

# Université Assane Seck de Ziguinchor



UFR : Sciences et Technologies

Département de physique

**Mémoire de Master 2**

Mention : Physique et Applications

Spécialité : Science de l'Atmosphère et de l'océan

---

## Transformation des vagues le long d'un profil cross-shore de plage de type «low tide terrace»

---

Présenté par : M. Amadou DIOUF

Sous la direction de France FLOC'H et Bamol Ali SOW

Soutenu publiquement le 18 Juin 2020 devant le jury composé de :

Prénom(s)	Grades	Qualité	Établissement
Moctar CAMARA	Professeur titulaire	Président	UFRST/UASZ
Siny NDOYE	Assistant	Rapporteur	ESSTI/UAM
Ibrahima CAMARA	Chercheur Post-doctorant	Examineur	ESP/UCAD
Mamadou Lamine MBAYE	Maître-Assistant	Examineur	UFRST/UASZ
France FLOC'H	Maître de Conférences	Maître de stage	IUEM/UBO
Bamol Ali SOW	Maître de Conférences	Directeur de stage	UFRST/UASZ

*Stage préparé au Laboratoire d'Océanographie, des Sciences de l'Environnement et du Climat(LOSEC) et au Laboratoire GEOSCIENCES OCEAN (UMR 6538)*



# Remerciement

Je remercie **LE TOUT PUISSANT** de m'avoir accordé tout ce qui est nécessaire à la rédaction de ce mémoire.

Ce travail de stage prenant fin (sur le papier!), je tiens à remercier très chaleureusement **Dr France Floc'h** et **Dr Bamol Ali Sow** qui m'ont épaulé, conseillé et dirigé durant ce travail malgré leurs multiples occupations. Je suis très reconnaissant pour vos écoutes et votre disponibilité. Votre optimisme et votre dynamisme me serviront d'exemple encore très longtemps, merci de m'avoir permis de développer mes connaissances à vos côtés. Je n'ai que de bons souvenirs en tête!

Je remercie chaleureusement Pr Moctar CAMARA d'avoir accepté de présider mon Jury de mémoire et Dr Siny NDOYE d'avoir accepté d'être mon rapporteur.

Je remercie chaleureusement tous les membres du Jury d'avoir accepté d'évaluer mon travail.

Je remercie également **tout le personnel enseignant du département de Physique** de l'UFR-ST/UASZ. Je suis aussi très reconnaissant à tous les enseignants du master SAO, Pr Moctar Camara, Dr Bamol Ali Sow, Dr Samo Diatta, Dr Mamadou Lamine Mbaye, Dr Ababacar Ndiaye, Dr Joseph Sambasene Diatta, Dr Edouard Diouf, Dr Ibrahima Gueye pour leur collaboration durant ces deux dernières années.

Mes remerciements vont également à l'endroit du directeur de l'UMR 6538 Géosciences Monsieur Marc-André Gutsher qui a rendu cette collaboration cordiale.

Je tiens aussi à exprimer tous mes remerciements à la directrice Anne-Marie Tréguier et tout le personnel administratif de l'EUR Isblue (ANR-17-EUR-0015) et à l'ANR DIME (ANR-10-IEED-0006-14) pour leur soutien financier qui m'a permis de mener à bien une partie de ce travail à l'IUEM dans le cadre d'une bourse de mobilité.

Un grand merci à tout le laboratoire Géosciences Océans, à l'équipe DYNALIT! Je suis aussi très reconnaissant à Jérôme et Stéphane pour leur collaboration lors de la manipulation sur la plage de Porsmilin avec l'apport des DGPS et des drones.

Je voudrais remercier tous mes camarades de promotion Fatou Khoulé, Jack Dama Diouf, El-khadji Malick Gueye, Dioumacor Faye, Assane Ndiaye, Adama Thiandoum, Da-

vid Sagna. L'ambiance a été toujours cordiale avec vous.

Lorsque j'ai débuté ce travail, j'ai eu la chance de commencer cette aventure aux côtés de nombreux doctorants et docteurs du LOSEC (Dr Ibrahima DIBA, Dr Alioune Badara Sarr, Hamady Ngansou Sabaly, Moustapha Sow, Jules Basse, Cheikh Waly Diédjiou, Youssouf Coly, Birane Ndome, Arame Dieye), qui sont devenus des amis et que je salue. Je leur adresse un immense merci pour leur soutien.

Une belle pensée à tous les camarades avec qui j'ai partagé la salle des stagiaires du Domaine Océans. Merci pour ces "belles" parties, pauses café et la table ronde de midi.

J'exprime toute ma gratitude et mes remerciements à oncle Koumakh Diouf, le Dr Cheikh Tidiane Sene ainsi que toutes leurs famille qui me soutiennent depuis toujours et qui répondent toujours présents.

Je ne saurai terminer sans dire un grand merci à toute ma famille Diouf, mes parents, mes frères, sœurs ( Ibrahima, Mayé, Teningue, Amath, Pape Diène, petit Aliou . . . ) et ma très chère amie Sokhna Maïmouna. Une pensée à mes amis de l'UCAD et la bande de samarie, avec qui j'ai passé de nombreux grands moments.

# Dédicaces

Je dédie ce présent travail à mon père feu Babacar Ngascka Diouf et ma mère Amy  
Sene!!!!

Papa, Ma- man, Vous  
m'avez donné la vie, vous m'avez  
élevé, vous vous êtes battus pour  
moi... Mais vous m'avez surtout aimé  
inconditionnellement. Il n'y a pas as-  
sez de mot pour décrire à quel point  
vous êtes importants pour moi.

"Un seul mot, usé, mais qui  
brille comme une vieille  
pièce de monnaie :  
merci!"



# Résumé

---

Le présent travail se concentre sur la transformation des vagues le long du profil cross-shore de plage de type « low tide terrace ». Le principal objectif est de déterminer le lien entre l'évolution des non-linéarités au fil de la propagation des vagues vers la plage, avec la pente locale de la plage qui varie fortement selon le marnage. Les objectifs spécifiques sont d'abord de suivre l'évolution du spectre de vague selon la morphologie de fond, observer la forme des vagues en fonction de la position du déferlement. Lors de leur propagation, notamment par l'influence de la bathymétrie, les vagues se déforment et échangent de l'énergie selon leurs fréquences. Les paramètres observables donnant une information sur cette évolution sont : l'asymétrie, l'étirement des vagues et leurs spectres d'énergie. L'influence de la pente de plage et de la hauteur d'eau sont particulièrement examinées et il semble que la pente de haut de la plage impacte les non-linéarités des vagues. Pour ce faire, des données issues d'une quinzaine de capteurs de pression ainsi que des données topographiques acquises au DGPS quotidiennement en octobre 2016 pendant une vingtaine de jours dans le cadre du projet INSU DYNATREZ sont traitées et analysées. Ainsi le signal de pression a été inversé en termes de hauteur d'eau via les équations Shallow-Water afin de calculer les paramètres d'asymétrie et d'étirement (skewness en anglais) des vagues durant une trentaine de marées. Les conditions incidentes des trente marées enregistrées au large (à  $2km$  de la plage) ont une faible corrélation avec l'évolution des non-linéarités des vagues au cours de leur propagation vers la plage. Le maximum de non-linéarités des vagues peut être récupéré sur la partie réfléchive (entre  $63$  et  $141m$ ) où l'asymétrie augmente sur une courte distance entre la zone de surf et le swash et le Skewness diminue. Le régime de la marée ainsi que l'énergie incidente des vagues module la position de déferlement, et donc le transport sédimentaire sur la plage. Les formulations empiriques récentes, calibrées en canal à houle, montrent une dépendance de ces termes à la pente de la plage. Cette assertion est vérifiée in-situ. La paramétrisation basée sur  $NP0$  (mettant en évidence l'impact de la plage sur la non-linéarité des vagues) a été vérifiée in-situ.

**Mots clés :** vague, low tide terrace, cross-shore, asymétrie, skewness

# Abstract

This work focuses on the transformation of waves on a cross-shore profile of "low tide terrace" type beach. The main objective is to determine the link between the evolution of the non-linearities as the waves propagate towards the beach, with the local slope from the beach which varies greatly depending on the tidal range. The specific objectives are first of all to follow the evolution of the wave spectrum according to the background morphology, observe the shape of the waves depending on the position of the surge. During their propagation, in particular by the influence of the bathymetry, the waves are deformed and exchange energy according to their frequencies. The observable parameters giving information on this evolution are : the asymmetry, the skewness of the waves and their energy spectra. The influence of the slope of beach and water level are particularly examined and it seems that the slope of top of the beach impacts the non-linearities of the waves. To do this, data from about fifteen pressure sensors as well as topographic data acquired at DGPS daily in October 2016 for around twenty days as part of the INSU DYNATREZ project are processed and analyzed. So the pressure signal has been reversed in terms of water height via the Shallow-Water equations in order to calculate the parameters of asymmetry and skewness of the waves during about thirty tides. The incident conditions of the thirty tides recorded offshore ( $2km$  from the beach) have a weak correlation with the evolution of the non-linearities of the waves during their spread to the beach. The maximum of non-linearities of the waves can be recovered on the reflective part (between  $63$  and  $141m$ ) where the asymmetry increases over a short distance between the surf area and the swash and the skewness decreases. The tide regime as well as the incident wave energy modulates the breaking position, and therefore the sediment transport on the beach. Recent empirical formulations, calibrated in a swell channel, show a dependence of these terms on the slope of the beach. This assertion is verified in situ. The parametrization based on NP0 (show the impact of the beach on the non-linearity of the waves) was verified in situ.

**Keywords :** wave, low tide terrace, cross-shore, asymmetry, skewness

---

# Table des figures

1.1	zones aux abords d'une plage sableuses (Caulet (2018)) . . . . .	5
1.2	Classification morphologique des plages selon les indices $\Omega$ et RTR (d'après Masselink and Short, 1993 ; modifié par Dehouck, 2006) . . . . .	6
1.3	Emplacement de la zone d'étude. À gauche : côte ouest et nord de la France; Droite : Zoom sur la mer d'Iroise et l'emplacement de la plage de Porsmilin, dans Berheäume anse. . . . .	10
1.4	Localisation de la plage de Porsmilin dans l'anse de Berthaume et vue du ciel (reconstitution de la plage grâce aux photographies prises lors d'un survol de drone), (Caulet (2018),Journal of Coastal Research)	10
1.5	Vue de la plage de Porsmilin dehouck2006morphodynamique). . . . .	11
1.6	Conditions de vague au large de Porsmilin (données WaveWatch III © (Norgas-UG, nœud n47543, profondeur de 20 mètres et donnée représentative de la période 2008-2015). À gauche : relation entre les hauteurs significatives au large et les périodes pics. À droite : rose des houles [Caulet (2018)]. . . . .	12
1.7	Profil de la plage du site de Porsmilin. La plage présente un profil réfléchif en haut de plage et dissipatif en bas de plage [Caulet (2018)] . . . . .	13
1.8	Paramètres caractéristique des vagues,source <a href="https://www.culture-maritime.com/image/medium/e4mmb3_1vagues%20.jpg">https://www.culture-maritime.com/image/medium/e4mmb3_1vagues%20.jpg</a> . . . . .	14
1.8	Paramètres caractéristique des vagues,source <a href="https://www.culture-maritime.com/image/medium/e4mmb3_1vagues%20.jpg">https://www.culture-maritime.com/image/medium/e4mmb3_1vagues%20.jpg</a> . . . . .	14
1.8	Paramètres caractéristique des vagues,source <a href="https://www.culture-maritime.com/image/medium/e4mmb3_1vagues%20.jpg">https://www.culture-maritime.com/image/medium/e4mmb3_1vagues%20.jpg</a> . . . . .	14
1.9	Illustration de la théorie d'Airy par (Jaud (2011)) . . . . .	14
1.10	Illustration des différents types de déferlement des vagues au rivage ) . . . . .	16
2.1	Module de mesure des courants déployé sur la plage de Porsmilin à 2km du large, lors de la campagne DYNATREZ 2 (Caulet (2018)). . . . .	18
2.2	Photographie de l'installation du LIDAR profileur sur la plage (Caulet (2018)). . . . .	20

2.3	Capteur de pression déployé lors de la campagne. Le capteur est attaché le long d'une chaîne grâce à des colliers en métal. Le maintien de la chaîne sur le site est assuré par des vis à sable (Caulet (2018), Journal of Coastal Research). . . . .	20
2.4	a) Positions des capteurs de pression mesurées par DGPS après leur déploiement. Les niveaux d'eau caractéristiques sont représentés par des lignes pointillées (PMVE : niveau moyen des pleines mers de vive-eau, PMME : niveau moyen des pleines mers de morte-eau, NM : niveau moyen). Les niveaux caractéristiques sont indiqués ici à titre informatif, leurs positions peuvent être approximatives (modifiée à partir de Caulet, manuscrit de thèse, 2018). b) illustration du profil de la plage de Porsmilin en se référant de l'IGN69 . . . . .	21
2.5	Principe du GPS Différentiel (DGPS) en mode RTK (Jaud (2011)) . . . . .	22
2.6	illustration du signal de hauteur d'eau absolue au dessus du capteur N1 pour la 3 <sup>ème</sup> marée enregistrée	24
2.7	a) illustration de la correction non-hydrostatique et non-linéaire faite grâce à la fonction de Bonneton (? Martins 2019) en suivant la méthode « weakly non-linear » b) zoom sur une marée. Cette correction sur signal enregistré par le capteur 11 qui se trouve dans une zone de déferlement sur haut de la plage.	24
2.8	illustration d'extraction d'un signal : a) signal est extrait lors de la 7 <sup>ème</sup> marée sur fenêtre de 30 mn. b) après extraction un zoom est fait pour voire la forme des ondes. . . . .	26
2.9	illustration du calcul de la bande spectrale pour la première marée enregistrée en offshore (à 2km de la plage) . . . . .	28
2.10	illustration du calcul de pente de la plage. . . . .	29
3.1	Analyse spectrale de la hauteur significative de la houle durant DYNATREZ2. Cette analyse est basée sur la période moyenne et la hauteur significative des vagues modulée par la hauteur d'eau. Analyse spectrale de la hauteur significative de la houle durant DYNATREZ2. Cette analyse est basée sur la période moyenne et la hauteur significative des vagues modulée par la hauteur d'eau. a) variation de la hauteur d'eau des marées enregistrées par le capteur 1. b) évolution de la hauteur significative de la houle. c) variation de la période moyenne de la houle enregistrée à 2km de la plage. . . . .	31
3.2	spectre Énergie-fréquence pour quatre marées. M1 correspond à la marée 1, M2 est la marée 2, M3 est la marées 3 et M4 la quatrième marée. En abscisses nous avons les capteurs de Pression. Ces quatre marée sont enregistrées lors du marnage vives-eaux. . . . .	32
3.3	spectre Énergie-fréquence pour quatre marées. M21 correspond à la marée 21, M22 est la marée 22, M23 est la marées 23 et M24 est la marée 24. En abscisses nous avons les capteurs de Pression. Ces quatre marée sont enregistrées lors du marnage moyen. . . . .	33
3.4	spectre Énergie-fréquence pour quatre marées. M13 correspond à la marée 13, M14 est la marée 14, M15 est la marées 15 et M16 lest la marée 16. En abscisses nous avons les capteurs de Pression. Ces quatre marée sont enregistrées lors du marnage moyen. . . . .	34
3.5	profils topographiques de la plage de Porsmilin durant DYNATREZ2 . . . . .	35
3.6	déplacement du pont de rupture (BKP) durant DYNATREZ2 . . . . .	35



