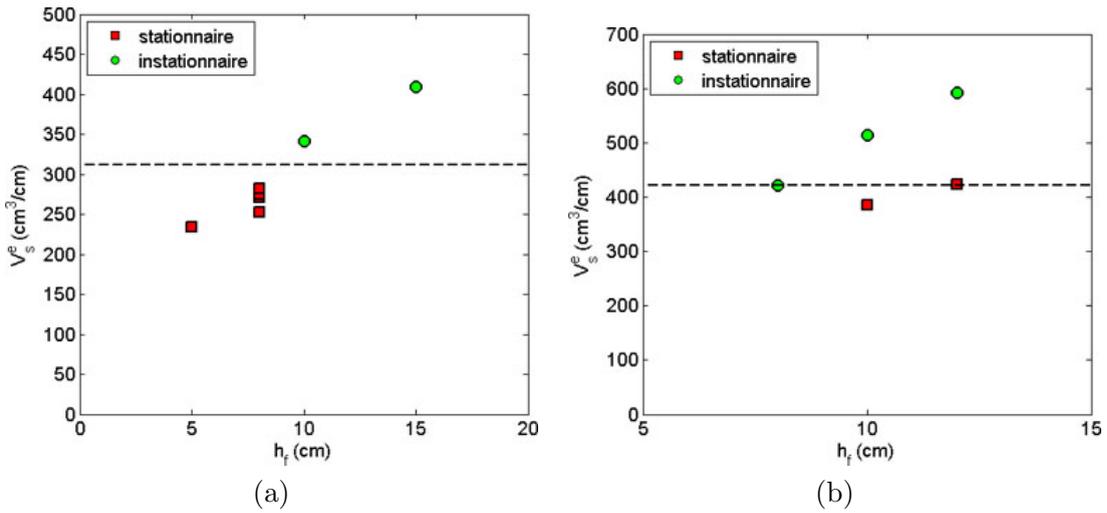


FIGURE 5.16 – Volume de sable érodé V_s^e en fonction de la hauteur de falaise h_f pour (a) $(F, \xi) \approx (1, 2 \text{ W/m}; 0, 40)$ et (b) $(F, \xi) \approx (2, 4 \text{ W/m}; 0, 47)$.

avec une hauteur de falaise $h_f > 8 \text{ cm}$ sont observés pour des plus faibles valeurs du flux d'énergie que ceux avec $h_f \leq 8 \text{ cm}$ (Fig. 5.10). Des profils du fond stationnaires avec $h_f = 10 \text{ cm}$ et $h_f = 12 \text{ cm}$ sont également observés pour des fortes valeurs du flux d'énergie alors que ceux pour $h_f = 8 \text{ cm}$ sont instationnaires. Nous considérons deux couples du forçage de houle au large (F, ξ) pour différentes hauteurs de falaise h_f : $(F, \xi) \approx (1, 2 \text{ W/m}; 0, 40)$ avec $h_f = 5, 8, 10, 15 \text{ cm}$ et $(F, \xi) \approx (2, 4 \text{ W/m}; 0, 47)$ avec $h_f = 8, 10, 12 \text{ cm}$. Nous calculons les volumes de sable érodé V_s^e qui sont représentés en fonction de la hauteur de falaise h_f sur la Figure 5.16 pour chacun des deux couples (F, ξ) considérés. Les profils du fond stationnaires et instationnaires sont également distingués. Nous pouvons observer que l'instationnarité du système semble dépendre du volume de sable érodé à même forçage de houle (F, ξ) . La déstabilisation du système se déclencherait à partir d'un volume seuil de sable érodé. Nous pouvons observer sur la Figure 5.16a que pour un $(F, \xi) \approx (1, 2 \text{ W/m}; 0, 40)$, si le volume de sable érodé V_s^e est inférieur à environ $300 \text{ cm}^3/\text{cm}$, le profil du fond est stationnaire. Au-delà de $300 \text{ cm}^3/\text{cm}$, le profil du fond est observé instationnaire. En observant la Figure 5.16b, le volume seuil de sable érodé est environ à $410 \text{ cm}^3/\text{cm}$ pour lequel les profils stationnaires sont observés pour des volumes inférieurs à ce seuil, et les profils instationnaires supérieurs au volume seuil. Ces résultats montrent que le volume de sable érodé V_s^e joue un rôle dans la déstabilisation du fond.

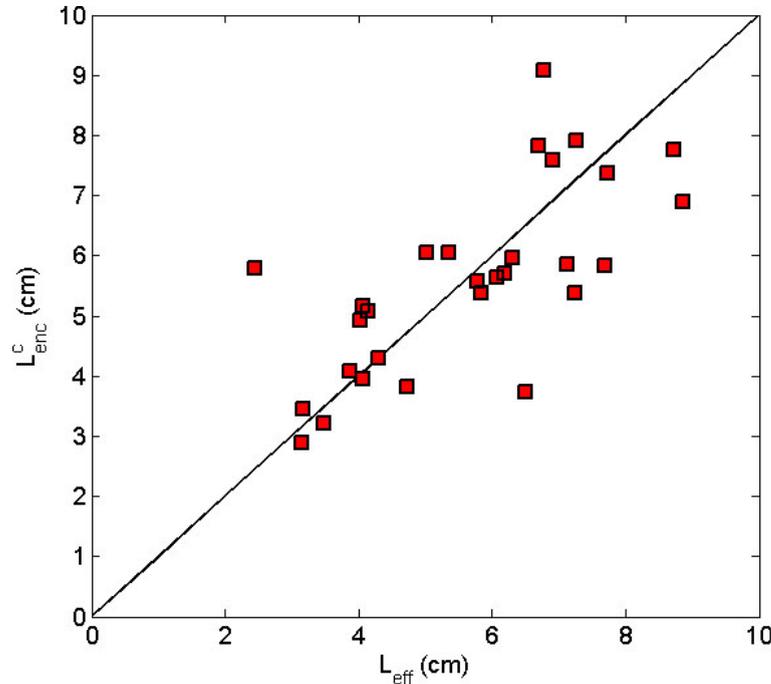


FIGURE 5.17 – Profondeur de l’encoche L_{enc}^c en fonction de la profondeur d’effondrement L_{eff} pour les couples (F_b, ξ_b) 1, 2, 3, 4, 6 toutes hauteurs de falaise confondues. La droite (—) a pour équation $L_{enc}^c = L_{eff}$.

5.2.3 PROFONDEUR D’ÉVÈNEMENTS D’EFFONDREMENT

Nous nous intéressons maintenant à l’influence de la hauteur de falaise h_f sur les profondeurs L_{eff} et les volumes V_{eff} des évènements d’effondrement. Dans la section (3.2.2), nous avons montré que les profondeurs moyennes des évènements d’effondrement L_{eff}^m et de l’encoche critique $(L_{enc}^c)^m$ étaient très proches. Nous avons également montré que la profondeur de l’encoche critique L_{enc}^c évoluait en $\sqrt{h_f^c}$. Ces résultats ont été observés pour des profondeurs $L_{enc}^c \leq 5$ cm correspondant à des hauteurs critiques de falaise $h_f^c \leq 8$ cm. Nous allons donc maintenant faire cette même analyse pour des hauteurs critiques de falaise h_f^c et des profondeurs des évènements d’effondrement L_{eff} et de l’encoche critique L_{enc}^c plus importants.

Nous comparons d’abord ces profondeurs des expériences des couples 1, 2, 3, 4 et 6 regroupés. Les profondeurs de l’encoche critique L_{enc}^c mesurées sont tracées en fonction de ceux des évènements d’effondrement L_{eff} sur la Figure 5.17. Nous pouvons observer que les valeurs mesurées (L_{eff}, L_{enc}^c) suivent assez bien la droite $L_{enc}^c = L_{eff}$, nous pouvons donc considérer que les profondeurs des évènements d’effondrement L_{eff} et de l’encoche critique L_{enc}^c sont égales, conformément aux prédictions.

Nous représentons maintenant les valeurs de la profondeur de l’encoche critique L_{enc}^c avant un évènement d’effondrement en fonction de $(h_f^c)^{1/2}$ (Fig. 5.18a) regroupées aux valeurs représentées sur la Figure 3.15. Nous voulons savoir si une proportionnalité existe en fonction de la hauteur critique de falaise h_f^c , comme la traduit l’expression de cette profondeur L_{enc}^c (Eq. 1.1) correspondant à un effondrement en tension. Nous pouvons observer que la profondeur de l’encoche critique augmente de façon linéaire avec $(h_f^c)^{1/2}$. Nous pouvons donc dire que les effondrements se produisent en tension au sommet de la falaise. Nous

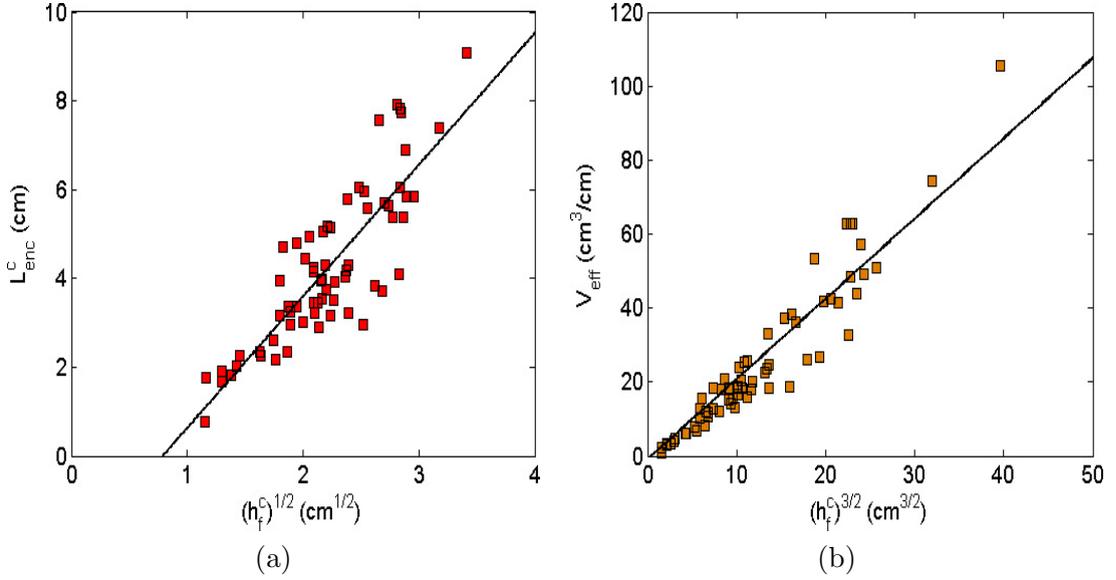


FIGURE 5.18 – (a) Profondeur de l’encoche critique avant un évènement d’effondrement L_{enc}^c en fonction de $(h_f^c)^{1/2}$, La droite (—) a pour équation $L_{enc}^c = 3(h_f^c)^{1/2} - 2,3$. (b) Volume d’effondrement V_{eff} en fonction de $(h_f^c)^{3/2}$, La droite (—) a pour équation $V_{eff} = 2,2(h_f^c)^{3/2} - 0,76$.