3.7	variation cross-shore des paramètres de non-linéarité (Asymétrie et Skewness) et de la hauteur significative des vagues en différentes marées du G1. a) variation transversale de $A_s$ et $S_k$ pour les marées M1, M2, M3, M4 et M5). b) variation transversale de $A_s$ et $S_k$ pour les marées M6, M7, M8 et M30. c) variation transversale de $H_s$ pour les marées M1, M2, M3, M4 et M5. d) variation transversale de $H_s$ pour les marées M6, M7, M8 et M30. . . . .	39
3.8	Variation de l'asymétrie et du Skewness en fonction de la hauteur d'eau. a) ; b ; c ;d ;e ;et f ; sont respectivement les variation de $A_s$ et $S_k$ des groupes de marées G1, G2, G3 en fonction de la profondeur de l'eau le long du profil cross-shore. . . . .	40
3.9	Variation de l'asymétrie et du Skewness en fonction de la hauteur de la hauteur relative. a) ; b ; c ;d ;e ;et f ; sont respectivement les variation de $A_s$ et $S_k$ des groupes de marées G1, G2, G3 en fonction de la hauteur relative le long du profil cross-shore. . . . .	41
3.10	Variation de la hauteur significative en fonction de la hauteur de la hauteur relative. l'évolution du $H_s$ des groupes de marées G1, G2, G3 est représenté sans distinction. . . . .	42
4.1	Variation de la non-linéarité des vagues en fonction des conditions incidentes des 30 marées enregistrées au large. a) Variation de l'asymétrie maximale et asymétrie au point de rupture des vagues en fonction de la période moyenne. b) Variation de Skewness maximale et Skewness au point de rupture des vagues en fonction de la période moyenne. c) Variation du l'asymétrie maximale et asymétrie au point de rupture des vagues en fonction de la longueur d'onde d) Variation de Skewness maximale et Skewness au point de rupture des vagues en fonction de la longueur d'onde. . . . .	45
4.2	Variation de la non-linéarité des vagues en fonction des conditions incidentes des 30 marées enregistrées au large. a) Variation de l'asymétrie maximale et asymétrie au point de rupture des vagues en fonction de la hauteur significative. b) Variation de Skewness maximale et Skewness au point de rupture des vagues en fonction de la hauteur significative. c) Variation du l'asymétrie maximale et asymétrie au point de rupture des vagues en fonction de la bande spectrale. d) Variation de Skewness maximale et Skewness au point de rupture des vagues en fonction de la bande spectrale. . . . .	46
4.3	Variation de la non-linéarité des vagues en fonction des conditions incidentes des 30 marées enregistrées au large. a) Variation du Skewness maximale et de l'asymétrie maximale des vagues en fonction de $B_{max}$ . b) Variation du Skewness et de l'asymétrie maximale au point de rupture des vagues en fonction de $B_{max}$ . c) Dépendance entre les non-linéarités des vagues et la bande spectrale. . . . .	47
4.4	a) asymétrie au point de rupture des vagues en fonction de la pente calculée en bas de la plage, haut de la plage et la pente moyenne. b) asymétrie maximale des vagues en fonction de la pente calculée en bas de la plage, haut de la plage et la pente moyenne. c) skewness au point de rupture des vagues en fonction de la pente calculée en bas de la plage, haut de la plage et la pente moyenne. d) skewness maximale des vagues en fonction de la pente calculée en bas de la plage, haut de la plage et la pente moyenne. . . .	48
4.5	Dépendance des non-linéarités sur paramètre $NP0$ Rocha and Silva (2017). . . . .	49

---

4.6	a) asymétrie maximale en fonction du NP0 calculée en bas de la plage, haut de la plage et la pente moyenne. b) asymétrie au point de rupture des vagues en fonction du NP0 calculée en bas de la plage, haut de la plage et la pente moyenne. c) skewness maximale des vagues en fonction du NP0 calculée en bas de la plage, haut de la plage et la pente moyenne. d) skewness au point de rupture des vagues en fonction du NP0 calculée en bas de la plage, haut de la plage et la pente moyenne. e) $B_{max}$ en fonction du NP0 calculée en bas de la plage, haut de la plage et la pente moyenne. . . . .	50
7	spectre Énergie-fréquence pour quatre marées. M9 correspond à la marée 9, M10 est la marée 10 , M11 est la marées 11 et M12 est la marée 12. En abscisses nous avons les capteurs de Pression. Ces quatre marée sont enregistrées lors du marnage moyen. . . . .	i
8	spectre Énergie-fréquence pour quatre marées. M17 correspond à la marée 17, M18 est la marée 18 , M19 est la marées 19 et M20 est la marée 20. En abscisses nous avons les capteurs de Pression. Ces quatre marée sont enregistrées lors du marnage moyen. . . . .	ii
9	spectre Énergie-fréquence pour quatre marées. M25 correspond à la marée 25, M26 est la marée 26 , M27 est la marées 27 et M28 est la marée 28. En abscisses nous avons les capteurs de Pression. Ces quatre marée sont enregistrées lors du marnage moyen. . . . .	ii
10	spectre Énergie-fréquence pour quatre marées. M29 correspond à la marée 29, M30 est la marée 30 . En abscisses nous avons les capteurs de Pression. Ces quatre marée sont enregistrées lors du marnage moyen. . . . .	iii
11	variation cross-shore des paramètres de non-linéarité (Asymétrie et Skewness) et de la hauteur significative des vagues en différentes marées du G2. . . . .	iii
12	variation cross-shore des paramètres de non-linéarité (Asymétrie et Skewness) et de la hauteur significative des vagues en différentes marées du G3. . . . .	V

# Liste des tableaux

2.1	Instrumentation - Dynatrez II . . . . .	19
3.1	Variation quotidienne de la pente de plage durant DYNATREZ II . . . . .	36
3.2	évaluation du déferlement à partir du nombre d'Iribarren calculé en trois pentes de la plage (haut plage, bas plage et pente moyenne). Ib est calculé pour chaque jour donc pour des condition de marées et de pentes différentes. . . . .	37
1	positions du déferlement des vague en chaque marée . . . . .	iv

# Table des matières

Remerciements	i
Dédicaces	iii
Résumé	iv
Abstract	v
Liste des figures	vi
Liste des tableaux	x
Tableaux des matières	xi
<b>INTRODUCTION</b>	<b>1</b>
0.1 INTRODUCTION . . . . .	1
0.1.1 Contexte et problématique . . . . .	1
0.1.2 Objectifs du stage . . . . .	2
<b>1 État de l’art et présentation de la zone d’étude</b>	<b>4</b>
1.1 Morpho-dynamique des plages sableuses . . . . .	4
1.2 Classification des plages . . . . .	5
1.3 Les plages avec terrasse de basse mer ("Low Tide Terrace") . . . . .	6
1.4 Paramètres de caractérisation de la forme des vagues . . . . .	7
1.4.1 Asymétrie des vagues . . . . .	7
1.4.2 étirement (Skewness en anglais) des vagues . . . . .	7

---

1.4.3	le nombre d'Iribarren . . . . .	8
1.4.4	le nombre de Ursell . . . . .	8
1.5	Le rôle de la pente . . . . .	8
1.6	La plage Porsmilin . . . . .	9
1.6.1	Caractéristiques morphologiques et sédimentologiques . . . . .	9
1.6.2	Caractéristiques hydrodynamiques . . . . .	11
1.6.3	Caractéristiques anthropiques . . . . .	12
1.7	Génération de vagues et propagation en zone littorale . . . . .	13
1.7.1	Génération et propagation . . . . .	13
1.7.2	Déferlement et courants associés . . . . .	15
1.7.3	La paramétrisation de la non-linéarité vagues dans la zone proche du déferlement . . . . .	15
<b>2</b>	<b>Données et méthodologie</b>	<b>17</b>
2.1	Description de la campagne de mesure DYNATREZII . . . . .	17
2.1.1	les objectifs de la campagne . . . . .	17
2.1.2	instrumentation et mesures . . . . .	18
2.1.3	mesures des courants . . . . .	18
2.1.4	capteurs de pression . . . . .	19
2.1.5	Profils de plages et mesure DGPS . . . . .	21
2.2	Traitement des données de pression . . . . .	22
2.2.1	Pré-traitements . . . . .	22
2.2.2	Correction de la pression atmosphérique . . . . .	23
2.2.3	la hauteur d'eau . . . . .	23
2.3	Calculs des paramètres non-linéaires des vagues . . . . .	25
2.4	Etat de la mer . . . . .	25
2.4.1	Description de l'état de la mer . . . . .	25
2.4.2	les paramètres intégraux . . . . .	27
2.5	Calcul de la bande spectrale . . . . .	28
2.6	Évaluation du déferlement des vagues . . . . .	28
2.7	Calcul de la pente . . . . .	29

---

<b>3</b>	<b>Résultats</b>	<b>30</b>
3.1	Analyse spectrale des vagues . . . . .	30
3.1.1	hauteur significative . . . . .	30
3.1.2	variation de l'énergie des vagues sur le profil cross-shore . . . . .	31
3.2	Analyse topographique de la plage . . . . .	33
3.2.1	Profil de la plage . . . . .	33
3.2.2	Étude de la pente . . . . .	34
3.3	Déferlement des vagues . . . . .	36
3.3.1	Caractéristiques . . . . .	36
3.3.2	Positions du déferlement des vagues . . . . .	36
3.4	Analyse sur la non-linéarité des vagues . . . . .	38
3.4.1	Variation Transversale de l'asymétrie et du Skewness . . . . .	38
3.4.2	influence des conditions des marées sur la non-linéarité . . . . .	39
<b>4</b>	<b>Discussions</b>	<b>43</b>
4.1	Déferlement des vagues . . . . .	43
4.2	Dépendance aux conditions incidentes de vagues . . . . .	44
4.3	Pente et non-linéarités des vagues . . . . .	46
4.4	Paramétrisation des non-linéarités . . . . .	47
	<b>Conclusion et perspectives</b>	<b>51</b>
	<b>ANNEXE</b>	<b>i</b>
	<b>RÉFÉRENCES</b>	<b>vi</b>

# INTRODUCTION

## 0.1 INTRODUCTION

### 0.1.1 Contexte et problématique

Au total, 10% de la population mondiale vit dans des zones basses côtières, précisément à moins de 10 m au-dessus du niveau moyen de la mer ( McGranahan and Anderson (2007) ). La densité de la population dans ces zones ne cesse d'augmenter en raison des taux élevés de croissance démographique et d'urbanisation ( Athanasiou and Ranasinghe (2019) ). À l'échelle européenne, le processus d'érosion côtière concerne 20% du linéaire côtier, équivalent en superficie à une perte annuelle de  $15km^2$  ( Rey-Valette and Richard (2006) ) . En France, plus globalement, 27% de l'ensemble du littoral subit une érosion côtière, soit 46% des plages de sable ou à galets et 23% des côtes rocheuses, rappelle le BRGM (le Bureau de recherches géologiques et minières). À ce même moment, les zones côtières sont confrontées aux aléas d'origine marine, telles que des inondations ou de l'érosion. L'un des types de côtes les plus vulnérables est les côtes sablonneuses, qui sont très dynamiques et peuvent changer en fonction d'événements marins extrêmes ( Athanasiou and Ranasinghe (2019) ). Face à des risques de catastrophes liés aux interactions entre les vagues et la morphologie, de nombreuses études ont montré l'impact du climat de houle au large sur la morphologie des plages (Wright and Short (1984) Masselink and Short (1993)). Plus précisément l'énergie libérée pendant le déferlement se transforme en énergie potentielle (niveau d'eau à la côte supérieur au niveau au large) et en énergie cinétique (génération de courants littoraux). En zone peu profonde, les fréquences des vagues vont subir des interactions non-linéaires, conduisant à l'augmentation des hautes fréquences, et à la déformation de la surface libre : les vagues se raidissent puis déferlent. L'ensemble de ces processus sont responsables de la morphodynamique. Les non-linéarités des vagues ont un fort impact sur le charriage au fond, le mode de transport principal durant les périodes accrétives (Ruessink and Van Rijn (2012), Rocha and Silva (2017)). De nos jours, la modélisation numérique a bien avancé et il est maintenant possible de modéliser les processus côtiers avec beaucoup de précisions. Cependant, l'évolution des non-linéarités au cours de la propagation cross-shore des vagues n'est pas correctement paramétrisée dans les modèles

---

de morphodynamique et il est important d'avoir des observations afin de mieux comprendre ce processus. Plusieurs tentatives de paramétrisation des non-linéarités ont vu le jour cette dernière décennie (Ruessink and Wellens (2013), Rocha and Silva (2017)). Une paramétrisation récente a montré l'importance de l'impact de la pente de plage sur les non-linéarités (Rocha and Silva (2017)). C'est dans ce cadre qu'une campagne de mesure constituant le second volet du projet DYNATREZ portée par France Floc'h, qui s'est déroulée du 3 octobre au 3 novembre sur le site de Porsmilin (il constitue un des sites ateliers du Service National d'Observation DYNALIT), situé dans l'anse de Berthaume. Les résultats obtenus de cette campagne nous serviront à mieux comprendre la transformation des vagues sur un profil cross-shore de plage de type « low tide terrace ».

### 0.1.2 Objectifs du stage

Le principal objectif est de déterminer le lien entre l'évolution des non-linéarités au fil de la propagation des vagues vers la plage, avec la pente locale de la plage qui varie fortement selon le marnage. Les objectifs spécifiques sont d'abord de suivre l'évolution du spectre de vague selon la morphologie de fond, observer la forme des vagues en fonction de la position (distance et profondeur) du déferlement. Lors de leur propagation, notamment par l'influence de la bathymétrie, les vagues se déforment et échangent de l'énergie selon leurs fréquences. Les paramètres observables donnant une information sur cette évolution sont : l'asymétrie, l'étirement des vagues et leurs spectres d'énergie. L'influence de la pente de plage et de la hauteur d'eau sont particulièrement examinées. Pour ce faire, des données issues d'une quinzaine de capteurs de pression ainsi que des données topographiques acquises au DGPS quotidiennement en octobre 2016 pendant une vingtaine de jours dans le cadre du projet INSU DYNATREZ (Caulet (2018)) sont traitées et analysées. Ainsi le signal de pression a été inversé en termes de hauteur d'eau via les équations Shallow-Water (faiblement non-hydrostatique et non-linéaire, Bonneton and Michallet (2018)) afin de calculer les paramètres d'asymétrie et d'étirement (skewness) des vagues durant une trentaine de marées.

De manière à traiter ces questions, ce mémoire s'organise en quatre parties.

La première partie, consacrée à la synthèse bibliographique, dresse un état de l'art concernant la classification des plages, les caractéristiques de la zone d'étude et les définitions des paramètres d'étude des vagues lors de leur propagation le long de la plage.

La deuxième partie est réservée à l'analyse des données. Elle commence par une présentation des données existantes, des différents outils de mesure utilisés durant la campagne DYNATREZ2 et des traitements appliqués pour calculer les conditions des marées et l'évaluation du profil quotidien de la plage.

La troisième partie traite le spectre des vagues en se basant sur la variation de l'énergie, la période moyenne et la hauteur significative enregistrée au large, l'évolution de la non-linéarité des vagues durant trente marées et l'évolution du profil quotidien de la plage.



La quatrième partie, consacrée à la discussion de l'évolution des non-linéarités des vagues en se basant sur les conditions incidentes des marées et la pente de la plage. Ensuite est abordée la paramétrisation des non-linéarités des vagues au cours de leur propagation le long du profil cross-shore de la plage.

La conclusion générale expose les principaux résultats obtenus en comparant la paramétrisation des non-linéarités des vagues mises en évidence par les études antérieures. Elle souligne les perspectives de cette étude.

# Chapitre 1

## État de l'art et présentation de la zone d'étude

### 1.1 Morpho-dynamique des plages sableuses

La morpho-dynamique résulte de l'équilibre, à un instant donné, entre le forçage hydrodynamique et la réponse morphologique de la plage. L'extension de la plage correspond à la zone entre les lignes de rivage des marées de hautes mers et de basse mers, cette zone est appelée zone intertidale (fig 1.1). La zone intertidale est importante pour l'étude de la dynamique des plages sableuses. Ceci a fait l'objet d'une thèse de [ Caulet (2018) ] portant sur l'influence de la pente sur les processus morpho-dynamiques en plages sableuses de types macro-tidal. A l'approche des côtes, les vagues générées au large (eaux profondes) vont se transformer par l'interaction avec le fond. Trois zones peuvent être distinguées depuis le large jusqu'au trait de côte. La zone de levée (shoaling zone) qui s'étend du point de formation des vagues au point de déferlement. Ensuite la zone de déferlement (surf zone) qui s'étend depuis le point de déferlement des vagues vers le haut de plage. Enfin, le haut de plage ou "swash zone" correspond à la zone de la pente affectée par le jet de rive qui 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 Aagaard and Power (2012)

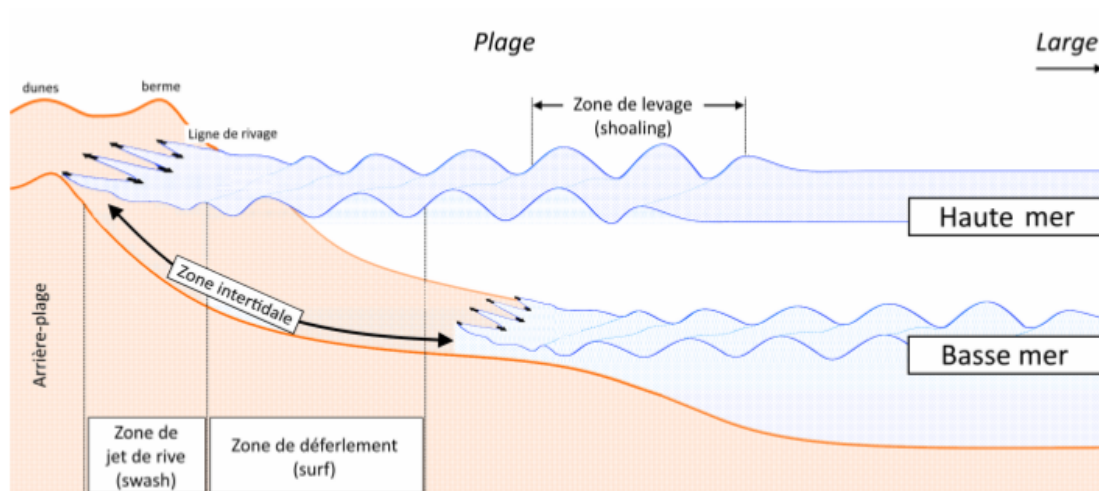


Fig. 1.1 – zones aux abords d'une plage sableuses (Caulet (2018))

## 1.2 Classification des plages

Les différentes observations réalisées sur des plages en Australie (Short and Hesp (1982) ; Short and Hesp (1982) ; Wright and Short (1984)) ont abouti à l'élaboration d'un indice environnemental ( $\Omega$ ) et au premier modèle empirique de classification de la morphologie des plages microtidales (Dehouck (2006)). Par la suite, [Masselink and Short (1993)] ont adapté ce modèle aux plages méso et macrotidales pour tenir compte de l'influence du marnage et donc de la modulation spatiale des processus hydrodynamiques (levé des vagues, déferlement, swash) sur l'estran. Ils introduisent un nouvel indice adimensionnel, le marnage relatif RTR ("Relative Tide Range" en anglais), pour décliner les états morphologiques des plages parmi les trois grands groupes (réfléchissant, intermédiaire, dissipant) définis par Wright and Short (1984)(Fig 1.2). Le RTR permet de déterminer l'importance relative du marnage par rapport à la hauteur significative des vagues incidentes (Caulet (2018)).

$$\Omega = \frac{H_s}{W_s T} \quad (1.1)$$

avec :

$H_s$  : Hauteur significative des vagues (m)

$W_s$  : Vitesse de chute du sédiment (m/s)

$T$  : Période des vagues (s)

$$RTR = \frac{MRS}{H_b} \quad (1.2)$$

avec MSR, Mean Spring Tide (marnage moyen de vives-eaux (m) en français) et  $H_b$  Hauteur modale des brisants (m)

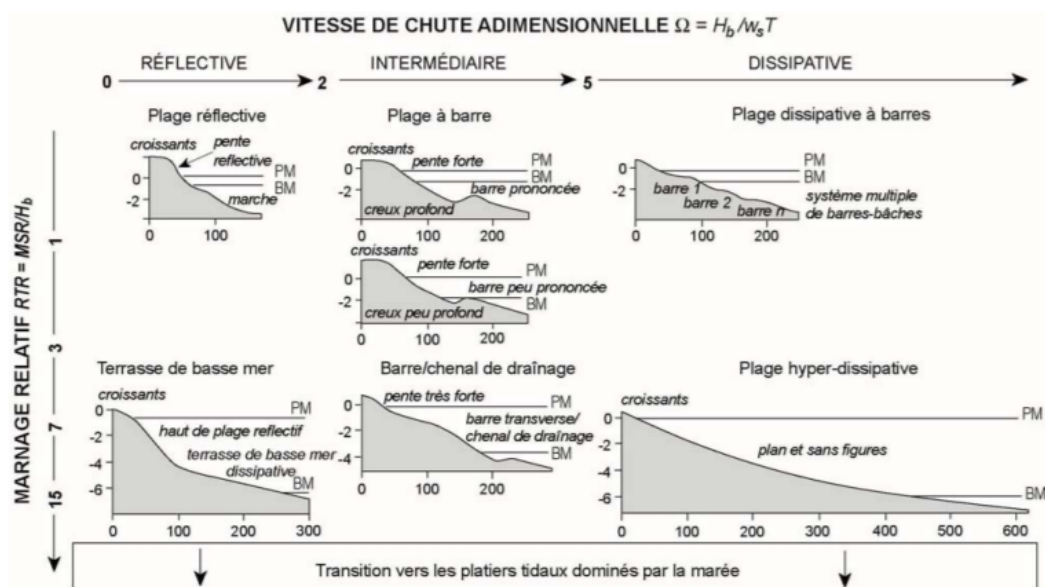


Fig. 1.2 — Classification morphologique des plages selon les indices  $\Omega$  et RTR (d'après Masselink and Short, 1993 ; modifié par Dehouck, 2006)

### 1.3 Les plages avec terrasse de basse mer ("Low Tide Terrace")

Selon la classification de Masselink and Short (1993) basée sur une vitesse de chute adimensionnelle ( $\Omega$ ) et un environnement dominé par la marée ( $RTR > 7$ ), ces plages sont de types intermédiaires. Elles présentent une discontinuité qui entraîne une répartition de leur profil en deux parties distinctes : une pente plus forte et réfléchive en haut de plage et plus douce, de caractère dissipative en bas de plage (Fig 1.6). On parle de plage avec terrasse de basse mer (notée LTT dans la suite du document de "Low Tide Terrace" en anglais) du fait que le bas de plage, qui est découvert lors des basses mers, forme une terrasse dissipative. Ces plages présentent généralement sur le profil réfléchif, des sables assez grossiers accompagnés de graviers, voire de galets et en bas de plage du sédiment fin et cohésif (Caulet (2018)).

Les plages LTT sont fortement impactées par la dynamique des vagues. Elles présentent une importante variabilité morphologique qui est généralement due à une intense turbulence générée dans la zone de déferlement. La forte concentration d'énergie des vagues incidentes intensifie les transports sédimentaires conduisant à de fortes rétro-actions sur

ce type de plage. Ainsi, le transport cross-shore est dominant sur les LTT comparé au transport long-shore (Aagaard and Hughes (2013)).

L'étude de Floc'h and Delacourt (2016) a montré que sur des échelles d'un cycle de marée, la dynamique de part et d'autre de la brisure de pente est généralement plus importante en haut de plage. Généralement, les plages LTT présentent une dynamique contrastée sur des échelles de temps relativement courtes (journalière, mensuelle), de part et d'autre de la rupture de pente. Sur des échelles de temps plus longues, cette variabilité est moins contrastée du fait d'un fort cycle saisonnier des sédiments (Caulet (2018)).

## 1.4 Paramètres de caractérisation de la forme des vagues

De nombreux travaux empiriques ont cherché à définir des paramètres caractérisant le comportement de la vague en fonction de paramètres locaux et des conditions morphodynamiques de la plage. Nous nous contenterons ici d'évoquer les plus couramment utilisés.

### 1.4.1 Asymétrie des vagues

L'évolution des non linéarités des vagues le long du profil cross-shore de la plage reflète des changements de forme d'onde au cours de sa propagation vers la zone de surf. Les ondes asymétriques sont caractérisées par une crête haute et étroite et un large creux peu profond, par une forme en dents de scie penchée vers l'avant. Plusieurs auteurs ont essayé de justifier la non-linéarité des vagues par l'asymétrie ( $A_s$ ) (par exemple, Filipot (2016); Elgar (1997); Doering and Bowen (1995); Longuet-Higgins (1994); Elgar (1985)).

$$A_{s\eta} = \frac{\langle H(\eta - \bar{\eta}^3) \rangle}{\sigma^3} \quad (1.3)$$

avec :  $\eta$  la hauteur d'eau et  $\sigma$  l'écart type, où  $H$  est la partie imaginaire de la transformée de Hilbert.

### 1.4.2 étirement (Skewness en anglais) des vagues

En raison des transferts d'énergie non linéaires associés à l'interaction des triades, les vagues voient leurs crêtes culminer et leurs creux s'aplatir à mesure qu'ils progressent vers les eaux moins profondes Elgar (1997).

$$S_{k\eta} = \frac{\eta - \bar{\eta}^3}{\sigma^3} \quad (1.4)$$

À ces deux paramètres et s'ajoute un autre quantifiant l'influence des non-linéarités des ondes en plage. Il combine l'asymétrie et l'étirement des vagues.

$$B = \sqrt{A_{s\eta}^2 + S_{k\eta}^2} \quad (1.5)$$

### 1.4.3 le nombre d'Iribarren

À ces indices de caractérisation hydro-morphodynamique, s'ajoute le Nombre d'Iribarren  $Ib$ . Ce paramètre, défini pour les ondes sinusoïdales par Iribarren and Nogales (1949). Le nombre d'Iribarren est calculé à partir de la pente de la plage et des conditions de marées ( la hauteur significative et la longueur d'onde ).

$$Ib = \frac{\tan \beta}{\sqrt{H_s/L}} \quad (1.6)$$

avec :

$\tan \beta$  : pente de la plage

$H_s$  : hauteur significative de la vague (m)

$L$  :longueur d'onde de la vague au large (m)

### 1.4.4 le nombre de Ursell

Le nombre Ursell ( $Ur$ ) est calculé sur la base de paramètres statistiques et spectraux et est défini ici comme dans Ruessink and Van Rijn (2012)

$$U_r = \frac{3H_{m0}k}{8(kh)^3} \quad (1.7)$$

Où  $H_{m0}$  est la hauteur de vague significative locale,  $k$  le nombre d'onde de vagues locales calculé avec la théorie linéaire en utilisant la période de pic  $T_p = \frac{m_0}{m_1}$ , où  $m_n$  est le moment spectral d'ordre  $n$ , et  $h$  est la profondeur de l'eau locale.

## 1.5 Le rôle de la pente

La pente est un paramètre essentiel pour caractériser la morphodynamique des plages. La variabilité de la pente peut être responsable de modification de l'assymétrie, de l'étirement et les processus de transport des sédiments et changement de morphologie Floc'h and Delacourt (2016).

Des études précédentes ont montré l'importance de la pente sur les interactions non-

---

linéaires des vagues. [Rocha and Silva (2017)] indique que la diminution de la pente de la plage entraîne un plus grand développement des non-linéarités et que les valeurs maximale de l'assymétrie et de l'étirement sont observées sur les pentes douces. Certaines plages peuvent présenter une dynamique très contrastée due à une hétérogénéité de la pente (exemple des plages de types intermédiaires comme le site de Porsmilin qui est réfléchive en haut et dissipative en bas). Donc il semble claire que la pente pourrait impacter la forme des vagues se propageant sur le profil cross-shore de la plage et que l'assymétrie et l'étirement sont une signature de la non-linéarité.