pouvons également estimer le volume des évènements d’effondrement V_{eff} en utilisant les valeurs de la profondeur de l’encoche critique L_{enc}^c , tel que $V_{eff} = L_{enc}^c h_f^c \propto (h_f^c)^{3/2}$. Nous traçons les valeurs de ce volume en fonction de $(h_f^c)^{3/2}$ sur la Figure 5.18b et nous pouvons observer que le volume des évènements d’effondrement V_{eff} évolue linéairement avec $(h_f^c)^{3/2}$. Ces observations corroborent celles de la section (3.2.2), nous pouvons ainsi réestimer la résistance de la falaise à la tension S_t et donc sa cohésion c . De l’équation 1.1 et de l’équation de la droite d’interpolation (Fig. 5.18a, $L_{enc}^c = 3(h_f^c)^{1/2} - 2,3$), nous estimons la résistance à la tension telle que $S_t \approx 27\rho_m g$. Pour une densité apparente de la falaise prise à $\rho_m \approx 2,0g/cm^3$, la résistance à la tension vaut $S_t \approx 530 Pa$, et nous estimons la cohésion (Sitar et al. (1980)) à $c \approx 2S_t \approx 1060 Pa$. Cette valeur vaut près du double de celle estimée dans la section (3.2.2), cependant, elle se situe dans la gamme des valeurs estimées par LeCossec (2010). En utilisant l’équation 1.4 pour le sable considéré C412, nous estimons la cohésion entre $c \approx 280 Pa$ et $c \approx 600 Pa$ selon la polydispersité et la compacité du milieu. Nous pouvons remarquer une différence d’un rapport 2 entre l’estimation de nos mesures et celle de l’équation 1.4.

De la même façon, nous pouvons également estimer la résistance à la tension S_t en utilisant l’expression du volume effondré $V_{eff} = \sqrt{S_t/3\rho_m g}(h_f^c)^{3/2}$ et l’équation de la droite d’interpolation $V_{eff} = 2,2(h_f^c)^{3/2} - 0,76$. La résistance à la tension vaut ainsi $S_t \approx 3(2,2)^2\rho_m g \approx 285 Pa$ et l’estimation de la cohésion vaut donc $c \approx 570 Pa$. Cette estimation de la cohésion se situe dans la gamme des valeurs estimées de l’équation 1.4 et est proche de celle calculée dans la section (3.2.2). La plus grande gamme de hauteur critique de falaise $h_f^c \leq 11,5 cm$ et l’expression du volume effondré V_{eff} permet d’estimer une valeur plus précise de la cohésion de la falaise c .

5.3 CONCLUSIONS

Nous avons estimé l’influence du volume mobile de sable sur la dynamique du fond et de la falaise. En prélevant périodiquement la barre externe du fond pendant une expérience,

nous avons observé que l'érosion de la falaise est beaucoup plus importante avec que sans le prélèvement de la barre. De plus, lorsque la barre est prélevée, la vitesse de recul de la falaise est constante, et nous avons ainsi pu déduire qu'elle est proportionnelle au flux d'énergie de la houle F .

Nous avons ensuite étudié l'influence de la hauteur de falaise sur la morphodynamique du fond et sur la dynamique d'érosion de la falaise. Nous avons d'abord montré que le type de morphologie du fond n'est pas influencé par la hauteur de falaise. Pour un forçage de houle au déferlement donné, le volume de sable érodé est indépendant de la hauteur de falaise. La houle érode donc la même quantité de sable quel que soit le volume de sable injecté dans le système, et donc quelle que soit la hauteur de falaise. Par contre, pour un forçage de houle incidente donné, la variation de volume de sable érodé apporté au système ne change pas la dynamique du fond à l'exception de l'instationnarité qui semble se développer au-delà. Nous avons également montré que le recul stabilisé de la falaise est moins important pour des hautes falaises, cependant il dépend de la profondeur des événements d'effondrements. Les profondeurs des événements d'effondrement et de l'encoche critique sont égales. Nous avons montré que les volumes d'effondrement augmentent avec la hauteur de falaise en $(h_f^c)^{3/2}$. Nous avons estimé la valeur de la cohésion de la falaise à partir des mesures de la profondeur critique de l'encoche de la hauteur critique de la falaise.

CONCLUSIONS ET PERSPECTIVES

Ce travail de thèse a porté sur l'étude expérimentale de la dynamique d'érosion d'une falaise soumise à l'action de vagues régulières. En ayant considéré un rapport d'échelles géométriques de 1/100 et un rapport d'échelles de temps de 1/10, cette modélisation a permis de reproduire l'érosion d'une falaise peu consolidée de faible hauteur soumise à un régime de houle modérément énergétique.

Nous avons analysé les différents mécanismes du cycle d'érosion d'une falaise par sagement. Lors de la première phase de ce cycle d'érosion correspondant à la formation de l'encoche, nous avons observé que l'impact des vagues sur le front de falaise s'effectue par le déferlement des vagues aux premiers instants des expériences, puis par le jet de rive.

Nous nous sommes concentrés sur les phases de déstabilisation et d'effondrement de la falaise. Nous avons analysé la géométrie des événements d'effondrement. Nous avons mesuré les profondeurs critiques de l'encoche et les profondeurs d'effondrement, et nous avons montré que leurs valeurs sont égales. Le front de falaise reste vertical, par conséquent le plan de rupture est vertical. Nous avons montré que la profondeur critique de l'encoche augmente avec la hauteur critique de falaise. Ce qui implique que les événements d'effondrement s'effectuent par basculements de blocs provoqués par la contrainte de tension au sommet de la falaise. De ce résultat, nous avons estimé les valeurs de la résistance du matériau à la tension et au cisaillement (cohésion). Nous avons observé que la profondeur moyenne des événements d'effondrement augmente lorsque la falaise est composée de sable plus fin. La profondeur critique de l'encoche augmente avec la résistance du matériau à la tension. La résistance d'une falaise de sable plus fin est donc plus importante.

Lorsqu'un événement d'effondrement se produit, les débris de falaise sont rapidement évacués et redistribués sur le fond. Nous avons développé une méthodologie pour distinguer les différents types de morphologie observés. L'analyse de l'influence du forçage de houle sur la morphologie du fond a été effectuée. Nous avons ainsi proposé une caractérisation des types de morphologie du fond en fonction des paramètres de houle. Nous avons montré que l'estimation des paramètres de houle au point de déferlement plutôt qu'au large permet de mieux caractériser la typologie des profils du fond. Ainsi, les types de morphologie distingués dépendent du paramètre de similitude de "surf" au point de déferlement. De même, la typologie des profils du fond dépend du nombre de Dean dans la même gamme de valeurs que la classification des profils de plage de Wright & Short (1984). Ainsi, nous retrouvons des profils du fond de type "réfléchissant" pour des faibles valeurs du nombre de Dean et "intermédiaires" pour des plus fortes valeurs. En revanche, nous avons observé une dépendance avec le paramètre de Shields lorsque nous avons changé la taille de grain du sable. En effet, pour des faibles valeurs du paramètre de Shields, les profils du fond tendent à être plus "dissipatifs".

Nous avons montré que pour les différentes tailles de grain étudiées, nous retrouvons les mêmes types de morphologie du fond dans la même gamme du nombre de Dean et du paramètre de Shields. Nous observons néanmoins une légère modulation des frontières des différents types de morphologie du fond. En effet, plus le sable est fin, plus le type de profil du fond tend vers un profil "réfléchissant".

Des profils du fond à barres instationnaires existent pour des fortes valeurs de la hauteur des vagues incidentes au large présentant une oscillation auto-entretenu de la barre externe de période d'oscillation comprise entre 36 min et 200 min. Cette variation temporelle de la position de la barre externe pourrait traduire l'incapacité du système morphologique à générer naturellement une variation spatiale parallèlement au rivage, due au fait que le canal a une faible largeur et contraint donc le système.

Le couplage d'un régime de houle avec un forçage de marée provoque une érosion plus importante du front de la falaise. De plus, les profils du fond présentant une oscillation auto-entretenu de la barre externe soumis au forçage de marée conservent leur instationnarité. Le forçage de marée a donc un rôle important sur le recul de la falaise, mais ne perturbe pas l'interaction entre la dynamique des vagues et le système sédimentaire qui génère l'instationnarité du fond.

La profondeur moyenne des évènements d'effondrement décroît pour des fortes valeurs du paramètre de similitude de "surf" et du flux d'énergie des vagues incidentes. Or, les fortes valeurs du paramètre de similitude de "surf" correspondent à un profil du fond de type "réfléchissant", qui présente une terrasse à forte pente. Les fortes valeurs du flux d'énergie correspondent à des profils à barre présentant un profil interne également de type "réfléchissant". De plus, l'énergie de la houle est très peu dissipée, le jet de rive a donc une forte énergie qui prolonge la forte pente vers la falaise. Ce jet de rive impacte la falaise plus haut, la hauteur de la falaise, et donc la profondeur d'effondrement, en sont donc réduites.

Nous avons montré que la vitesse moyenne de recul de la falaise augmente linéairement avec le flux d'énergie des vagues incidentes. Par contre, elle ne présente pas de tendance claire par rapport au paramètre de similitude de "surf". La vitesse de recul de la falaise est donc contrôlée essentiellement par le flux d'énergie des vagues incidentes. Lorsque la barre externe est prélevée périodiquement, la vitesse de recul de la falaise est constante et proportionnelle au flux d'énergie des vagues incidentes au large.

Le recul de la falaise stabilisée est plus important lorsque la falaise est composée de sable plus fin, c'est-à-dire lorsqu'elle est plus résistante. En fait, comme la morphologie du fond de sable plus fin tend vers un profil de type "réfléchissant", l'énergie de la houle est moins dissipée, le jet de rive érode donc d'avantage la falaise.

Lorsque la hauteur de la falaise est modifiée, l'apport de sable à profondeur d'effondrement constante est modifié. Or, à forçage de houle au déferlement donné, nous avons mesuré le même volume de sable érodé par la houle quelle que soit la hauteur de falaise. Ainsi, le recul de la falaise est plus fort lorsque la hauteur de la falaise est faible, mais comme les profondeurs des évènements d'effondrement augmentent avec la hauteur de falaise, le recul dépend également de la profondeur des évènements d'effondrement.

Nous avons observé que la variation de la hauteur de la falaise ne modifie pas le type de morphologie du fond. De plus, un profil du fond instationnaire conserve sa dynamique d'oscillation. Ainsi, si nous comparons des profils du fond à forçage de houle fixé, la dynamique du fond est la même et le volume de sable érodé est constant. Par contre, pour un forçage de houle incidente constant, nous avons observé qu'un profil du fond stationnaire peut devenir instationnaire au-delà d'un volume seuil de sable érodé. Considérons que le processus d'érosion de falaise est analogue à un rechargement sédimentaire de la plage. Nos résultats peuvent alors montrer qu'une augmentation du volume du rechargement de sable diminuerait l'érosion de la plage jusqu'à un certain volume érodé, puis le profil deviendrait instable, menant finalement à une plus forte érosion.