## 1.6 La plage Porsmilin

La plage de Porsmilin se situe en France, face à la mer d'Iroise (Fig1.3), dans l'anse Berteau (Fig1.4), et sur la commune Locmaria-Plouzané est suivi par le laboratoire GEOMER de l'IUEM (Institut Universitaire Européen de la Mer) dans le cadre de l'Observatoire du domaine Côtier depuis 2003. Elle constitue un des sites ateliers du Service National d'Observation DYNALIT, la plage Porsmilin est une plage flanquée de falaises à l'Est et Ouest, et soutenu par des marais. Aussi, elle est délimitée par des tourbières et des fonds rocheux, en mer et obstruant le transport de sable le long du littoral généré dans la zone de surf (Fig1.5). Ce site de Porsmilin a fait l'objet d'une campagne de mesures du projet DYNATREZ (la campagne DYNATREZ II qui s'est déroulée du 3 octobre au 3 novembre 2016, précédée de la campagne DYNATRZ I du 8 au 28 octobre 2014). Cette plage, avec deux autres en mer d'Iroise, étaient l'objet d'étude de la thèse de Dehouck (2006) portant sur la morphodynamique à moyen et court terme de ces plages. L'étude de Floc'h and Delacourt (2016) portant sur la réponse morphologique du site Porsmilin a permis de comprendre comment la pente de la plage réagit avec les conditions incidentes. Des techniques d'observation et de mesures à hautes résolutions des transferts sédimentaires dans la frange littorale, mises en œuvre à Porsmilin ont permis de faire une analyse de la variabilité morpho-sédimentaire à différentes échelles spatio-temporelles et d'étudier l'évolution de figures sédimentaires telles que des bermes ou des croissants de plages Jaud (2011).

### 1.6.1 Caractéristiques morphologiques et sédimentologiques

La diversité morphologique et hydrodynamique des plages de la mer d'Iroise peut être en termes de pente, de granulométrie, de formes sédimentaires intertidales, de nature du domaine supratidal et d'exposition aux agents de forçage hydrodynamiques. La plage Porsmilin est une plage flanquée de falaises à l'Est et Ouest, et soutenu par des marais, dimensions relativement réduites : 200 m de large (cross-shore) et 200m de long (long-shore) pour un découverture maximum de l'estran (Jaud (2011)). On définit la dimension « cross-shore

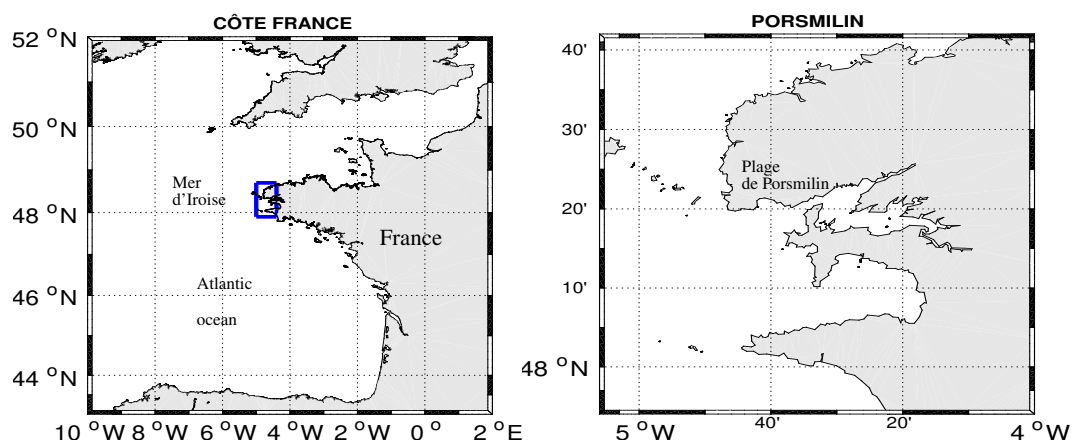


Fig. 1.3 – Emplacement de la zone d'étude. À gauche : côte ouest et nord de la France; Droite : Zoom sur la mer d'Iroise et l'emplacement de la plage de Porsmilin, dans Bertheaume anse.



Fig. 1.4 – Localisation de la plage de Porsmilin dans l'anse de Bertheaume et vue du ciel (reconstitution de la plage grâce aux photographies prises lors d'un survol de drone), (Caulet (2018), Journal of Coastal Research)

» comme étant la direction perpendiculaire au trait de côte et la dimension « longshore » comme la direction parallèle au trait de côte.

La plage de Porsmilin est de type intermédiaire. Le domaine intertidal est caractérisé par des formes et des figures sédimentaires qui modifient l'homogénéité de la pente des plages (Fig 1.5). Ces formes d'accumulation sédimentaire sont souvent des indicateurs de leur variabilité morphologique saisonnière (Dehouck (2006)). Cette plage est également caractérisée par la présence ponctuelle de barres intertidales mobiles au niveau des pleines mer de mortes eaux et au niveau des basses mers de vives eaux (Dehouck and Sénéchal (2009)). Une berme se développe progressivement pendant le printemps et l'été sur les niveaux de pleine mer de vives-eaux. Elle entraîne une réflectivité accrue du haut de plage (pente  $\tan \beta$  de 0.05 à 0.08) et la formation d'une nette rupture de pente délimitant une



terrasse dissipative sur la basse plage ( $\tan \beta = 0,02$ ). Sur la terrasse de basse mer (« low tide terrace » en anglais) affleurent parfois des tourbes holocènes. À l'inverse, la pente de la plage est globalement homogène en hiver (Dehouck (2006)).

Sur la plage de Porsmilin, le matériel sédimentaire est majoritairement constitué de sables moyens ( $D \approx 320 \mu m$ ). La granulométrie des sédiments est globalement homogène au niveau de la zone intertidale. Cependant, on peut noter la présence de fractions de débris coquilliers sur les lignes de rivage, en particulier au sommet des cornes des croissants de plage et sur la crête de la barre intertidale (Dehouck and Sénéchal (2009)). Cette variabilité sédimentaire dans la zone intertidale peut être due à certaines activités énergétiques sur le littoral. Floc'h and Delacourt (2016) ont montré qu'il n'y a pas de variabilité longitudinale sur la distribution de la taille des sédiments.



Fig. 1.5 – Vue de la plage de Porsmilin (dehouck2006morphodynamique).

## 1.6.2 Caractéristiques hydrodynamiques

La plage de Porsmilin est surtout sensible aux incidences de vagues de Sud et Sud-Ouest, elle est modérément exposée aux vagues de secteur Ouest qui, sous l'effet des diffractions (au niveau des pointes) et réfractions (lorsque la profondeur diminue), arrivent à la plage avec une incidence quasiment normale (Jaud (2011)). Le site est relativement bien protégé des tempêtes de l'Atlantique Nord. L'étude de Caulet (2018) montre que la plage de Porsmilin est soumise à une houle venant majoritairement du Sud-Sud-Ouest, fortement dissipée par le frottement au fond dû à la faible bathymétrie et que les conditions énergétiques impactant directement la plage sont relativement modérées (Fig 1.6).

Les précédentes études sur Porsmilin ont permis de retenir quelques caractéristiques basées sur les paramètres de Masselink and Short (1993) et de Wright and Short (1984). Ces paramètres ont été calculés à partir de mesures in situ ou de modèles numériques. Une observation typologique de Caulet (2018) indique la plage de Porsmilin est effectivement typique des plages intermédiaire, avec une terrasse de basse mer ("Low Tide Terrace",) décrites par Masselink and Short (1993). On parle de plage avec une terrasse de basse mer, du fait de la faible pente mesurée en bas de plage et donc lors des basses mers. Le haut de

plage est caractérisé par un profil réfléchif (en moyenne  $\tan \beta = 0.08$  sur 11 ans) et le bas de plage par un profil dissipatif ( $\tan \beta = 0.02$ ) (Fig 1.7).

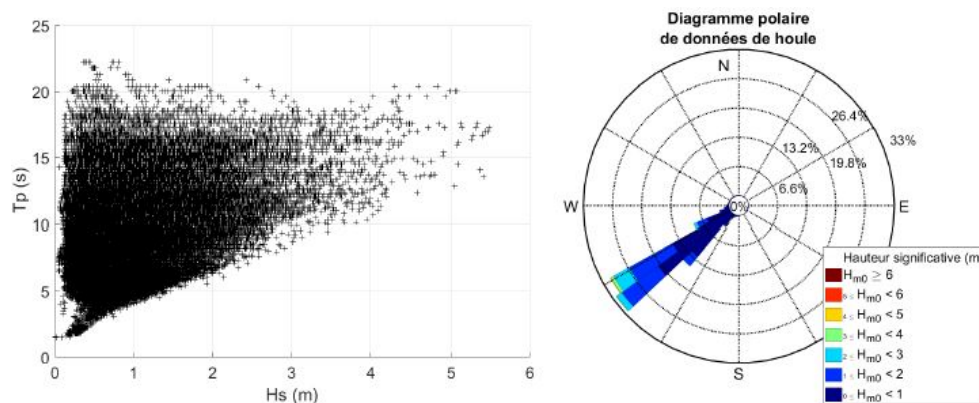


Fig. 1.6 – Conditions de vague au large de Porsmilin (données WaveWatch III © (Norgas-UG, nœud n47543, profondeur de 20 mètres et donnée représentative de la période 2008-2015). À gauche : relation entre les hauteurs significatives au large et les périodes pics. À droite : rose des houles [Caulet (2018)].

La moyenne annuelle des hauteurs significatives des vagues au large ( $\approx 2Km$ ) de la plage est de  $0.9m$  (Caulet (2018)). On peut noter que les conditions énergétiques de la mer d'Iroise et les houles provenant des centres et hautes pression du nord-est de l'Océan Atlantique impactent fortement les conditions hydrodynamiques du site. Par conséquent, les houles atteignant le rivage sont fortement dissipées et peuvent entraîner des conditions énergétiques sur la plage de Porsmilin (Floc'h and Delacourt (2016)).

### 1.6.3 Caractéristiques anthropiques

Les actions anthropiques les plus connues sont la présence d'ouvrages bétonnés (aménagement dur), l'expansion de l'urbanisation, la fréquentation du domaine littoral. Ces derniers constituent la majorité des ouvrages côtiers recensés sur le littoral. Certains de ces ouvrages (comme les cales d'accès, les buses d'évacuation) sont localisés en zone intertidale et peuvent donc avoir une incidence sur la dynamique hydro-sédimentaire des plages (Jaud (2011)).



Fig. 1.7 – Profil de la plage du site de Porsmilin. La plage présente un profil réfléchif en haut de plage et dissipatif en bas de plage [Caulet (2018)]

## 1.7 Génération de vagues et propagation en zone littorale

### 1.7.1 Génération et propagation

Les vagues sont générées par frottement du vent à la surface de l'eau, créant ce que l'on appelle une "mer du vent". Ces "ondes de gravité de surface" sont ensuite entretenues par la pesanteur, se matérialisant par des oscillations de la surface de la mer (Kinsman (1984)). Lorsqu'un vent commence à souffler sur une surface fluide initialement immobile, celle-ci présente vite, au début, une agitation assez peu organisée (instabilités hydrodynamiques et forte turbulence). Les rides ainsi formées vont donner une prise au vent qui les renforce et les fait grandir à condition que sa vitesse soit égale à 4 nœuds ( $= 7,2\text{km/h}$ ). Mais le vent, étant rarement régulier, va engendrer la formation de vagues plus ou moins grandes. Les petites vagues appelés « moutons » se briseront et alimenteront les grandes vagues en énergie. Lors de la formation des vagues, le vent leur transfère une partie de son énergie (de  $0,01$  à  $0,1\text{W/m}^2$ ) (Barstow and Cruz (2008)). Lors de leur propagation, les vagues s'amplifient et accroissent leur énergie (atteignant typique  $100\text{kW/m}$  linéaire de front de vagues – Barstow et al., 2008). Cette énergie est dissipée par le déferlement au large et sur les côtes.

Dans un premier temps, les vagues dépendent des caractéristiques du vent (durée d'action du vent, force du vent, longueur de son action à la surface de l'eau (fetch) Komar (1976) qui les génère. Les vagues sont généralement décrites par la hauteur significative ( $H$  ou

$H_s$ ), la longueur d'onde ( $L$ ), et la période ( $T$ ) ou la fréquence ( $\nu$ ). En zone littorale, on définit également la profondeur (notée  $d$ ) qui joue un rôle important pour le contrôle d'un certain nombre de processus physiques affectant les vagues.

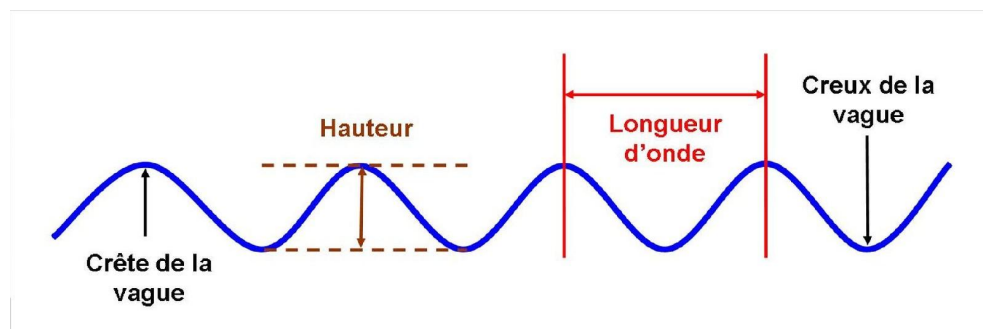


Fig. 1.8 – Paramètres caractéristique des vagues,source [https://www.culture-maritime.com/image/medium/e44mb3\\_1vagues%20.jpg](https://www.culture-maritime.com/image/medium/e44mb3_1vagues%20.jpg)

A l'approche des côtes, les variations de profondeurs (liées à la remontée du fond) influent sur la propagation des vagues (Fig 1.9), provoquant notamment une diminution de leur longueur d'onde, des réfractions de leurs directions de propagation et une augmentation de leur hauteur significative. La théorie d'Airy donne une représentation très simplifiée de la réalité, valable en principe pour des vagues régulières de faible cambrure et suppose de nombreuses hypothèses : fluide parfait, irrotationnel et incompressible, tension superficielle négligeable, amplitude très inférieure à la longueur d'onde et à la profondeur (Airy (1841)). Au-delà d'une profondeur supérieure à une demi-longueur d'onde, l'agitation de l'eau est négligeable. Cette limite inférieure d'action des vagues est située à quelques dizaines de mètres de profondeur. Lorsque la profondeur  $D$  diminue ( $D < L/2$ ), l'orbite devient elliptique (Fig 1.9) et l'action des vagues concerne alors toute la colonne d'eau, rendant possible le déplacement des particules sur le fond.

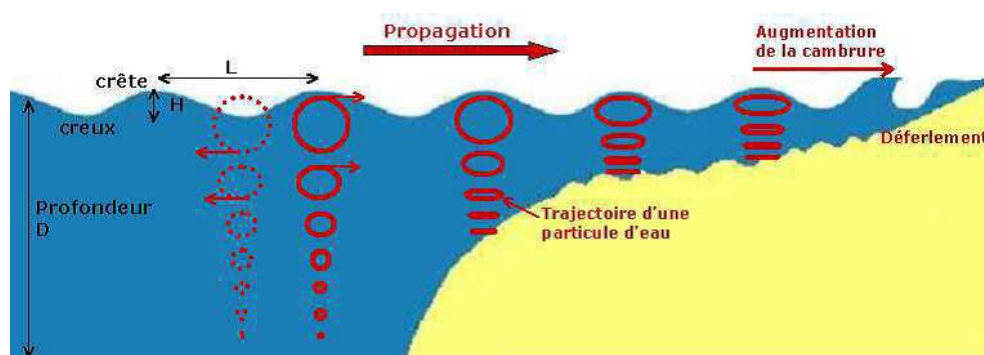


Fig. 1.9 – Illustration de la théorie d'Airy par (Jaud (2011))

Stokes reprend cette approche (au premier ordre) et la complète en prenant en compte les

termes non-linéaires. Par la suite, des chercheurs s'investissent pour plus de considération à la non-linéarité des vagues au cours de leur propagation vers la zone du littoral. En exemple, BEJI (1994) a passé en revue l'importance relative des différents processus dans les eaux profondes et peu profondes et a remarqué que supplément des processus en eau peu profonde est lié à la propagation (absorption et réfraction), interactions vague-vague (les interactions de la triade et les interactions quadruplet onde- onde) et la dissipation (friction et rupture) induite par le fond. Récemment, une étude de Floc'h and Delacourt (2016) a permis d'améliorer la paramétrisation non linéaire en se basant sur des paramètres comme l'asymétrie et l'étirement.

### 1.7.2 Déferlement et courants associés

Lorsque les vagues arrivent à la côte et que la profondeur devient très faible, leur cambrure (rapport entre hauteur des vagues et longueur d'onde  $H/L$ ) augmente, engendrant une déformation des vagues. Lorsque la cambrure atteint un certain seuil (seuil dépendant de la profondeur, généralement entre 0,3 et 0,5 en eaux peu profondes), les vagues deviennent instables et déferlent, couvrant et découvrant alternativement la zone de "jet de rive". Lors de ce déferlement, la vague libère son énergie générant des courants locaux (

- le déferlement glissant ou progressif, apparaissant en général pour des fonds peu pentus.
- le déferlement plongeant (formant des "tubes" ou des "rouleaux") qui apparaît pour des fonds moyennement pentus.
- le déferlement frontal ou gonflant sur de fortes pentes (la vague déferle soudainement sur la ligne de rivage).

Quand les vagues déferlent avec un angle d'incidence par rapport à la plage, la modélisation du courant se complique et fait apparaître dans la zone de "surf" deux types de courant :

- un courant de littoral, parallèle à la plage ("long shore current") et n'existe que si l'incidence est différente de 0
- un courant de retour, proche de la région du lit, en direction du large : il correspond à un courant dans la direction cross-shore

### 1.7.3 La paramétrisation de la non-linéarité vagues dans la zone proche du déferlement

Le long du profil transverse de la plage, lorsque les ondes de gravité de surface se propagent de plus en plus vers la côte, leur forme change, principalement en raison des effets non- linéaires. Ces non-linéarités sont d'une importance capitale pour

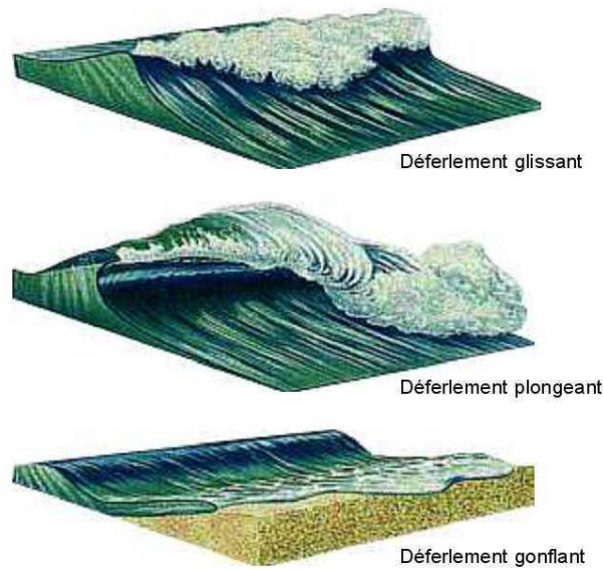


Fig. 1.10 – Illustration des différents types de déferlement des vagues au rivage )

la compréhension morphodynamique du littorale. Ainsi, plusieurs travaux ont été entrepris pour la paramétrisation de ces effets non-linéaires, certains proposant de les estimer à partir des paramètres de vagues locaux (comme le nombre de Ursell et celui d'Iribarren (Ruessink and Van Rijn (2012), Floc'h and Delacourt (2016))). L'asymétrie et l'étirement peuvent être évaluées à l'aide de différents paramètres suggérés par plusieurs auteurs ( Abreu and Temperville (2010) ; Dibajnia and Watanabe (2001) ; ? ; Elfrink (2006) ; Rocha and Fortes (2013) ; Ruessink and Van Rijn (2009) ). Cette paramétrisation peut être améliorée en tenant compte de la largeur de la bande spectrale et de la pente de la plage (Rocha and Silva (2017)). Il a été démontré que ces nombres fournissaient des estimations inexactes des non-linéarités des vagues. Un nouveau paramètre  $NP0$ , proposé par [Floc'h and Delacourt (2016)] prend en compte la pente de la plage et l'incidence des vagues au large des côtes, réduit l'erreur d'estimation à 50%. Par la suite [ Rocha and Silva (2017) ] trouve une dépendance claire des paramètres  $S_{k\eta,max}$ ,  $S_{ku,max}$  et  $B_{max}$  sur  $NP0$ .

$$NP0 = Ib \left( \frac{H_0}{L_0} \right)^2 \quad (1.8)$$

Ce paramètre inclut l'influence de la pente de la plage, à travers le nombre d'iribarren  $Ib$ , et de la influence de la raideur des vagues au large des côtes par  $\left( \frac{H_0}{L_0} \right)^2$  avec la hauteur des vagues et la longueur d'onde  $L_0$ .

# Chapitre 2

## Données et méthodologie

Dans cette partie, il s'agit de décrire les données utilisées au cours du travail et d'expliquer les méthodes utilisées pour calculer la hauteur d'eau à partir de la pression, le spectre d'énergie, la pente de la plage, l'asymétrie et l'étirement, qui sont les principaux paramètres que nous sommes basés pour suivre le comportement non-linéaire des vagues. Les données d'étude ont été obtenues lors de la campagne de mesure, sur le site de Porsmilin constituant le second volet du projet DYNATREZ (Floc'h and Delacourt (2016), Journal of Coastal Research, Caulet (2018)).

### 2.1 Description de la campagne de mesure DYNATREZII

Cette campagne de mesure a été réalisée dans le cadre du projet INSU SYSTER DYNATREZ. La campagne de mesure constitue le second volet du projet DYNATREZ portée par France Floc'h visant à mieux comprendre la dynamique sédimentaire sur le site de Porsmilin (Floc'h and Delacourt (2016)).

#### 2.1.1 les objectifs de la campagne

La campagne DYNATREZ II s'attache en particulier à l'observation des déformations de la surface libre, de la propagation des vagues et des ondes infra-gravitaires (IG), présentes dans l'environnement proche de la plage, des variations morphologiques et des profils de courant en zone de surf et de swash (Floc'h and Delacourt (2016)). L'objectif principal de la campagne DYNATREZ2 peut être détaillé en trois axes

1. évolution des vagues sur la plage
2. impact de la pente sur l'hydrodynamique
3. observation de la dynamique du jet de rive

Notre étude s'intéresse plus aux deux premiers axes (Évolution des vagues sur la plage et Impact de la pente sur l'hydrodynamique).

### 2.1.2 instrumentation et mesures

Au cours de cette campagne différents instruments ont été déployés. Chaque instrument a permis de réaliser des observations en lien avec un ou plusieurs des objectifs définis ci-dessus. Le tableau (2.1) liste l'ensemble des instruments déployés lors de la campagne. Les instruments et la réalisation de relevés quotidien de la topographie de la plage. L'élévation de la surface libre est mesurée grâce à différents capteurs de pression. Les mesures brutes obtenues, sont corrigées et permettent de caractériser les conditions hydrodynamiques incidentes et de calculer différents paramètres utilisés dans cette étude. Un LiDaR 2D installé en haut de plage a permis de mesurer la dynamique du jet de rive.

### 2.1.3 mesures des courants

Trois courantomètres « Vector » ont été déployés du même côté, les uns au-dessus des autres à environ 15 cm d'intervalle. Le courantomètre « Aquadopp HR profiler 1000 kHz » a été déployé le plus près du sol possible, avec la tête de mesure orientée vers le haut( fig 2.1). Le déploiement de la structure a été fait sur sable sec, le plus bas possible de la plage, avant que la marée ne la submerge. Des points DGPS ont été pris à la tête et à la base de chaque instrument (Floc'h and Delacourt (2016)).



Fig. 2.1 – Module de mesure des courants déployé sur la plage de Porsmilin à 2km du large, lors de la campagne DYNATREZ 2 (Caulet (2018)).

Le système de stéréo-vidéo permet d'observer, dans la direction parallèle aux fronts d'ondes des vagues incidentes, les trains d'ondes successifs sur une zone de 20m



Tab. 2.1 – Instrumentation - Dynatrez II

Instruments	Quantité déployé	Objectifs complétés	Variables mesurées
Capteur de pression	18	1,2	position de la surface libre Observations ponctuelles
Système stéréo-vidéo	1	1	position de la surface libre Observations surfaciques
Profileur LIDAR	1	1,3	position du substrat sur 16 profils cross-shore au niveau de la zone de swahs
LIDAR terrestre	1	1,2,3	Topographie du site pré et post campagne
Courantomètre type Vector	3	3	Vitesse des courants
Courantomètre type Aquadopp	3	3	Profils de vitesse
Turbidimètre	1	1,2,3	Concentration en sédiment
Sondeur multi-faisceaux	1	1,2,3	Relevé bathymétrique du site pré et post campagnes
Système vidéo	1	1,3	Image géo-référencée de la plage
DGPS	3 profils cross-shore	1,2,3	Position du substrat

environ. En aval du LiDaR, une structure métallique comportant 4 courantomètres (1 profileur Aquapro et 3 courantomètres Vector) permet d'observer la circulation présente au milieu de plage (Caulet (2018)). Le système de stéréo-vidéo, le LiDaR 2D (voire fig 2.2) et le module de mesure des courants sont déployés lors de 6 jours différents avant et après l'étale, permettant de réaliser des mesures lors du flot et du jusant (Caulet (2018)).

#### 2.1.4 capteurs de pression

Un capteur de pression agit généralement comme un transducteur. Il génère un signal en fonction de la pression imposée et peut être utilisé soit en absolu (prise en compte de la colonne d'air), soit en relatif (valeurs corrigées de la colonne d'air) comme dans notre travail. Ainsi, 17 capteurs de pression, dont 2 capteurs sont sur le



Fig. 2.2 – Photographie de l'installation du LIDAR profileur sur la plage (Caulet (2018)).

profil long-shore et 15 sur un profil cross-shore ont été déployés sur la plage à marée basse (fig 2.4). Les capteurs sont immergés dans le sol à une profondeur d'environ 15 cm (fig 2.3). Les capteurs utilisés dans cette étude sont des Ocean Sensor System Inc. Ils ont une fréquence d'acquisition de 10Hz. Les enregistrements sont continus. Ces capteurs piézorésistifs sont équipés d'une membrane dans laquelle sont implantées des résistances comme élément sensible à la pression.



Fig. 2.3 – Capteur de pression déployé lors de la campagne. Le capteur est attaché le long d'une chaîne grâce à des colliers en métal. Le maintien de la chaîne sur le site est assuré par des vis à sable (Caulet (2018), Journal of Coastal Research).

Un autre capteur a été déployé en offshore pour former une ligne de référence. Les deux capteurs sur le profil longshore ne sont pas prises en compte dans nos travaux.

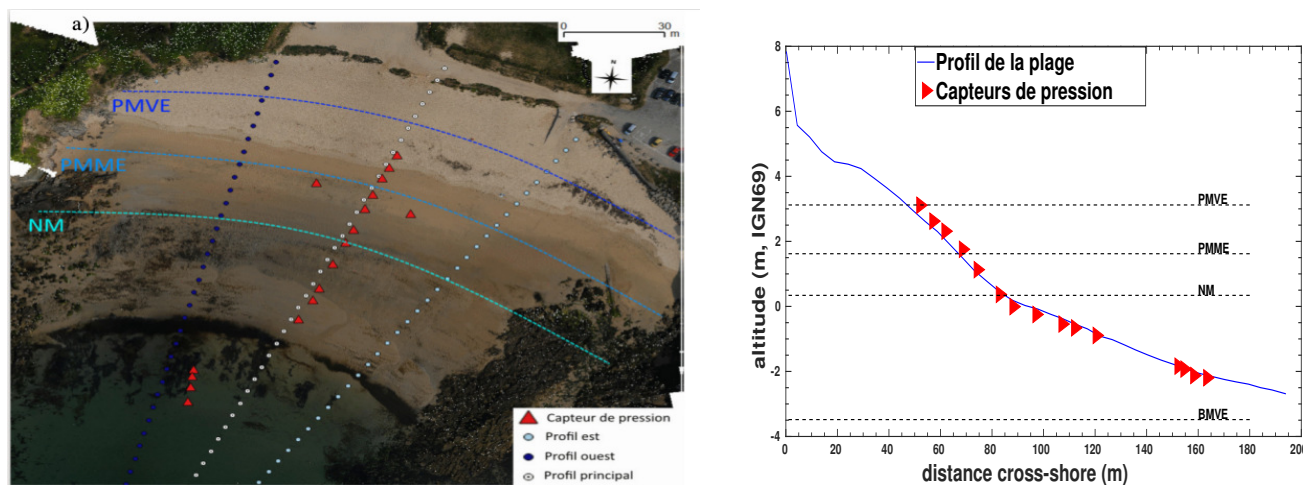


Fig. 2.4 – a) Positions des capteurs de pression mesurées par DGPS après leur déploiement. Les niveaux d'eau caractéristiques sont représentés par des lignes pointillées (PMVE : niveau moyen des pleines mers de vive-eau, PMME : niveau moyen des pleines mers de morte-eau, NM : niveau moyen). Les niveaux caractéristiques sont indiqués ici à titre informatif, leurs positions peuvent être approximatives (modifiée à partir de Caulet, manuscrit de thèse, 2018). b) illustration du profil de la plage de Porsmilin en se référant de l'IGN69

### 2.1.5 Profils de plages et mesure DGPS

Le DGPS (Differential Global Positioning System) ou GPS différentiel est une amélioration du GPS. Il utilise un réseau de stations fixes de référence qui transmet l'écart entre les positions indiquées par les satellites et leurs positions réelles connues permettant ainsi d'obtenir une position horizontale et verticale avec une précision souvent inférieure à 10 cm (<https://www.dynalit.fr/Mesures/Instruments-de-mesure/Morphologie/GPS>). Les profils DGPS ont été réalisés quotidiennement du 15 octobre au 1 novembre, lors des marées basses. Ces profils sont des profils cross-shore donnant l'élévation du sol le long des trois profils de référence (à l'ouest, à l'est et au milieu de la plage) (Floc'h and Delacourt (2016), Journal of Coastal Research, Caulet (2018)). Le DGPS utilisé est en mode RTK (Real Time Kinematic), il produit un positionnement cinématique en temps réel.