Cette modélisation permet de reproduire à petite échelle l'érosion des falaises par

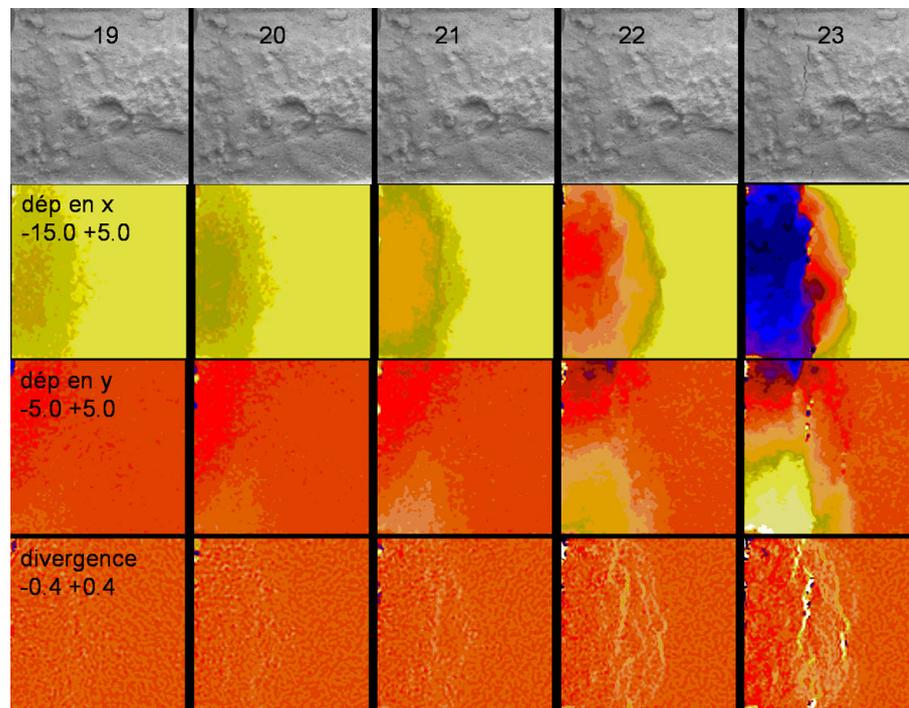


FIGURE 5.19 – Traitement PIV de la déformation du dessus de la falaise. Les images sont représentées de gauche à droite pour un temps croissant, avec un pas de temps $dt = 10$ ms. Sont représentés de haut en bas, les images du dessus de la falaise, le déplacement longitudinal, le déplacement transversal et les fissures de l'effondrement. L'effondrement se produit de la droite vers la gauche.

l'attaque des vagues. Des données acquises, nous pouvons analyser l'évolution temporelle de la profondeur de l'encoche ainsi que sa forme. Grâce aux images acquises de dessus à haute fréquence, il est également possible d'analyser la déformation du massif avant un évènement d'effondrement. Un exemple de traitement PIV du dessus de la falaise est représentée sur la Figure 5.19.

Certains des mécanismes du processus d'érosion de falaise ne sont pas reproduits. Lors d'un effondrement, les débris de la falaise perdent la cohésion dans l'eau car la falaise est modélisée avec du sable grossier humide, aucune cohésion du sable n'est donc possible lorsqu'il est immergé. Cette défaillance du modèle implique également que l'érosion par abrasion du matériau par les vagues n'est également pas reproduit.

Pour pouvoir rendre le matériau plus cohésif dans l'eau, nous avons effectué un mélange de sable grossier et de poudre de silice ($\approx 20\%$) à diamètre de grains très fin ($D_{50} = 27 \mu m$) de façon à remplir les pores du massif de sable. De plus, la silice a une faible perméabilité, le mélange est donc moins perméable à l'eau et permet de rester cohésif dans l'eau. Nous avons effectué des expériences avec ce mélange de sable, et nous avons pu observer qualitativement que le massif était plus résistant et que les débris de falaise restaient suffisamment cohésifs (Fig. 5.20a). De plus, la redistribution du sable par la houle permettait l'apparition d'une plateforme qui restait cohésive (Fig. 5.20b), ce qui reproduisait une plate-forme rocheuse d'abrasion marine. Dans ce cas, l'érosion par abrasion peut être reproduite.

Le massif étant plus résistant à l'eau, nous pourrions ainsi reproduire un type d'érosion différent de celui par sapement, c'est-à-dire lorsque les hauteurs de houle et de falaise sont du même ordre où les vagues peuvent atteindre le sommet de la falaise.

Afin de faire une comparaison avec les résultats des études expérimentales, une modé-

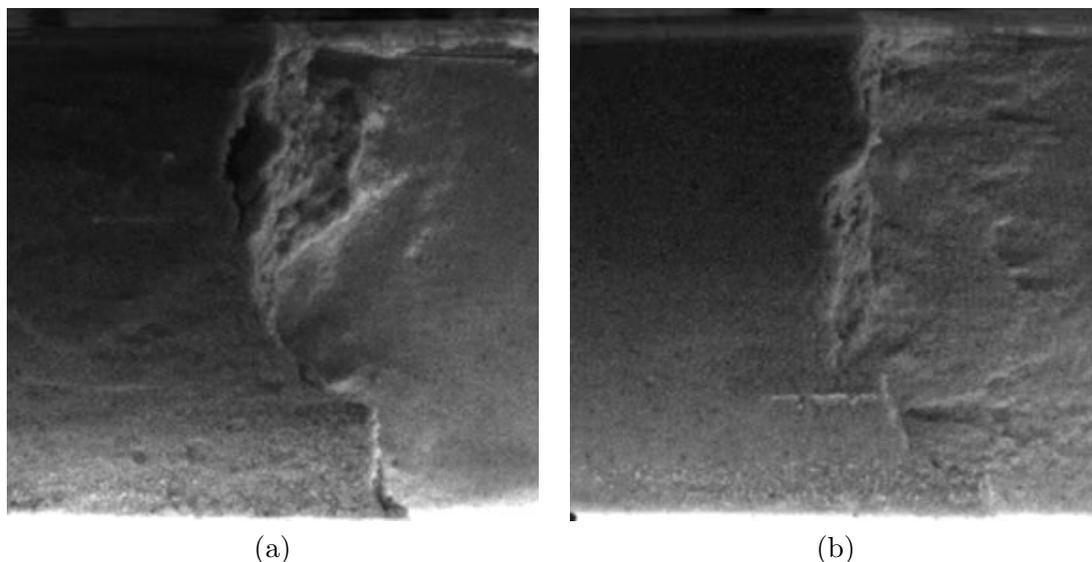


FIGURE 5.20 – Visualisations du dessus de la falaise composée de mélange de sable grossier et de poudre. (a) Débris de falaise cohésifs et (b) plate-forme d'abrasion marine.

lisation numérique permettrait d'étudier et d'analyser chacun de ces mécanismes d'érosion de falaise par sapement.

Dans notre modélisation expérimentale, les vagues sont régulières. Afin de mieux représenter l'érosion d'une falaise naturelle par les vagues, il serait pertinent de générer des vagues irrégulières. Il peut aussi être intéressant de simuler une tempête pour analyser son influence sur l'altération du massif. Afin de s'affranchir de l'influence du dispositif expérimental qui pourrait être responsable de l'instationnarité du fond, il serait souhaitable de réaliser les expériences avec un dispositif différent. Pour estimer le rôle du volume érodé de sable sur la dynamique du fond, il peut être pertinent de simuler des rechargements sédimentaires au niveau du fond. Notre modélisation est bidimensionnelle, un bassin à houle pourrait être utilisé afin de générer des vagues à incidence oblique et ainsi reproduire les courants parallèles à la côte qui ont un rôle important sur l'évacuation des débris de falaise. Cette configuration permettrait également de mieux estimer la vitesse de recul.

BIBLIOGRAPHIE

- Adams, P. N., Storlazzi, C. D., & Anderson, R. S. (2005). Nearshore wave-induced cyclical flexing of sea cliffs. *Journal Of Geophysical Research-Earth Surface*, 110(F2).
- Almar, R. (2009). *Morphodynamique littorale haute fréquence par imagerie vidéo*. PhD thesis, Université de Bordeaux (France).
- Almar, R., Castelle, B., Ruessink, B., Sénéchal, N., Bonneton, P., & Marieu, V. (2010). Two- and three-dimensional double-sandbar system behaviour under intense wave forcing and a meso-macro tidal range. *Continental Shelf Research*, 30, 781–792.
- Baldock, T., Manoonvoravong, P., & Pham, K. (2010). Sediment transport and beach morphodynamics induced by free long waves, bound long waves and wave groups. *Coastal Engineering*, 57, 898–916.
- Bird, E. (2008). *Coastal Geomorphology : An Introduction*. Wiley, second edition.
- Blanco-Chao, R., Pérez-Alberti, A., Trenhaile, A., Costa-Casais, M., & Valcárcel-Díaz, M. (2007). Shore platform abrasion in a para-periglacial environment, galicia, northwestern spain. *Geomorphology*, 83, 136–151.
- Bonmarin, P. (1989). Geometric properties of deep-water breaking waves. *Journal of Fluid Mechanics*, 433, 209–405.
- Brossard, J. & Duperret, A. (2004). Coastal chalk cliff erosion : experimental investigation on the role of marine factors. *Coastal Chalk Cliff Instability, Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications*, 20, 109–120.
- Caplain, B., Astruc, D., Regard, V., & Moulin, F. (2011). Cliff retreat and sea bed morphology under monochromatic wave forcing : Experimental study. *Comptes rendus - Geoscience*, 343, 471–477.
- Certain, R. & Barusseau, J.-P. (2005). Conceptual modelling of sand bars morphodynamics for a microtidal beach (sète, france). *Bull. Soc. Geol.*, 176, 343–354.
- Collins, B. & Sitar, N. (2008). Processes of coastal bluff erosion in weakly lithified sands, pacifica, california, usa. *Geomorphology*, 97, 483–501.
- Costa, S., Delahaye, D., Freiré-Díaz, S., Davidson, R., Di Nocera, L., & Plessis Brossard, E. (2004). Quantification of the normandy and picardy chalk cliff retreat by photogrammetric analysis. *Coastal Chalk Cliff Instability, Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications*, 20, 139–148.
- Damgaard, J. & Dong, P. (2004). Soft cliff recession under oblique waves : physical model tests. *Journal of waterway, port, coastal and ocean engineering*, 130(5), 234–242.