En application, le système DGPS est composé d'une base mobile (permet de fournir et d'enregistrer des positions très précises) connectée à une base sur clou IGN (dont la position fixe est connue), équipées d'une liaison radio permettant de calculer différemment la distance satellite-récepteur (fig 2.5). Pour cette étude nous sommes intéressés aux données de profil du milieu afin d'évaluer quotidiennement le profil de la plage.

Le suivi topographique de la plage selon le profil cross-shore est effectué depuis le haut de la plage jusqu'à la ligne de rivage (fig 2.4). L'acquisition de profils topographiques au DGPS permet d'effectuer des calculs de la pente et faire une analyse de la variabilité morphologique de la plage de Porsmilin selon la dimension transversale pendant une vingtaine de jours. Avant de pouvoir procéder à l'étude des

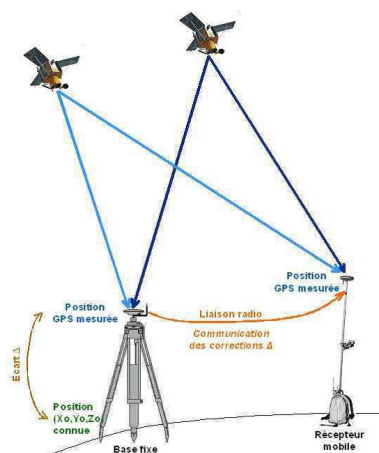


Fig. 2.5 – Principe du GPS Différentiel (DGPS) en mode RTK (Jaud (2011))

données de topographie, il faut créer des profils à partir des données de GPS. Les données brutes se présentent sous la forme d'une série coordonnées E (easting) N (northing) Z (altitude) géoréférencées dans le système Lambert 93. Ces données ont été acquises sur le même modèle : il s'agit d'une série de points acquis le long d'un profil s'étalant depuis une tête de profil en haut de plage vers le bas de plage. Cette tête de profil est utilisée comme point de référence pour le calcul de la distance le long du profil ce qui permet d'obtenir des profils de plage de la forme : distance par rapport à la tête de profil / altitude (fig 2.4). Dans la suite du document, les positions des points sur le profil seront exprimées par la distance vers la mer prise par rapport à la tête de profil.

Dans le cadre de ce stage, nous utiliserons les données de profil de plage et de pression.

## 2.2 Traitement des données de pression

### 2.2.1 Pré-traitements

Pour que les données brutes issues des capteurs de pression soient utilisables, il faut procéder à quelques corrections. Pour cela, il faut au préalable un pré-traitement afin de s'acquitter des pressions exercées par la colonne d'air au-dessus du capteur pour ne garder que celle statique due au « poids » de la colonne d'eau. Le capteur étant enterré sur la plage afin de s'assurer de son maintien sur le site, il est aussi nécessaire de corriger l'écart de position qui existe entre l'instrument et le substrat sédimentaire (ramener les hauteurs d'eau en zéro).

## 2.2.2 Correction de la pression atmosphérique

Le capteur enregistre une pression relative (notée  $P_c$ ) par rapport à la pression atmosphérique ( $P_{atm}$ ). Le système de mesure (est conçu avec une cavité reproduisant une pression proche de celle de l'atmosphère moyenne en fonction de chaque capteurs ( $1.013 + / - 0.020$ )  $\times 10^5 Pa$ ).

$$P_c = P_{atm} + P_{eau} - C \quad (2.1)$$

Avec  $P_{eau}$  la pression exercée par la colonne d'eau, la pression atmosphérique  $P_{atm}$  et  $C$  étant la pression relative à la cavité de l'instrument. Afin d'obtenir les variations réelles de la pression atmosphérique, le signal réel est récupéré à marée basse. Il est possible de retrouver la pression de la cavité à marée basse où la pression de la colonne d'eau est nulle. Dans ce cas on a :  $P_c = P_{atm} - C$ .

Une fois  $C$  connu, il reste à corriger de la pression atmosphérique. Cette pression a été récupéré de la base météorologique de Météo-France à l'aéroport de Guipavas (29490), situé à environ  $20km$  de la plage. La hauteur du sable au-dessus du capteur est extraite manuellement en repérant les signaux enregistrés à marée basse. L'ensemble des mesures faites par le capteur est corrigé de l'écart obtenu avec la pression atmosphérique et la hauteur du sable.

Dans la zone proche du déferlement, les non-linéarités deviennent importantes et sont sous-estimées par la mesure de pression. La correction non-hydrostatique et non-linéaire est faite grâce à la fonction de Bonneton (Bonneton and Michallet (2018), Martins 2019) en suivant la méthode « weakly non-linear » comme préconisé dans la littérature pour ce type d'application, avec une fréquence de coupure de  $1Hz$  (fig 2.7).

## 2.2.3 la hauteur d'eau

Pour convertir la pression corrigée en hauteur on considère la variation de pression avec la profondeur (Saunders, 1981). On néglige l'impact des variations de température et salinité dans cet environnement très peu profond ( $< 6m$ ). Le passage de la pression brute à la hauteur d'eau hydrostatique est présenté (figure 2.6). Pour le calcul de la hauteur d'eau au dessus du capteur, seules les données où celui-ci est entièrement immergé sont considérées. La théorie de la pression proposée par [Saunders, 1981] a été utilisée pour inverser le signal de pression en termes de hauteur. Elle donne en effet de meilleures résultats que la relation  $H = \frac{P}{\rho g}$ , en effet, une erreur de  $2mm$  pour des mesures faites à  $100m$  de profondeur, alors que l'erreur introduite par la relation hydrostatique est de  $1cm$  à  $10m$  de profondeur (Caulet

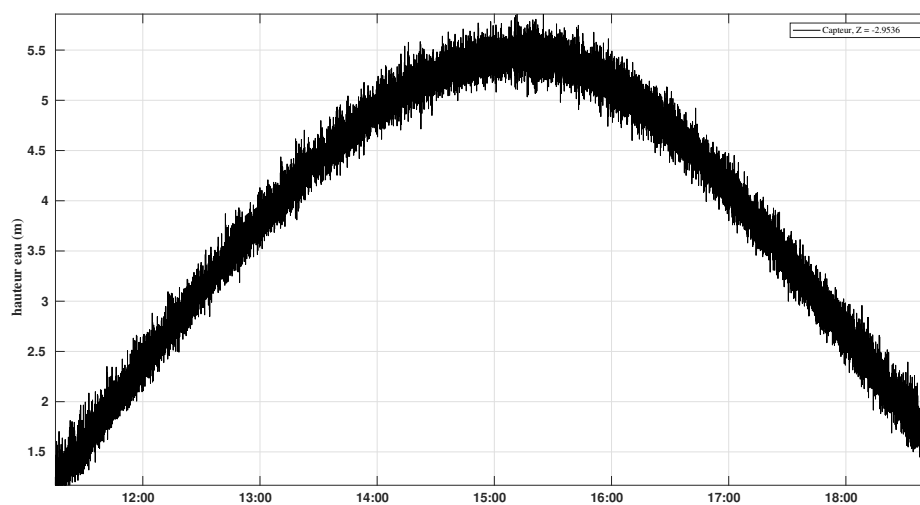


Fig. 2.6 – illustration du signal de hauteur d'eau absolue au dessus du capteur N1 pour la 3<sup>ème</sup> marée enregistrée

(2018)) .

$$H = P \times (1 - C_1) - C_2 P^2 \quad (2.2)$$

avec  $C_2 = 5.92 + 5.25 \sin^2 \phi$  et  $C_2 = 2.22110^{-6} m d b^{-2}$  où  $\phi$  est la latitude

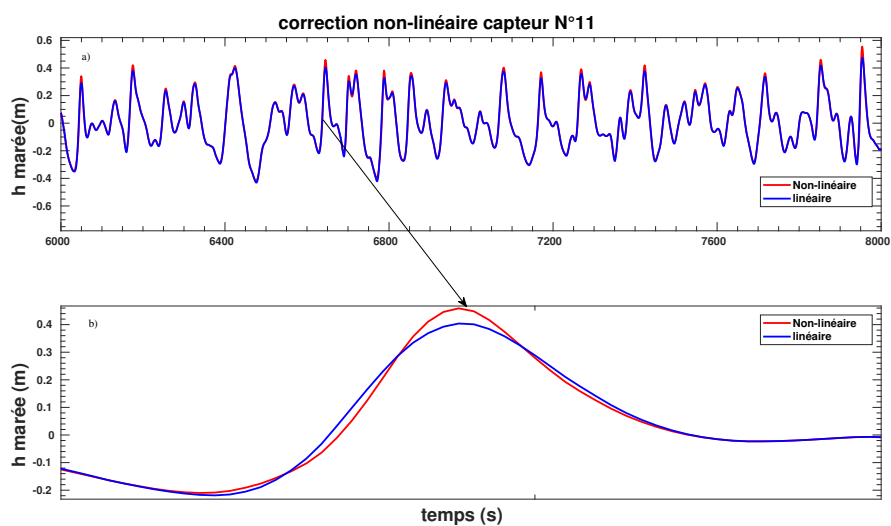


Fig. 2.7 – a) illustration de la correction non-hydrostatique et non-linéaire faite grâce à la fonction de Bonneton (? Martins 2019) en suivant la méthode « weakly non-linear » b) zoom sur une marée. Cette correction sur signal enregistré par le capteur 11 qui se trouve dans une zone de déferlement sur haut de la plage.

## 2.3 Calculs des paramètres non-linéaires des vagues

Il s'agit de l'évaluation de l'asymétrie et de l'étirement des vagues calculés à partir des hauteurs de marée corrigées par la fonction de Bonneton (? Martins 2019). Les équations ( 1.3 et 1.4) nous ont permis de calculer le skewness ( $Sk$ ) et et l'asymétrie ( $A_s$ ) des vagues en chaque capteur de pression pour 30 marées.

## 2.4 Etat de la mer

### 2.4.1 Description de l'état de la mer

L'état de la mer est une somme de nombreuses vagues sinusoïdales. Cette configuration plutôt déroutante peut être considérée comme un passage de la surface de la mer en un point fixe (Neumann et al., 1955). Le déplacement de la surface libre est associé à une vague de forme sinusoïdale simple, onde monochromatique et unidirectionnelle. Par souci de simplicité, on réalise  $m$  séries chronologiques d'élévation, qui peut être exprimée en termes d'une série de Fourier (Ardhuim et al., 2016),

$$\xi_m(t) = \sum_{i=1}^N a_{m,i} \cos(2\pi f_i t + \theta_{0,m,i}) \quad (2.3)$$

Où  $a_{m,i}$ ,  $f_i$  et  $\theta_{0,m,i}$  sont les amplitudes, fréquences et phases de Fourier du mode de Fourier  $i$ , trouvé pour la réalisation  $m$  de l'état de la mer.

Cette approche peut être généralisée aux ondes se déplaçant dans toutes les directions. La représentation de Fourier de l'élévation de la surface de la mer devient.

$$\xi_m(t) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^M a_{m,i,j} \cos(2\pi f_i t - k_i \cos(\theta_j)x - k_i \sin(\theta_j)y + \theta_{0,m,i,j}) \quad (2.4)$$

Cette description est basée sur un ensemble de paramètres qu'on exploite afin de caractériser l'état de la mer à partir d'un enregistrement. Par conséquent ces paramètres sont essentiellement statistiques. Pour caractériser l'état de la mer, c'est-à-dire les caractéristiques de la surface libre à un instant donné la méthode d'extraction du contenu fréquentiel du signal en haute marée, via une analyse spectrale est utilisée. Cette méthode permet de calculer le spectre des vagues, en d'autres termes, de déduire la distribution de la variance  $E$  (énergie de l'onde) en fonction de la fréquence et de distinguer les ondes gravitaires (fréquence  $0.04Hz$  à  $0.3Hz$  environ) (fig 2.8).

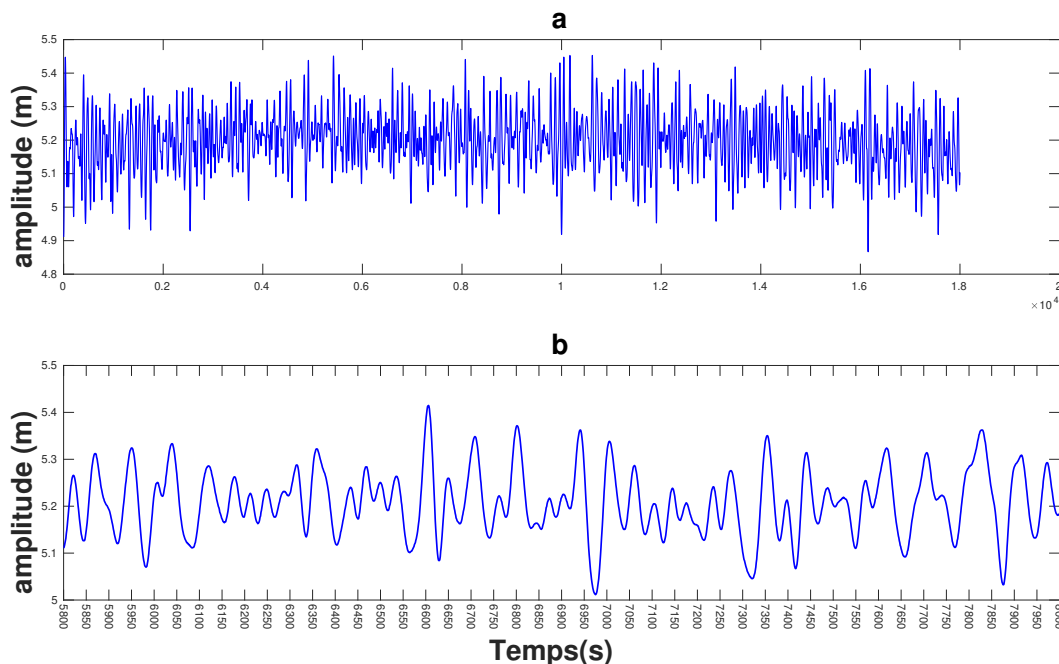


Fig. 2.8 — illustration d'extraction d'un signal : a) signal est extrait lors de la 7<sup>ème</sup> marée sur fenêtre de 30 mn. b) après extraction un zoom est fait pour voir la forme des ondes.

Pour déterminer la distribution  $E(f)$  on utilise la transformée de Fourier<sup>1</sup> qui est l'outil mathématique le plus connu pour analyser les signaux d'ondes. L'amplitude des ondes obtenues précédemment nous ont permis d'accéder aux quantités d'énergie associées aux fréquences respectives, la fonction  $E(f)$  est appelée spectre du signal enregistré (Caulet, 2018). Pour plus de commodité, nous continuerons à appeler "énergie" la variance d'élévation  $E$ . En application nous utilisons une transformée de Fourier ( $TF = 512$ ) sur une fenêtre de **Hanning**<sup>2</sup>,

permettant de réduire à zéro les valeurs au début et à la fin de l'enregistrement. Cette méthode consiste à réaliser une transformée de Fourier sur une succession de segments de longueurs définies et qui se chevauchent (Caulet (2018)). Dans ce travail, la durée de la fenêtre glissante est fixée à 30 minutes. La fréquence au-delà de laquelle le spectre n'est pas calculé est appelée fréquence de coupure  $f_c$ . Cette fréquence est fixée pour une valeur  $f_c = 0.1Hz$ . Dans le cadre de stage nous allons calculer les conditions de la vague en se basant sur 30 marées.

---

1. si  $f$  est une fonction intégrable sur sa transformée de Fourier est la formule :  $F(f) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(x) \exp^{-ix} dx$   
 2. pour observer un signal sur une durée finie, on le multiplie par une fonction fenêtre d'observation (également appelée fenêtre de pondération ou d'apodisation) :  $h(t) = \begin{cases} 0.54 - 0.46 \cos(2\pi \frac{t}{T}) & \text{si } t \in [0, T] \\ 0 & \text{sinon.} \end{cases}$



## 2.4.2 les paramètres intégraux

A partir du spectre d'énergie de l'état de mer, un certain nombre de grandeurs caractéristiques de l'état de mer peut être définie en fonction du moment du spectre  $m_p$  :

$$m_p = \int_0^\infty \int_0^{2\pi} f^p E(f, \theta) d\theta df \quad (2.5)$$

Le moment d'ordre zéro  $m_0$  est égal à la variance de l'élévation de la surface libre, appelée aussi énergie totale déterminée à partir du spectre de variance  $E$ .

Pour les applications pratiques, la hauteur significative  $H_s$  est généralement utilisée. Elle correspond à la sensation visuelle donnée par la mer. A partir de la distribution de la hauteur des vagues, nous pouvons définir  $H_{m0}$  (Ardhuim et al.,2016) :

$$H_{m0} = 4E^{1/2} = 4 \left[ \int_0^\infty \int_0^{2\pi} E(f, \theta) d\theta df \right]^{1/2} \quad (2.6)$$

selon l'OMM, on considère  $H_{m0} \approx H_s$  comme la définition de la hauteur de vague significative. L'indice "m0" indique qu'il est sur la base du moment d'ordre zéro du spectre (Ardhuim et al.,2016).

Dans ce travail on s'intéresse au spectre de fréquence défini par  $E(f)$  :

$$E(f) = \int_0^{2\pi} E(f, \theta) d\theta \quad (2.7)$$

Du spectre de fréquence, on accède aux informations sur des échelles de temps typiques du signal. Une valeur de l'énergie obtenue pour valeur  $f_p$  correspond à l'énergie maximale du spectre,  $E(f_p) = E_{max}$ .  $f_p$  correspond à la fréquence de pic (autrement dit la fréquence de crête, en d'autres termes, la fréquence en laquelle le spectre  $E(f)$  atteint son maximum) est associée à la période de pic  $T_p = 1/f_p$  ( autrement dit la période de crête).

La distribution de fréquence peut également être caractérisée à partir du spectre des moments (Ardhuim et al.,2016),

$$T(m0, p) = \left[ \frac{\int_0^{f_{max}} \int_0^{2\pi} f^p E(f, \theta) d\theta df}{\int_0^\infty \int_0^{2\pi} E(f, \theta) d\theta df} \right]^{-1/p} \quad (2.8)$$

Dans ce travail nous utilisons les conditions de vagues obtenues grâce aux capteurs de pression avec une densité de fréquence ( $df = 0.0195$ ) et une période de résolution ( $dt = 1800$ ) constantes.

## 2.5 Calcul de la bande spectrale

La largeur de bande spectrale  $\gamma$  en mer est utilisée pour étudier les non-linéarités des vagues au cours de leur propagation en zone intertidale. Pour calculer la bande spectrale nous avons utilisé les conditions de marée en offshore. Le spectre d'énergie calculé est ensuite normalisé pour mettre toutes les marées à un même niveau (fig 2.9). La bande spectrale  $\gamma$  est calculée à 50% de l'énergie maximale récupérée en chaque marée.

$$\gamma = f_2 - f_1 \quad (2.9)$$

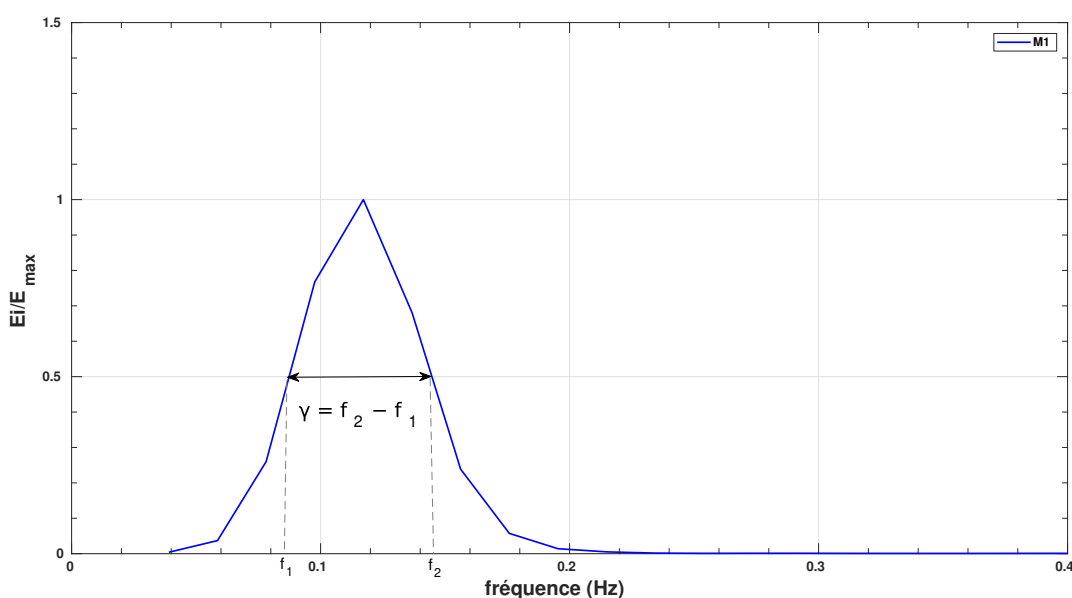


Fig. 2.9 – illustration du calcul de la bande spectrale pour la première marée enregistrée en offshore (à 2km de la plage)

## 2.6 Évaluation du déferlement des vagues

Le déferlement (ou rupture des vagues) correspond à la dernière étape de vie des vagues. Il peut être caractérisé par le nombre adimensionnel d'Iribarren (équation 1.6) qui prend en compte la pente de la plage. Il est possible de trouver la position (profondeur et distance) de déferlement des vagues. La forme des vagues décrite par les paramètres comme l'asymétrie, le skewness et la hauteur significative indique l'espace où les ondes pourraient déferler. Pour plus de précision il est nécessaire de suivre le spectre d'énergie  $E(f)$  des marées du

bas jusqu'au haut de la plage. Dans ce cas, il s'agit de trouver le capteur de pression correspondant au point de rupture des ondes courtes.

D'autres paramètres sont utilisés pour calculer des conditions de vagues. Ces paramètres sont calculés sur 30 marées au niveau de chaque capteur placé en cross-shore.

- hauteur d'eau ou profondeur moyenne ( $h$ ) : elle est obtenue en faisant la moyenne des hauteurs de marées enregistrées au niveau de chaque capteur de pression  $h = \text{mean}(h_i - m_j)$  avec  $i$  étant le numéro du capteur et  $j$  l'indice de la marée
- hauteurs relative ( $hr$ ) : elle est obtenue à partir de la hauteur d'eau ( $h$ ) et de la profondeur de déferlement ( $hb$ ) des vagues en haut de la plage

$$hr = \frac{h}{hb} \quad (2.10)$$

- longueur d'onde  $k$  : calculée par itération à partir de la dispersion de Newton.

## 2.7 Calcul de la pente

Les données DGPS obtenues ont permis d'évaluer la pente quotidienne de la plage. Pour calculer la pente de la plage nous avons utilisé la méthode  $\tan \beta (\Delta Y / \Delta X)$ . La pente est évaluée en trois parties (P1, P2 et P3) transversales de la plage (fig 2.10) durant une vingtaine de jours :

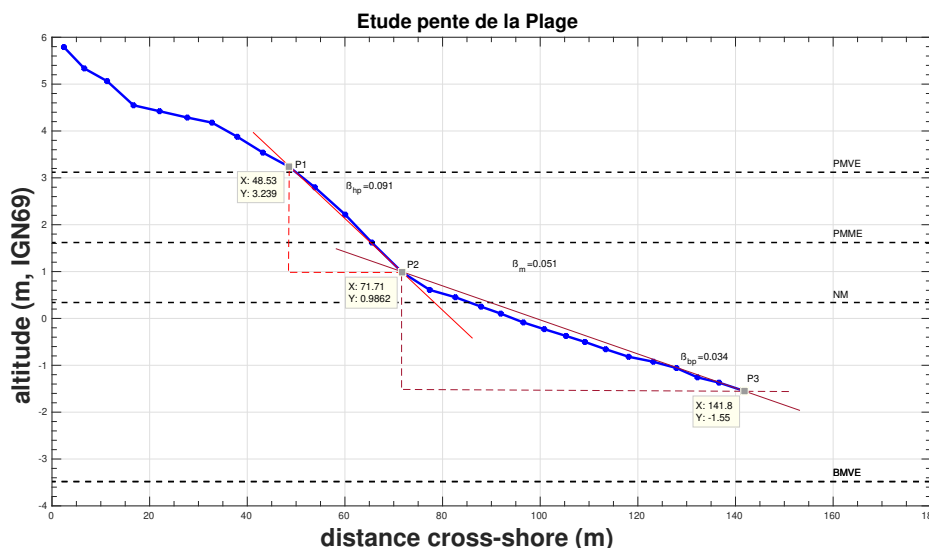


Fig. 2.10 – illustration du calcul de pente de la plage.

# Chapitre 3

## Résultats

### 3.1 Analyse spectrale des vagues

#### 3.1.1 hauteur significative

Une analyse spectrale de la hauteur des vagues a été obtenue par transformée de Fourier glissante, donnant 18000 points échantillonnés à  $10Hz$  pour chaque 30 minutes. Le but de cette analyse est de suivre l'évolution de  $H_s$  de la houle vers le large durant la campagne. Le signal en hauteur d'eau enregistré au niveau capteur 1 suggère différentes périodes. La période de vives-eaux qui débute du 12 octobre au 20 octobre, la période de mortes-eaux qui débute du 21 octobre au 24 octobre et la période de marnage moyen qui débute du 25 octobre jusqu'à la fin de DYNATREZ2. La figure 3.1 montre la variabilité de la hauteur significative et de la période moyenne sur la durée de la campagne DYNATREZ2 au niveau du capteur offshore, par  $20m$  de profondeur en moyenne, à  $2km$  de la plage. La première observation est la forte modulation tidale du signal. En effet, la hauteur significative est modulée par la hauteur d'eau : par marée basse, la dissipation sur le fond va être accentuée et le  $H_s$  va être diminué. Les 4 – 5 octobre,  $H_s$  est de l'ordre de  $1.2m$  avec une période de  $14s$ . Puis la hauteur et la période décroissent jusqu'au  $H_s = 0.4m$  et  $T = 7s$  le 7 (ou 8) octobre. Nous notons autour du 16 (vives-eaux) une période énergétique de mer de vent ( $T = 8s$ ), avec un maximum de  $H_s$  d'ordre  $1.85m$  puis autour du 20 une période moyennement énergétique d'houle longue, autour du 28 une mer de vent calme constante. La période moyenne atteint  $14s$  durant 21 octobre en trois épisodes avec pic de  $H_s$  de l'ordre  $1.2m$ . Cette même période marque une épreuve autour du 24 octobre avec un  $H_s$  d'ordre  $1m$ . La période moyenne dépasse  $14s$  durant deux épreuves avec un pic de  $14.5s$  et  $H_s = 1.3m$  atteint le 20 octobre (mer un peu plus agitée) et un pic de  $15s$  atteint le 30 octobre (mer de vent moins agitée). Cette période n'a duré que 03 marée (21, 22 et 23) en mortes-eaux. Entre 01 et 02 novembre, la hauteur significative fortement dissipée de  $0.4$  à  $0.1m$  avec

un période toujours inférieure à 10s. Ces houles sont dues aux épisodes du quatorzième et quinzième cyclone tropical de la saison 2016 dans l'Atlantique nord. En effet la tempête Matthew (28 septembre - 9 octobre) et Nicole (4 – 18 octobre) sortant de l'atlantique Nord ont affecté des zones côtières de la mer d'Iroise. Ces tempête seront utilisées comme références afin de caractériser le forçage d'onde observé pendant la campagne.