- de Lange, W. & Moon, V. (2005). Estimating long-term cliff recession rates from shore platform widths. *Engineering Geology*, 80, 292–301.
- Dean, R. G. & Dalrymple, R. A. (2001). *Coastal Processes with Engineering Applications*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, U. K.
- Duperret, A., Genter, A., Delacourt, B., Mortimore, R., & De Pomerai, M. (2002). Coastal rock cliff erosion by collapse at puys (france) : the role of impervious marl seams within chalk of nw europe. *Journal of Coastal Research*, 18(1), 52–61.
- Duperret, A., Genter, A., Martinez, A., & Mortimore, R. N. (2004). Coastal chalk cliff instability in nw france : role of lithology, fracture pattern and rainfall. *Coastal Chalk Cliff Instability, Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications*, 20, 33–55.
- Elfrink, B. & Baldock, T. (2002). Hydrodynamics and sediment transport in the swash zone : a review and perspectives. *Coastal Engineering*, 45, 149–167.
- Emery, K. & Kuhn, G. (1982). Sea cliffs : their processes, profiles, and classification. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, 644–654.
- Erikson, L., Larson, M., & Hanson, H. (2005). Prediction of swash motion and run-up including the effects of swash interaction. *Coastal Engineering*, 52, 285–302.
- Erikson, L., Larson, M., & Hanson, H. (2007). Laboratory investigation of beach scarp and dune recession due to notching and subsequent failure. *Marine Geology*, 245, 1–19.
- Ferrer, P. (2010). *Morphodynamique à multi-échelles du trait de côte (prisme sableux) du golfe du Lion depuis le dernier optimum climatique*. PhD thesis, Université de Perpignan Via Domitia (France).
- Gallagher, E. L., Elgar, S., & Guza, R. T. (1998). Observations of sand bar evolution on a natural beach. *Journal of Geophysical Research*, 103, 3203–3215.
- Galvin, C. (1968). Breaker type classification on three laboratory beaches. *Journal of Geophysical Research*, 73, 3651–3659.
- Grasso, F., Michallet, H., Barthélemy, E., & Certain, R. (2009). Physical modeling of intermediate cross-shore beach morphology : Transients and equilibrium states. *Journal of Geophysical Research*, 114.
- Hall, A., Hansom, J., & Jarvis, J. (2008). Patterns and rates of erosion produced by high energy wave processes on hard rock headlands : The grind of the navir, shetland, scotland. *Marine Geology*, 248, 28–46.
- Hampton, M. (2002). Gravitational failure of sea cliffs in weakly lithified sediment. *Environmental and Engineering Geoscience*, 8(3), 175–191.
- Hansom, J., Barltrop, N., & Hall, A. (2008). Modelling the processes of cliff-top erosion and deposition under extreme storm waves. *Marine Geology*, 253, 36–50.
- Hegge, B., Eliot, I., & Hsu, J. (1996). Sheltered sandy beaches of southwestern australia. *Journal of Coastal Research*, 12, 748–760.

- Himmelstoss, E., Fitzgerald, D., Rosen, P., & Allen, J. (2006). Bluff evolution along coastal drumlins : Boston harbor islands, massachusetts. *Journal of Coastal Research*, 22(5), 1230–1240.
- Hoyng, C. (2008). Erosive and accretive coastal response. Master's thesis, DL Delft Hydraulics.
- Jackson, N., Nordstrom, K., Eliot, I., & Masselink, G. (2002). 'low energy' sandy beaches in marine and estuarine environments : a review. *Geomorphology*, 48, 147–162.
- Kamalinezhad, M. (2004). *Plages en équilibre morphologique et hydrodynamique associée*. PhD thesis, Institut National Polytechnique de Grenoble (France).
- Kanyaya, J. & Trenhaile, A. (2005). Tidal wetting and drying on shore platforms : an experimental assessment. *Geomorphology*, 70, 129–146.
- Kogure, T., Aoki, H., Maekado, A., Hirose, T., & Matsukura, Y. (2006). Effect of the development of notches and tension cracks on instability of limestone coastal cliffs in the ryukyus, japan. *Geomorphology*, 80, 236–244.
- Larson, M. & Kraus, N. (1994). Temporal and spatial scales of beach profile change, duck, north carolina. *Marine Geology*, 117, 75–94.
- Larson, M., Sunamura, T., Erikson, L., Bayram, A., & Hanson, H. (2010). An analytical model to predict dune and cliff notching due to wave impact. In *32nd Conference on Coastal Engineering, Shanghai, China, ASCE*.
- LeCossec, J. (2010). *La déformation gravitaire des côtes à falaises sédimentaires : Modélisations numériques et expérimentales du secteur côtier Le Havre - Antifer (Haute-Normandie)*. PhD thesis, Université du Havre (France).
- Lee, E. (2008). Coastal cliff behaviour : Observations on the relationship between beach levels and recession rates. *Geomorphology*, 101, 558–571.
- Lippmann, T. & Holman, R. (1990). The spatial and temporal variability of sand bar morphology. *Journal of Geophysical Research*, 95(C7), 11575–11590.
- Makaske, B. & Augustinus, G. (1998). Morphologic changes of a micro-tidal, low wave energy beach face during a spring-neap tide cycle, rhône-delta, france. *Journal of Coastal Research*, 14, 632–645.
- Mansard, E. & Funke, E. (1980). The measurement of incident and reflected spectra using a least squares method. In *17th International Conference on Coastal Engineering, Sydney, ASCE* (pp. 154–172).
- Masselink, G. & Puelo, J. (2006). Swash-zone morphodynamics. *Continental Shelf Research*, 26, 661–680.
- Masselink, G. & Short, A. (1993). The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology ; a conceptual beach model. *Journal of Coastal Research*, 9, 785–800.
- Morang, A. & Parson, L. E. (2002). *Coastal Terminology and Geologic Environments*. Coastal Engineering Manual.

- Nesteroff, W. & Mélières, F. (1967). L'érosion littorale du pays de caux. *Bull. Soc. Geol. Fr.*, 7, 159–169.
- Nishi, R. & Kraus, N. (1996). Mechanism and calculation of sand dune erosion by storms. In *25th Coastal Engineering Conference, ASCE* (pp. 3034–3047).
- Oumeraci, H., Klammer, P., & Partenscky, H. W. (1993). Classification of breaking wave loads on vertical structures. *Coastal and Ocean Engineering*, 119(3-4), 381–397.
- Pierre, G. (2006). Processes and rate of retreat of the clay and sandstone sea cliffs of the northern boulonnais (france). *Geomorphology*, 73, 64–77.
- Plumerault, L.-R. (2009). *Modélisation numérique d'impacts de vagues sur un mur : prise en compte de la présence d'air dans l'eau*. PhD thesis, Université de Pau et des Pays de l'Adour (France).
- Price, T. & Ruessink, B. (2011). State dynamics of a double sandbar system. *Continental Shelf Research*, 31, 659–674.
- Richefeu, V., El Youssoufi, M. S., & Radjaï, F. (2006). Shear strength properties of wet granular materials. *Phys. Rev. E*, 73(5), 051304.
- Roelvink, J. & Stive, J. (1989). Bar-generating cross-shore flow mechanisms on a beach. *Journal of Geophysical Research*, 94(C4), 4785–4800.
- Ruessink, B., Wijnberg, K., Holman, R., Kuriyama, Y., & van Enckevort, I. (2003). Inter-site comparison of interannual nearshore bar behavior. *Journal of Geophysical Research*, 108(C8).
- Saillard, M. (2008). *Dynamique du soulèvement côtier Pléistocène des Andes centrales : Etude de l'évolution géomorphologique et datations (10Be) de séquences de terrasses marines (Sud Pérou - Nord Chili)*. PhD thesis, Université de Toulouse (France).
- Sanders, N. (1968). Wave tank experiments on the erosion of rocky coasts. In *Papers and Proceedings of the Royal Society of Tasmania 102* (pp. 11–16).
- Schmidt, R., Oumeraci, H., & Partenscky, H. W. (1992). Impact loads induced by plunging breakers on vertical structures. In *23rd International Conference on Coastal Engineering, Venice, ASCE* (pp. 1545–1558).
- Short, A. & Aagaard, T. (1993). Single and multi-bar beach change models. *Journal of Coastal Research*, 15, 141–157.
- Sitar, N., Clough, G., & Bachus, R. (1980). *Behavior of Weakly Cemented Soil Slopes Under Static and Seismic Loading Conditions*. Technical report, John A. Blume Earthquake Engineering Center, Stanford University : Stanford, CA.
- Stephenson, W. J. & Kirk, R. M. (2000a). Development of shore platforms on kaikoura peninsula, south island, new zealand - II : the role of subaerial weathering. *Geomorphology*, 32(1-2), 43–56.
- Stephenson, W. J. & Kirk, R. M. (2000b). Development of shore platforms on kaikoura peninsula, south island, new zealand - part one : The role of waves. *Geomorphology*, 32(1-2), 21–41.

- Sunamura, T. (1992). *Geomorphology of Rocky Coasts*. Wiley, New York.
- Thorne, C. & Tovey, N. (2008). Stability of composite river banks. *Earth Surface Processes and Landforms*, 6, 469–484.
- Trenhaile, A. (2008). Modeling the role of weathering in shore platform development. *Geomorphology*, 94, 24–39.
- Trenhaile, A. S. (2000). Modeling the development of wave-cut shore platforms. *Marine Geology*, 166(1-4), 163.
- van Gent, M., van Thiel de Vries, J., Coeveld, E., de Vroeg, J., & van de Graaff, J. (2008). Large-scale dune erosion tests to study the influence of wave periods. *Coastal Engineering*, 55, 1041–1051.
- Vinchon, C., Aubié, S., Balouin, Y., Closset, L., Garcin, M., Idier, D., & Mallet, C. (2009). Anticipate response of climate change on coastal risks at regional scale in aquitaine and languedoc roussillon (france). *Ocean and coastal management*, 52(1), 47 – 56.
- Walkden, M. & Dickson, M. (2008). Equilibrium erosion of soft rock shores with a shallow or absent beach under increased sea level rise. *Marine Geology*, 251(1-2), 75–84.
- Wang, T. & Kraus, N. (2005). Beach profile equilibrium and patterns of wave decay and energy dissipation across the surf zone elucidated in a large-scale laboratory experiment. *Journal of Coastal Research*, 21, 522–534.
- Wolters, G. & G., M. (2008). Effect of cliff shape on internal stresses and rock slope stability. *Journal of Coastal Research*, 241, 43–50.
- Wright, L. D. & Short, A. D. (1984). Morphodynamic variability of surf zones and beaches : A synthesis. *Marine Geology*, 56, 93–118.
- Young, A. & Ashford, S. (2008). Instability investigation of cantilevered seacliffs. *Earth Surface Processes and Landforms*, 33, 1661–1677.
- Young, A., Guza, R., Flick, R., O'Reilly, W., & Gutierrez, R. (2009). Rain, waves, and short-term evolution of composite seacliffs in southern california. *Marine Geology*, 267, 1–7.

ANNEXES

A

A.1 PARAMÈTRES DES EXPÉRIENCES MENÉES À L'IMFT (JANVIER 2009-AVRIL 2011)

Climat de houle	H (cm)	T (s)	F (W/m)	ξ	h_f (cm)	D_{50} (μm)	Type de fond	Observations
H24T13	2,4	1,32	0,73	0,78	8	412	T1	
H31T12	3,1	1,21	1,13	0,67	8	412	T1	
H33T13	3,3	1,30	1,35	0,67	8	412	T1	
H30T09	3,0	0,87	0,86	0,56	8	412	T2	
H31T10	3,1	0,95	1,04	0,57	8	412	T2	
H36T12	3,6	1,15	1,54	0,60	8	412	T2	
H43T11	4,3	1,07	2,06	0,53	8	412	T41	
H28T08	2,8	0,75	0,69	0,51	8	412	T3	
H30T09	3,0	0,87	0,89	0,55	8	412	T3	
H34T08	3,4	0,83	1,09	0,50	8	412	T3	
H32T09	3,2	0,93	1,07	0,56	8	412	T3	
H33T05	3,3	0,54	0,63	0,37	8	412	T43	
H34T06	3,4	0,59	0,71	0,39	8	412	T43	
H38T07	3,8	0,66	1,09	0,40	8	412	T42	
H39T07	3,9	0,66	1,14	0,40	8	412	T42	
H40T07	4,0	0,66	1,17	0,39	8	412	T42	
H41T07	4,1	0,66	1,23	0,39	8	412	T42	
H43T06	4,3	0,59	1,18	0,34	8	412	T43	
H47T06	4,7	0,59	1,42	0,33	8	412	T43	
H41T08	4,1	0,83	1,60	0,46	8	412	T41	
H41T08	4,1	0,84	1,63	0,46	8	412	T42	
HinstT068	4,7	0,68	1,68	0,37	8	412	T42	instationnaire
HinstT068	5,0	0,68	1,94	0,36	8	412	T42	instationnaire
HinstT067	4,7	0,67	1,68	0,36	8	412	T42	instationnaire
HinstT067	5,0	0,67	1,87	0,35	8	412	T42	instationnaire
HinstT067	5,0	0,67	1,86	0,35	8	412	T43	instationnaire
HinstT067	4,8	0,67	1,69	0,36	8	412	T42	instationnaire
H47T07	4,7	0,74	1,84	0,40	8	412	T41	
HinstT072	4,9	0,72	1,99	0,38	8	412	T42	instationnaire
HinstT072	4,7	0,72	1,81	0,39	8	412	T42	instationnaire
HinstT074	5,4	0,74	2,48	0,37	8	412	T43	instationnaire
HinstT074	6,2	0,74	3,22	0,34	8	412	T42	instationnaire
HinstT074	5,4	0,74	2,50	0,37	8	412	T42	instationnaire
HinstT074	4,8	0,74	1,98	0,39	8	412	T42	instationnaire
H52T08	5,2	0,83	2,61	0,40	8	412	T43	
HinstT090	4,9	0,90	2,46	0,44	8	412	T41	instationnaire
HinstT090	5,3	0,90	2,90	0,42	8	412	T41	instationnaire
H53T08	5,3	0,82	2,69	0,40	8	412	T42	
H54T09	5,4	0,91	3,00	0,42	8	412	T43	
HinstT089	5,4	0,89	2,95	0,42	8	412	T41	instationnaire
HinstT089	5,7	0,89	3,23	0,41	8	412	T41	instationnaire

TABLE A.1 – Forçage de houle.

Climat de houle	H (cm)	T (s)	F (W/m)	ξ	h_f (cm)	D_{50} (μm)	Type de fond	Observations
H41T066pr	4,1	0,66	1,2	0,39	8	412		prélèvement de la barre
H34T06pr	3,4	0,59	0,7	0,39	8	412		prélèvement de la barre

TABLE A.2 – *Prélèvement de la barre.*

Climat de houle	H (cm)	T (s)	F (W/m)	ξ	h_f (cm)	D_{50} (μm)	Type de fond	Observations
H21T13S110	2,1	1,30	0,55	0,84	8	110		
H22T13S110	2,2	1,30	0,61	0,82	8	110		
H44T06S110	4,4	0,64	1,39	0,37	8	110		
H24T06S110	2,4	0,57	0,36	0,44	8	110		
H30T12S276	3,0	1,22	1,07	0,68	8	276	T1	
H28T11S276	2,8	1,07	0,87	0,65	8	276	T1	
H34T08S276	3,4	0,83	1,08	0,50	8	276	T2	
H49T08S276	4,9	0,83	2,28	0,42	8	276	T42	
HinstT067S276	4,4	0,67	1,43	0,38	8	276	T42	instationnaire
HinstT067S276	5,0	0,67	1,88	0,35	8	276	T42	instationnaire
HinstT067S276	4,4	0,67	1,43	0,38	8	276	T42	instationnaire
H37T09S276	3,7	0,93	1,45	0,52	8	276	T2	
H42T06S276	4,2	0,55	1,03	0,33	8	276	T43	
H29T07S276	2,9	0,74	0,69	0,51	8	276	T3	
H33T09S276	3,3	0,87	1,06	0,53	8	276	T2	
H22T09S276	2,2	0,94	0,50	0,68	8	276	T1	
H24T08S276	2,4	0,82	1,83	0,44	8	276	T42	
HinstT073S475	5,1	0,73	2,20	0,37	8	475	T42	instationnaire
HinstT073S475	6,0	0,73	3,05	0,35	8	475	T42	instationnaire
HinstT094S475	3,5	0,94	1,31	0,54	8	475	T3	instationnaire
HinstT094S475	3,8	0,94	1,50	0,52	8	475	T2	instationnaire
H35T11S475	3,5	1,14	1,43	0,61	8	475	T2	
HinstT087S475	3,4	0,87	1,13	0,52	8	475	T42	instationnaire
HinstT087S475	4,3	0,87	1,85	0,46	8	475	T42	instationnaire
HinstT090S475	4,6	0,90	2,14	0,46	8	475	T43	instationnaire
HinstT090S475	4,8	0,90	2,39	0,44	8	475	T41	instationnaire
HinstT075S475	2,8	0,75	0,67	0,52	8	475	T42	instationnaire
HinstT075S475	3,3	0,75	0,94	0,48	8	475	T41	instationnaire
HinstT066S475	4,2	0,66	1,31	0,38	8	475	T42	instationnaire
HinstT066S475	4,5	0,66	1,51	0,37	8	475	T42	instationnaire
H34T09S475	3,4	0,88	1,13	0,52	8	475	T3	
H35T12S475	3,5	1,15	1,46	0,61	8	475	T3	
H39T08S475	3,9	0,81	1,42	0,46	8	475	T43	
H23T09S475	2,3	0,94	0,55	0,66	8	475	T2	
H40T10S475	4,0	0,98	1,69	0,52	8	475	T41	

TABLE A.3 – *Taille de grain.*

Climat de houle	H (cm)	T (s)	F (W/m)	ξ	h_f (cm)	D_{50} (μm)	Type de fond	Observations
H39T06h5	3,9	0,66	1,12	0,40	5	412	T42	
HinstT066h10	4,1	0,66	1,25	0,39	10	412	T43	instationnaire
HinstT066h10	4,6	0,66	1,58	0,37	10	412	T42	instationnaire
HinstT074h10	5,5	0,74	2,60	0,37	10	412	T43	instationnaire
HinstT074h10	5,5	0,74	2,60	0,37	10	412	T43	instationnaire
HinstT089h10	4,2	0,89	1,77	0,47	10	412	T43	instationnaire
HinstT089h10	4,6	0,89	2,13	0,45	10	412	T42	instationnaire
HinstT084h10	4,2	0,84	1,70	0,46	10	412	T43	instationnaire
HinstT084h10	5,0	0,84	2,41	0,42	10	412	T43	instationnaire
H44T06h10	4,4	0,59	1,2	0,35	10	412	T43	
H40T05h10	4,0	0,54	0,9	0,33	10	412	T43	
H41T06h10	4,1	0,60	1,1	0,36	10	412	T43	
H50T10h10	5,0	0,95	2,6	0,45	10	412	T41	
H32T09h10	3,2	0,89	1,0	0,54	10	412	T3	
H36T10h10	3,6	0,98	1,4	0,54	10	412	T3	
HinstT066h12	4,5	0,66	1,5	0,37	12	412	T43	instationnaire
HinstT066h12	4,9	0,66	1,8	0,36	12	412	T42	instationnaire
HinstT092h12	4,3	0,92	1,9	0,48	12	412	T41	instationnaire
HinstT092h12	4,6	0,92	2,2	0,46	12	412	T41	instationnaire
H41T05h12	4,1	0,53	0,9	0,33	12	412	T43	
H47T10h12	4,7	0,95	2,4	0,46	12	412	T41	
H30T12h12	3,0	1,16	1,1	0,66	12	412	T1	
H33T09h12	3,3	0,90	1,1	0,54	12	412	T3	
H36T10h12	3,6	0,98	1,4	0,55	12	412	T41	
HinstT066h15	3,7	0,66	1,1	0,42	15	412	T43	instationnaire
HinstT066h15	4,7	0,66	1,6	0,35	15	412	T42	instationnaire

TABLE A.4 – Hauteur de falaise.

Climat de houle	H (cm)	T (s)	F (W/m)	ξ	h_f (cm)	D_{50} (μm)	Type de fond	Observations
H34T09 Am0Tm0	3,4	0,89	1,1	0,53	8	412	T3	$A_m = 0$ cm
H34T09 Am1Tm20					8	412		$A_m = 1$ cm $T_m = 20$ min
H34T09 Am2Tm20					8	412		$A_m = 2$ cm $T_m = 20$ min
H46T06 Am0Tm0	4,6	0,61	1,1	0,53	8	412	T42	$A_m = 0$ cm
H46T06 Am1Tm20					8	412		$A_m = 1$ cm $T_m = 20$ min
H46T06 Am2Tm20					8	412		$A_m = 2$ cm $T_m = 20$ min
HinstT089 Am0Tm0			3,0-3,2	0,41-0,42	8	412	T41	instationnaire $A_m = 0$ cm
HinstT089 Am1Tm20 mont					8	412		instationnaire départ : marée montante $A_m = 1$ cm $T_m = 20$ min
HinstT089 Am1Tm20 desc					8	412		instationnaire départ : marée descendante $A_m = 1$ cm $T_m = 20$ min
HinstT089 Am1Tm90					8	412		instationnaire $A_m = 1$ cm $T_m = 90$ min

TABLE A.5 – Marée.

A.2 CLIFF RETREAT AND SEA BED MORPHOLOGY UNDER MONOCHROMATIC WAVE FORCING : EXPERIMENTAL STUDY



Stratigraphy, sedimentology

Cliff retreat and sea bed morphology under monochromatic wave forcing: Experimental study

Recul de falaise et morphologie du fond sableux sous un forçage de houle monochromatique : étude expérimentale

Bastien Caplain ^{a,*,b}, Dominique Astruc ^{a,b}, Vincent Regard ^{c,d,e}, Frédéric Y. Moulin ^{a,b}

^a INPT, UPS, IMFT, Université de Toulouse, allée Camille-Soula, 31400 Toulouse, France

^b CNRS, IMFT, 31400 Toulouse, France

^c UPS (OMP), GET, Université de Toulouse, 14, avenue Edouard-Belin, 31400 Toulouse, France

^d CNRS, GET, 31400 Toulouse, France

^e IRD, GET, 31400 Toulouse, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 5 November 2010

Accepted after revision 7 June 2011

Available online 15 August 2011

Presented by René Blanchet

Keywords:

Cliff erosion

Sea bed profile

Experimental modelling

Mots clés :

Érosion de falaise

Profil du fond

Modélisation expérimentale

ABSTRACT

Wave flume experiments have been performed to investigate a sandy cliff recession under monochromatic wave forcing. We varied the wave climate through the wave energy flux F and the surf similarity parameter ξ . The various processes of the cliff erosion cycle are depicted. The sea bed evolution mostly depends on the surf similarity parameter ξ . Steep planar ($\xi > 0.7$), gentle planar ($0.5 < \xi < 0.7$) and bared ($\xi < 0.5$) profiles are observed. We observed different bar dynamics, including steady and unsteady self-sustained oscillating states. Then we analyze the role of the eroded material on the cliff recession rate. We show that the cliff recession rate increases with the wave energy flux. Moreover, for a given wave energy flux, it is larger for a gentle planar profile than for a bared profile. However it is similar for both a bared profile and a steep planar profile. The cliff recession rate is not a monotonic function of the cliff height as the type of bottom profile influences the wave energy at the cliff.

© 2011 Académie des sciences. Published by Elsevier Masson SAS. All rights reserved.

R É S U M É

Des expériences en canal à houle ont été réalisées pour étudier la récession d'une falaise de sable sous un forçage de vagues monochromatiques. Nous avons fait varier le climat de houle à travers le flux d'énergie de houle F et le paramètre de similitude de « surf » ξ . Les différents processus du cycle d'érosion de falaise sont identifiés. L'évolution du fond dépend essentiellement du paramètre de similitude de surf ξ . Des profils plans à pente raide ($\xi > 0,7$), plans à pente douce ($0,5 < \xi < 0,7$) et à barre ($\xi < 0,5$) sont observés. Nous avons observé différentes dynamiques des barres, notamment des états stables et des états oscillants auto-entretenus. Puis nous analysons le rôle du matériau érodé sur la vitesse de récession de falaise. Nous montrons que la vitesse de récession de falaise augmente avec le flux d'énergie de houle. De plus, pour un flux d'énergie de houle donné, elle est plus forte pour un profil plan à pente douce que pour un profil à barre. Cependant, elle est semblable pour un profil à barre et pour un profil plan à pente raide. La vitesse de récession de falaise n'est pas une fonction monotone de la hauteur de falaise, puisque le type de profil du fond influence l'énergie de houle au niveau de la falaise.

© 2011 Académie des sciences. Publié par Elsevier Masson SAS. Tous droits réservés.

* Corresponding author.

E-mail address: caplain@imft.fr (B. Caplain).

1. Introduction

The coastlines of the Earth are composed of about 80% of rocky coasts (Emery and Kuhn, 1982). These coasts are composed of either consolidated or unconsolidated rocks such as clay (Collins and Sitar, 2008). It is crucial to be able to forecast cliff recession rate as a function of the local forcing parameters and the different underlying physical mechanisms should be understood. The main factor controlling cliff erosion is wave attack, but to mention a few others, tidal cycles (Kanyaya and Trenhaile, 2005), lithology, and living organisms (Nesteroff and Mélières, 1967) also play a role. In this work, we focus on erosion controlled by wave attack.

Wave-driven cliff erosion involves several processes. The wave impact creates a notch (Trenhaile et al., 1998) at the bottom of the cliff which grows until the weight of the overlying cliff exceeds the material strength, causing cliff collapse (e.g. Hampton, 2002; Young and Ashford, 2008). This collapse is responsible for cliff retreat and sediment supply to the beach. Then wave-driven collapsed material transport modifies the sea bed morphology. In turn, wave dynamics is changed by sea bed profile evolution (Walkden and Dickson, 2008).

Damgaard and Dong (2004) performed a wet sand cliff erosion experiment in a wave basin with a constant slope. The cliff was located on a flat platform. Incident waves were generated with a wave maker allowing variable wave incidence. They concluded that the cliff recession rate exponentially decreases in time for normal waves and seems to be constant for oblique waves. In addition, the recession rate increases with wave height and period and decreases with cliff height.

The aim of the present work is to analyze the cliff erosion dynamics within scales compatible with laboratory scale because such in situ analysis is made difficult by the large time scales involved in natural systems. Here, the time scale considered is of the order of a day and the spatial scale is metric. We performed experiments in a wave flume where the wet sand cliff was located upon a constant slope (Fig. 1). We will introduce experimental set up and parameters in the next section. Then the self-organization of the sea bed morphology is studied. Then, the influence of the wave properties and sediment supply on cliff recession rate is analyzed. The results are discussed before conclusions are drawn.

2. Experimental setup/method

In the present work, the experiments were carried out in a 5 m-long, 14 cm-wide and 25 cm-high wave flume where only normal incident waves are allowed (Fig. 1). The

flume is equipped with a flap wave paddle producing monochromatic waves with a height up to 5 cm and periods between 0.5 s and 2 s. The offshore water depth is $d = 15$ cm. A hard nearshore slope of $\tan(\beta) = 1/10$ is used. The wet sand cliff is built on the slope (Fig. 1) with a cliff length $L_c = 40$ cm. The cliff height h is measured from the free surface at rest to the cliff top. Calcite sand with a median grain diameter $d_{50} = 0.41$ mm and a density $\rho_s = 2.76$ g/cm³ (fall velocity in water of $w_s = 5.45$ cm/s) is used. After a cliff drainage of about 2 h, the flume is filled up to $d = 15$ cm. The bottom of the cliff is submerged and an initial notch appears during the filling of the tank. Then, the wave maker is activated.

Free surface position is measured by three capacitive probes (100 Hz sampling) located offshore (Fig. 1). Two PCO 2000 cameras have been used, one on the side of the flume (with a field of view $1 \text{ m} \times 25 \text{ cm}$) (Fig. 3c and 3d) to detect the water free surface and the bed and cliff positions, the other one above the flume (with a field of view $40 \text{ cm} \times 15 \text{ cm}$) to measure the cliff top position. At the beginning of each experiment (for 4 h), the video sampling rate is close to the wave frequency as the system dynamics is fast. Then the sampling rate is decreased to about 1/10 of this frequency until the end of the experiment. From video records, the free surface and the bed positions are measured.

The monochromatic wave climate is characterized by two parameters, the surf similarity parameter ξ and the incident wave energy flux F which are written:

$$\xi = \frac{\tan(\beta)}{\sqrt{H/L}} \quad (1)$$

$$F = E \cdot c_G \quad (2)$$

with E the linear wave energy density $E = 1/8 \rho g H^2$, where ρ is the water density and g is the gravity acceleration, and c_G the corresponding group velocity. $\tan(\beta)$ is the bottom slope, H the wave height, L the wave length.

Cliff erosion rate and bed evolution are studied as a function of incident wave energy, wave shape and cliff height. The conditions of experiments carried out are shown in Table 1.

3. Results

At the beginning of the experiments, cliff retreat is very fast and collapsed sediment quickly creates a sandy platform on the slope. In case 1 (reference experiment), the sea bed morphology rapidly evolves to a bared profile and plunging breaking waves are observed. Afterwards, the sand cliff recession rate decreases towards a steady profile (Fig. 2).

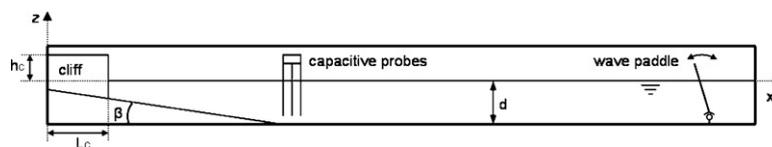


Fig. 1. Experimental device.

Fig. 1. Dispositif expérimental.

Table 1
Experimental conditions.
Tableau 1
Conditions expérimentales.

Cases	Surf similarity parameter ξ	Wave energy flux F (W/m)	Cliff height h_c (cm)	Dean parameter Ω	Mean reflection coefficient (%)
1-A	0.38	1.23	8	1.14	9
1-B	0.39	1.17	8	1.10	8
1-C	0.40	1.14	8	1.09	11
1-D	0.40	1.09	8	1.07	10
2	0.39	0.71	8	1.05	6
3	0.38	1.89	8	1.22	12
4	0.46	1.63	8	0.89	11
5	0.55	1.23	8	0.58	18
6	0.56	1.04	8	0.53	12
7	0.56	0.88	8	0.63	12
8	0.79	0.73	8	0.34	34
1-5	0.40	1.12	5	1.07	9
1-10	0.39	1.27	10	0.97	14
6-10	0.54	1.04	10	0.66	9

3.1. Bottom morphology

The influence of the wave parameters (F, ξ) (Fig. 3a) on the sea bed morphology is studied with a series of experiments carried out with the same cliff height $h_c = 8$ cm. Three different types of sea bed morphology are distinguished depending more on ξ rather than on F (Fig. 3):

- Planar and steep profiles for ξ greater than 0.7 (Fig. 3b). Waves break only when interacting with the backwash at the outward edge of the platform.
- Planar and gentle profiles for ξ between 0.5 and 0.7 (Fig. 3c). Waves break above the outward edge of the platform. Spilling breakers are observed.
- Bared profiles for ξ less than 0.5 (Fig. 3d). We observed either one (case 2) or two (outer and inner) sandbars (cases 1-A, 1-B, 1-C, 1-D, 3 and 4) depending on F . Breaking waves are of plunging type located above the outer sandbar.

Most of the observed profiles reach a steady state (see Fig. 2, for example). However, some cases evolve towards

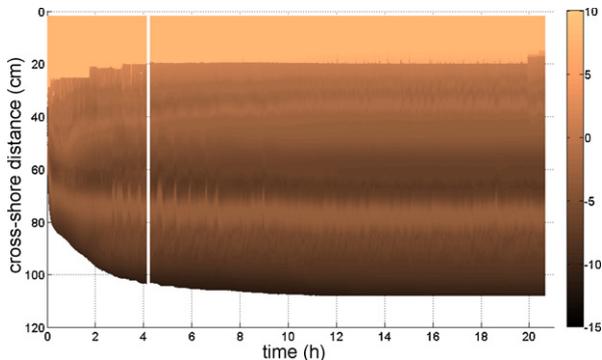


Fig. 2. Spatial and temporal evolution of sea bed morphology for case 1-A; color scale represents the bottom elevation (in cm).

Fig. 2. Évolution spatiale et temporelle de la morphologie du fond pour le cas 1-A ; l'échelle de couleur représente l'élévation du fond (en cm).

an unsteady state. For example, case 3 (F, ξ) = (1.89, 0.38) characterized by a bared profile at high energy flux shows a self-sustained sandbar oscillation (Fig. 4a). After some time (7 h 30 min), sandbars begin to migrate, landward for the outer bar and seaward for the inner bar (Fig. 5). This migration lasts for about 80 min. The return motion is faster and lasts for only 20 min. Then, the system becomes stable again for about 1 h, before another oscillation starts. In sum, the oscillation period is about 2 h 30 min. Outer and inner sandbar excursions are about 16 and 5 cm, respectively. Another case of a self-sustained sandbar oscillation is observed for a higher cliff ($h_c = 10$ cm) with a lower wave energy flux ($[F, \xi] = [1.27, 0.39]$) close to the case 1-A). The system dynamics is somehow different as bar oscillations are in phase and symmetric and the oscillation frequency is higher than in the previous case (with a period of about 30 min) but the amplitudes are approximately the same (Fig. 4b).

3.2. Cliff recession rate

We study the cliff recession rate as a function of the wave parameters (F, ξ) and then as a function of the sediment supply. We see on Fig. 6 that for a set of four different realizations of the same case in the (F, ξ) plan (cases 1-A, 1-B, 1-C, 1-D) and despite the fact that the collapse events are different, the final cliff positions are very close. The variability in final cliff position is close to the variability of F for the various experiments (about 10%). We thus conclude that the cliff recession dynamics is reproducible in our experiment. The cliff recession rate increases for increasing wave energy flux (Fig. 6a) as observed by Damgaard and Dong (2004). For a given energy flux, we changed the surf similarity parameter, and thus the sea bed morphology. Cliff recession is larger for a gentle planar profile (case 5: $0.5 < \xi < 0.7$) than for a bared profile (case 1-A: $\xi < 0.5$) (Fig. 6b). The final cliff position is the same for both a bared profile (case 2: $\xi < 0.5$) and a steep planar profile (case 8: $\xi > 0.7$) (Fig. 6b).

The influence of sediment supply in the system is studied from two perspectives:

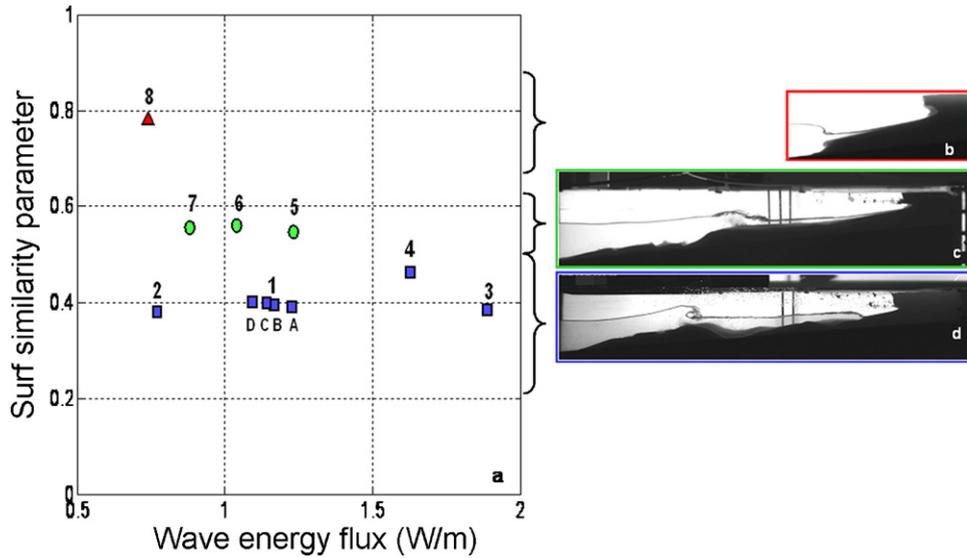


Fig. 3. (a) Studied waves regimes in the (F, ξ) plane; symbols represent the sea bed profile type: steep planar (triangles) or gentle (circles) planar profiles and bared profiles (squares). Examples of side views for each type of profiles are (b), (c) and (d), respectively.

Fig. 3. (a) Régimes de houle étudiés dans le plan (F, ξ) ; les symboles représentent le type de profil du fond : les profils plans à pente raide (triangles) ou à pente douce (cercles) et les profils à barre (carrés). Exemples de vues de côté pour chaque type de profil en (b), (c) et (d), respectivement.

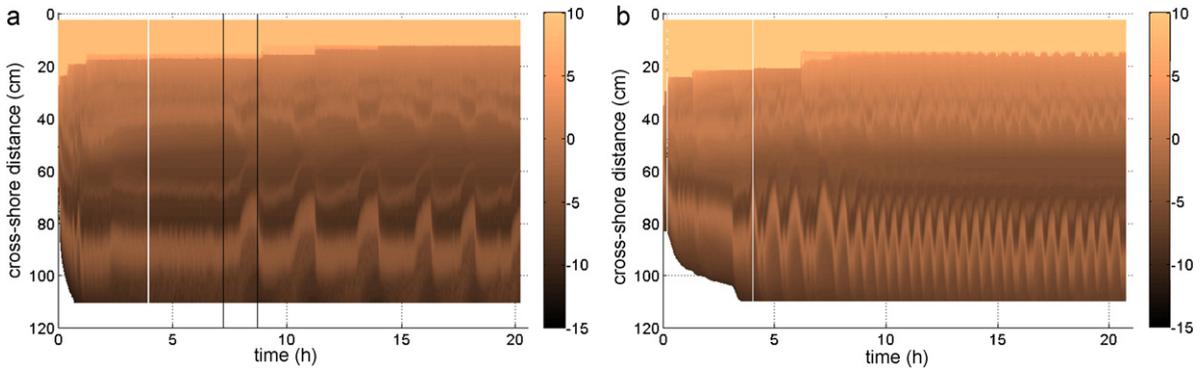


Fig. 4. Same as Fig. 2 for: (a) $(F, \xi) = (1.89, 0.38)$, $h_c = 8$ cm (case 3) and (b) $(F, \xi) = (1.27, 0.39)$, $h_c = 10$ cm (bared profiles); color scale represents the bottom and cliff elevation (in cm). Black lines indicate the profiles plotted in Fig. 5.

Fig. 4. Idem Fig. 2 pour : (a) $(F, \xi) = (1.89, 0.38)$, $h_c = 8$ cm (cas 3) et (b) $(F, \xi) = (1.27, 0.39)$, $h_c = 10$ cm (profils à barre); l'échelle de couleur représente l'élévation du fond et de la falaise (en cm). Les lignes noires indiquent les profils reportés sur la Fig. 5.

- (i) the periodic removal of the sandbar;
- (ii) the variation of the cliff height.

During a test where a bared profile develops (case 1: $F = 1.19$, $\xi = 0.39$), we removed the outer bar a couple of

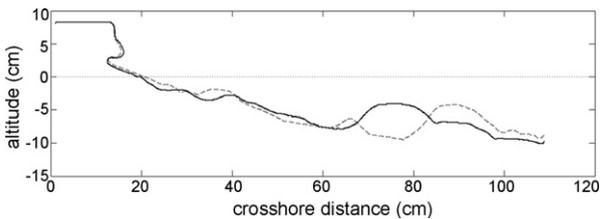


Fig. 5. Sea bed morphology for case 3 at about 7 h (grey dotted line) and at about 9 h (black full line) (Fig. 4a).

Fig. 5. Morphologie du fond pour le cas 3 à environ 7 h (ligne pointillée grise) et à environ 9 h (ligne pleine noire) (Fig. 4a).

minutes after each cliff collapse (Fig. 7). Comparing to the experiment with the same wave parameters but without sandbar removal (Fig. 8), it appears that the cliff retreat is more important when the sandbar is removed, featuring an almost constant recession rate.

The sediment supply in the system is also controlled by cliff height. For approximately the same wave climate (case 1), we performed experiments for three different cliff heights ($h_c = 5, 8$ and 10 cm). Fig. 9 shows that the total number of collapse events decreases with cliff height whereas average depth of a collapse event increases, and therefore average volume of a collapse event increases. Similarly to Damgaard and Dong (2004), we observed that for steady bared profiles the cliff recession rate decreases with increasing cliff height (5cm-high and 8 cm-high cliffs, Fig. 10). In addition, the same conclusion is reached for gentle planar profiles (case 6; $h_c = 8$ and 10 cm).

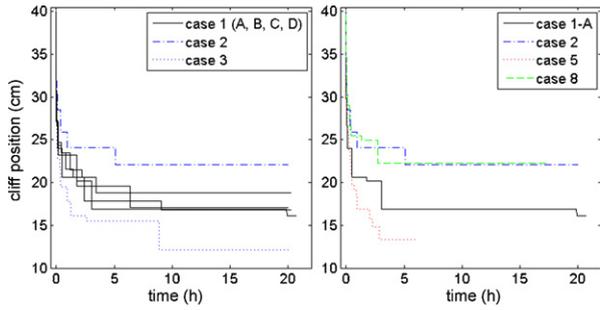


Fig. 6. Time evolution of cliff position for (a) different wave energy fluxes and (b) different surf similarity parameters. Initial cliff position is $L_c = 40$ cm.

Fig. 6. Évolution temporelle de la position de la falaise pour (a) différents flux d'énergie de houle et (b) différents paramètres de similitude de surf. La position initiale de la falaise est $L_c = 40$ cm.

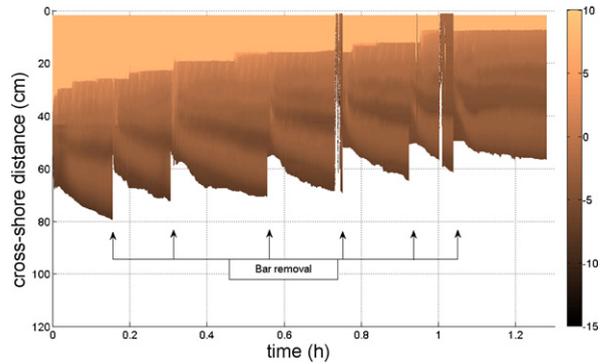


Fig. 7. Same as Fig. 2, for the case 1 with sandbar removal.
Fig. 7. Idem Fig. 2, pour le cas 1, avec prélèvement de la barre de sable.

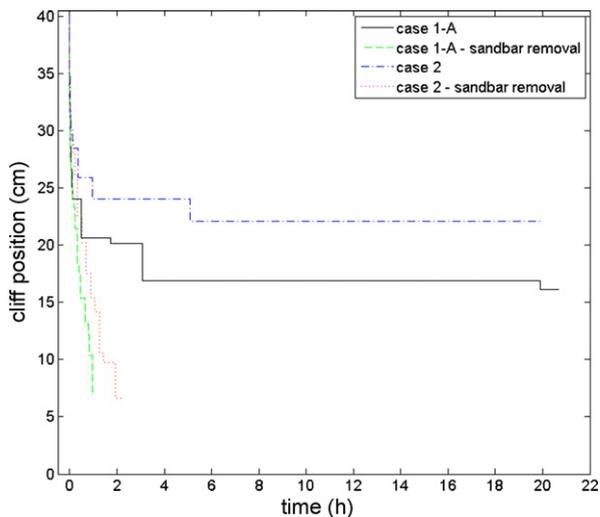


Fig. 8. Evolution of cliff position with and without sand bar removal. Cliff position is initially at $L_c = 40$ cm.

Fig. 8. Évolution de la position de falaise avec et sans prélèvement de la barre de sable. La position de la falaise est initialement à $L_c = 40$ cm.

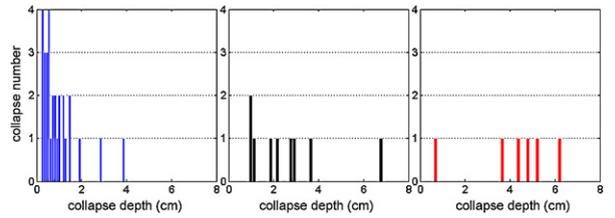


Fig. 9. Histogram of collapse depth for different cliff height (a): $(F, \xi) = (1.12, 0.40)$, $h_c = 5$ cm; (b): $(F, \xi) = (1.09, 0.40)$, $h_c = 8$ cm (case 1-B); (c): $(F, \xi) = (1.27, 0.39)$, $h_c = 10$ cm. Total number of collapse events: (a) 30; (b) 9; (c) 6. Average collapse depth: (a) 0.9 cm; (b) 2.6 cm; (c) 4.1 cm.

Fig. 9. Histogramme de la profondeur d'effondrement pour différentes hauteurs de falaise (a) : $(F, \xi) = (1.12, 0.40)$, $h_c = 5$ cm ; (b) $(F, \xi) = (1.09, 0.40)$, $h_c = 8$ cm (cas 1-B) ; (c) $(F, \xi) = (1.27, 0.39)$, $h_c = 10$ cm. Nombre total d'effondrements : (a) 30 ; (b) 9 ; (c) 6. Profondeur moyenne d'effondrement : (a) 0.9 cm ; (b) 2.6 cm ; (c) 4.1 cm.

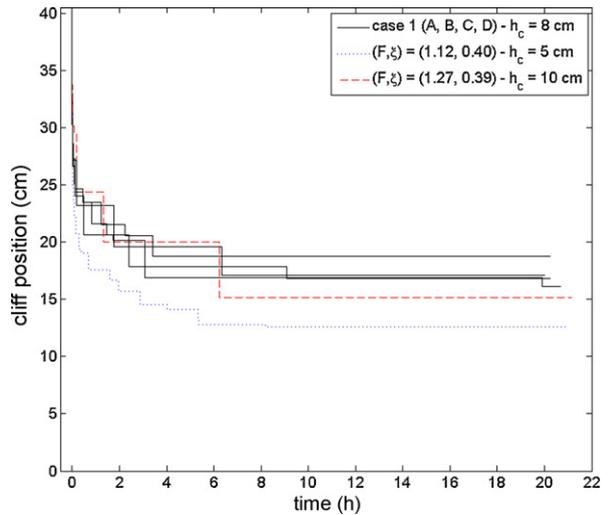


Fig. 10. Evolution of cliff position for three different cliff heights. Cliff position is initially at $L_c = 40$ cm.

Fig. 10. Évolution de la position de falaise pour trois différentes hauteurs de falaise. La position de la falaise est initialement à $L_c = 40$ cm.

We observe, however, that for bared profiles the cliff recession rate is larger for $h_c = 10$ cm than for $h_c = 8$ cm (Fig. 10) so that cliff retreat rate is not a monotonic function of cliff height. We should observe however that, the experiment with $h_c = 10$ cm is characterized by a self-sustained sandbar oscillation, unlike other two experiments.

We conclude that, as far as the bed morphology is steady, the cliff recession rate diminishes for increasing cliff height.

4. Discussion

We classified the different types of bed morphology as a function of wave climate. We observed three types of bottom profiles, planar profiles with either steep or gentle slope and bared profiles which mostly depend on surf similarity parameter value, i.e. on the type of wave breaking. The wave energy flux does not seem to influence

much the type of bed morphology (Fig. 3) but only the characteristic length and position of the morphological features.

Beach profiles classification has been proposed in the literature based on the Dean number value (Wright and Short, 1984). Here, we define the Dean number Ω with offshore wave parameters, as:

$$\Omega = \frac{H}{T \cdot w_s} \quad (3)$$

As we use a single grain diameter in our experiments, Ω evolves similarly as ξ . It means that the bottom morphology depends mainly on the Dean number as observed by Wright and Short (1984). Steep planar profiles are thus observed for $\Omega < 0.4$, gentle planar profiles for $0.4 < \Omega < 0.8$ and bared profiles for $\Omega > 0.8$ (Table 1). This dependency of bottom morphology on Dean number is qualitatively similar to those of Wright and Short (1984), although the boundary values are not similar which may be explained by the different definition of the Dean number, ours expected to have smaller values than the one of Wright and Short (1984).

Most of the bottom profiles reached a steady state. Steady profiles have been previously obtained in laboratory experiments (Grasso et al., 2009; Kamalinezhad, 2004; Wang and Kraus, 2005). Sandbar migrates onshore for moderate waves conditions and offshore for very energetic waves conditions (Gallagher et al., 1998; Ruessink et al., 2003). Such migrations have been observed in laboratory experiments (Grasso et al., 2009; Hoyng, 2008), and in nature (Certain and Barusseau, 2005). Moreover, unsteady states have been observed for bared profiles at high wave energy fluxes. To our knowledge, sandbar oscillations have never been reported for a constant wave forcing.

The cliff recession rate has been studied as a function of wave forcing. We observed that it increases for increasing wave energy flux. However, there is no clear tendency of the influence of the surf similarity parameter on the cliff recession rate due to different types of sea bed morphology. The sea bed morphology appears as of primary importance on cliff recession control. Interestingly, using numerical models Dickson et al. (2007) reach the same kind of conclusion that is cliff recession is moderately affected by wave change and strongly affected by the beach/platform morphology.

A periodic removal of the sandbar leads to a constant cliff recession rate. This result is similar to Damgaard and Dong (2004)'s observations for oblique waves leading to a constant recession rate, in a system where the sediment is removed by transportation by the longshore current. For different cliff heights, we observed the volume of collapse events increases for increasing cliff height, and cliff recession rate is more important for small cliffs provided that the bottom morphology is steady. For the two stable sandbar cases (case 1: $h_c = 5$ and 8 cm), the final eroded volumes are very close whereas the final eroded volume is more important for the unstable profile ($h_c = 10$ cm). These findings may indicate that the bed profile destabilization could be related to the crossing of a threshold value for the eroded volume of cliff material. In addition it might show

that the eroded volume for stable cases is almost independent on cliff height.

If we consider the cliff erosional process as an analogue to a beach nourishment plan, the results from our experiments may show that an increase of the sand nourishment volume will result in a decrease of beach erosion up to a certain amount of filled sand as the bed profile may become unstable and thus lead to a larger erosion at the end.

5. Conclusions

Wet sand cliff erosion by regular waves has been investigated in an experimental wave flume. Our results show that the type of self-organized sand bed morphology depends mainly on the surf similarity parameter. Steep planar profiles are observed for $\xi > 0.7$, gentle planar profiles for $0.5 < \xi < 0.7$ and bared profiles for $\xi < 0.5$. For bared profiles, we either observed steady or unsteady states in which the sandbars positions oscillate in the cross-shore direction.

The cliff recession rate depends mostly on the self-organized sea bed morphology. The cliff recession rate increases with the wave energy flux and is larger for a gentle planar profile than for a bared profile with the same wave energy flux. However, it appears to be similar for both bared and steep planar profiles with a constant wave energy flux. Thus, the sea bed morphology considerably influences the hydrodynamics and therefore the cliff recession. We have shown that the sediment supply plays an important role on cliff recession giving some insights into nourishment strategies.

Acknowledgments

We gratefully acknowledge PRES Université de Toulouse for its financial support, as well as Institut National des Sciences de l'Univers (INSU) and SHOM ("reliefs de la Terre program"), for additional funding of the "Rocky cliff erosion" project led by V.R. We also thank Serge Font, Sébastien Cazin and Hervé Ayrolles for valuable technical assistance.

References

- Certain, R., Barusseau, J.P., 2005. Conceptual modeling of sand bars morphodynamics for a microtidal beach (Sète, France). *Bull. Soc. Geol. France* 176 (4), 343–354.
- Collins, B.D., Sitar, N., 2008. Processes of coastal bluff erosion in weakly lithified sands, Pacifica, California, USA. *Geomorphology* 97, 483–501.
- Damgaard, J.S., Dong, P., 2004. Soft cliff recession under oblique waves: physical model tests. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering* 130 (5), 234–242.
- Dickson, M.E., Walkden, M.J.A., Hall, J.W., 2007. Systemic impacts of climate change on an eroding coastal region over the twenty-first century. *Climatic Change* 84 (2), 141–166.
- Emery, K., Kuhn, G., 1982. Sea cliffs: their processes, profiles, and classification. *Geol. Soc. Am. Bull.* 93 (7), 644–654.
- Gallagher, E.L., Elgar, S., Guza, R.T., 1998. Observations of sand bar evolution on a natural beach. *J. Geophys. Res.* 103 (C2), 3203–3215.
- Grasso, F., Michallet, H., Barthélemy, E. and Certain, R. 2009. Physical modeling of intermediate cross-shore beach morphology: transients and equilibrium states. *J. Geophys. Res.*, 114, C09001.
- Hampton, M.A., 2002. Gravitational failure of sea cliffs in weakly lithified sediment. *Environmental and Engineering Geoscience* 8 (3), 175–191.

- Hoyng, C., 2008. Erosive and accretive coastal response. MSc. Thesis, WL Delft Hydraul, Delft, Netherlands.
- Kamalinezhad, M., 2004. Plages en équilibre morphologique et hydrodynamique associés. PhD Thesis, Institut national polytechnique de Grenoble, France.
- Kanyaya, J.I., Trenhaile, A.S., 2005. Tidal wetting and drying on shore platforms: an experimental assessment. *Geomorphology* 70, 129.
- Nesteroff, W.D., Mélières, F., 1967. L'érosion littorale du pays de Caux. *Bull. Soc. géol. France* 7, 159–169.
- Ruessink, B.G., Walstraa, D.J.R., Southgate, H.N., 2003. Calibration and verification of a parametric wave model on barred beaches. *Coastal Engineering* 48, 139–149.
- Trenhaile, A.S., Pepper, D.A., Trenhaile, R.W., Dalimonte, M., 1998. Stacks and notches at Hopewell Rocks, New Brunswick, Canada. *Earth Surface Processes and Landforms* 23, 975–988.
- Walkden, M., Dickson, M., 2008. Equilibrium erosion of soft rock shores with a shallow or absent beach under increased sea level rise. *Marine Geology* 275, 75–84.
- Wang, T., Kraus, N.C., 2005. Beach profile equilibrium and patterns of wave decay and energy dissipation across the surf zone elucidated in a large-scale laboratory experiment. *J. Coastal Res.* 21 (3), 522–534.
- Wright, L.D., Short, A.D., 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine Geology* 56, 93–118.
- Young, A.P., Ashford, S.A., 2008. Instability investigation of cantilevered seacliffs. *Earth Surface Processes and Landforms* 33, 1661–1677.