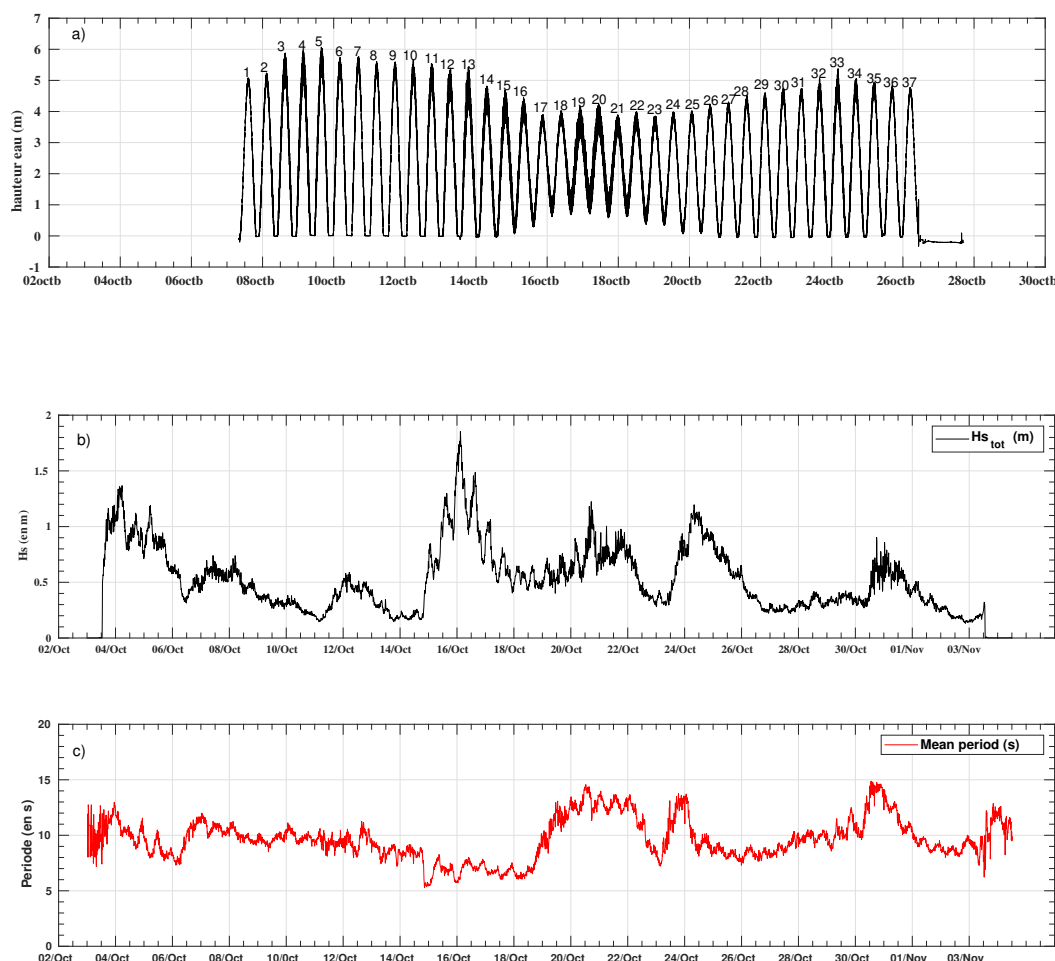


Fig. 3.1 – Analyse spectrale de la hauteur significative de la houle durant DYNATREZ2. Cette analyse est basée sur la période moyenne et la hauteur significative des vagues modulée par la hauteur d'eau. Analyse spectrale de la hauteur significative de la houle durant DYNATREZ2. Cette analyse est basée sur la période moyenne et la hauteur significative des vagues modulée par la hauteur d'eau. a) variation de la hauteur d'eau des marées enregistrées par le capteur 1. b) évolution de la hauteur significative de la houle. c) variation de la période moyenne de la houle enregistrée à 2km de la plage.

### 3.1.2 variation de l'énergie des vagues sur le profil cross-shore

On s'intéresse à la bande spectrale comprise entre 0,05 et 0,4 Hz. Les figures 3.2 et 3.3 montrent l'énergie en couleur pour une marée par bande de fréquence et par capteur. Ces

figures nous permettent d'observer la variabilité spatiale des spectres d'énergie. La figure 3.2 a permis de constater une zone un peu plus énergétique entre les capteurs 1 et 4. On observe une baisse importante de l'énergie la plupart du temps autour du capteur 11. Cette baisse d'énergie correspond au déferlement bathymétrique. Ces figures nous permettent de déterminer à partir de quel capteur les vagues déferlent.

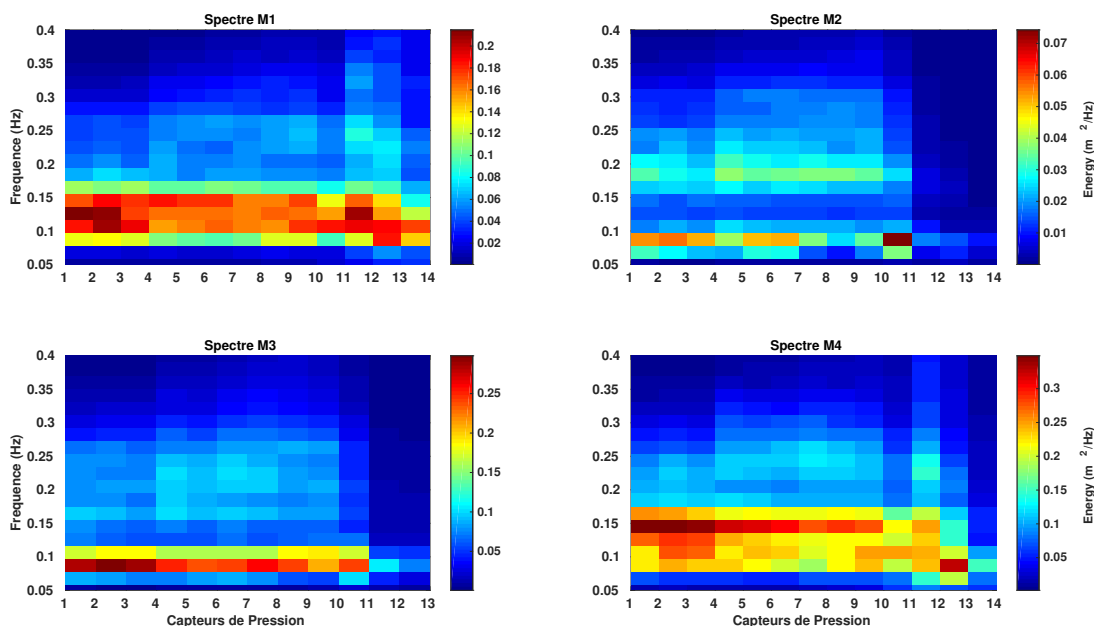


Fig. 3.2 – spectre Énergie-fréquence pour quatre marées. M1 correspond à la marée 1, M2 est la marée 2, M3 est la marée 3 et M4 la quatrième marée. En abscisses nous avons les capteurs de Pression. Ces quatre marées sont enregistrées lors du marnage vives-eaux.

Nous récupérons le point de déferlement des vagues à partir du capteur où l'énergie est fortement dissipée. Par exemple lors de la marée 21, nous notons une forte dissipation de l'énergie entre le capteur 6 et 8. Cette espace constitue la zone de surf suivit du swash qui est plus énergétique (Fig 3.3). En s'appuyant sur la variation d'énergie des vagues au cours de leur propagation en cross-shore nous pouvons remarquer deux zones fortement énergétiques durant la même marée. Cette énergie est ensuite dissipée selon les conditions des marées et l'effet bathymétrique. Ces zones se situent généralement entre le swash et la zone de surf, la première indique un déferlement primaire et la seconde correspond à la zone de surf finale sur le haut de la plage. En effet, lors de la quatorzième marée, nous observons une première zone très énergétique entre les capteurs 2 et 4 et une deuxième zone qui se trouve entre les capteurs 5 et 7 (figure 3.4, M14). Ce même phénomène peut-être observé au cours des marées 13, et 5 mais sur des positions différentes.

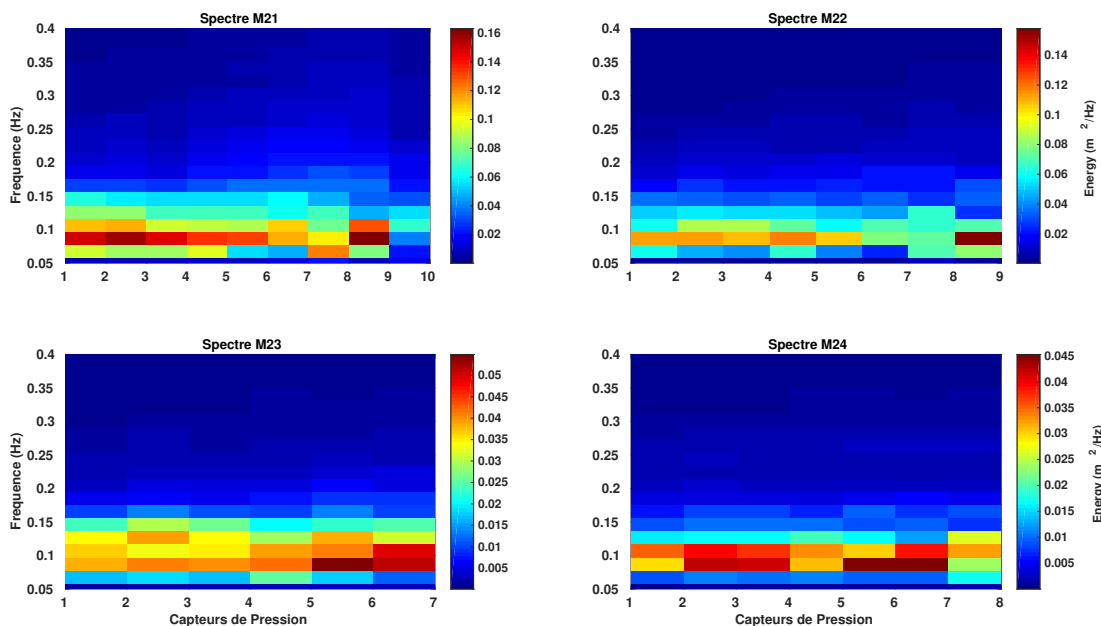


Fig. 3.3 — spectre Énergie-fréquence pour quatre marées. M21 correspond à la marée 21, M22 est la marée 22 , M23 est la marées 23 et M24 est la marée 24. En abscisses nous avons les capteurs de Pression. Ces quatre marée sont enregistrées lors du marnage moyen.

## 3.2 Analyse topographique de la plage

### 3.2.1 Profil de la plage

Les données topographiques acquises au DGPS en marée basse ont permis d'évaluer le profil quotidien de la plage durant la campagne DYNATREZ2. Il s'agit d'étudier les profils sur la période d'étude et de déterminer les variations morphologiques de la plage de Porsmilin. Le profil de la plage est concave et est compris entre environ  $7.84m$  d'altitude à la tête de profil (haut de la plage) et  $-3.08m$  d'altitude à  $215m$  en cross-shore (figure 3.5). La première observation est la répartition du profil de la plage en deux parties : une zone plus pentue en haut de la plage et zone de pente douce en bas de la plage. Nous constatons la présence d'une barre de sable qui migre vers le haut et plus visible entre  $25$  et  $45m$ . La figure 3.5 montre une rupture du profil de la plage à  $77m$ . Le milieu de la plage est plus érodé surtout entre  $77$  et  $93m$ . En outre, le bas de la plage ne subit pas beaucoup de déséquilibre, sauf qu'il est un peu érodé, tant que le haut de la plage est marqué par une accrétion de sable. Cette morphologie de la plage pourrait s'expliquer du fait que la zone intertidale subit en particulier le balayage de l'estran par la zone de swash et la zone de déferlement. Ce balayage causé par le forçage des ondes gravitaires incidentes induit un déplacement du point de rupture des vagues sur la plage (figure 3.6). Nous observons que

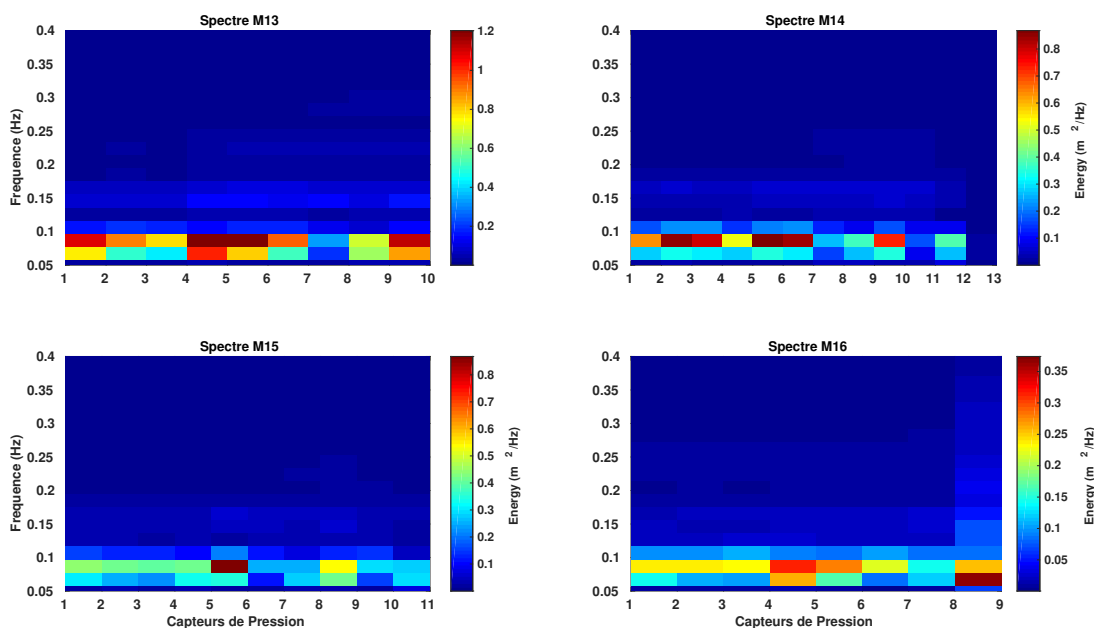


Fig. 3.4 — spectre Énergie-fréquence pour quatre marées. M13 correspond à la marée 13, M14 est la marée 14 , M15 est la marées 15 et M16 lest la marée 16. En abscisses nous avons les capteurs de Pression. Ces quatre marée sont enregistrées lors du marnage moyen.

le BKP peut avancer vers le haut de la plage comme il peut reculer vers le rivage sur un intervalle d'altitude compris entre  $0.58m$  (atteinte le 20 octobre) et  $1.359m$  (atteinte entre le 24 et le 25 octobre en marnage moyen). Ce déplacement du BKP (figure 3.6) est plus ressenti au milieu de la plage.

### 3.2.2 Étude de la pente

Pour évaluer la pente quotidienne de la plage, trois analyses sont réalisées. Ainsi, nous avons calculé la pente en haut de la plage, la pente moyenne et la pente en bas de la plage (Tab 3.1). Les résultats obtenues ont démontré le caractère LTT de la plage de Porsmilin durant la période du 16 octobre au 01 novembre 2016. En effet, on retrouve le haut de la plage plus pentue avec un maximum de  $0.1m$  atteint 25 octobre et une pente douce en bas de la plage avec un pic de  $0.046m$  atteint le 26 octobre. Nous pouvons donc retrouver une zone réfléchive en haut de la plage et une zone dissipative en bas de la plage (figure 3.5). Nous notons que la valeur maximale de la pente en haut de plage est atteint le même jour (25 octobre) que le point de rupture atteint son altitude maximale. Le déséquilibre morphologique de la plage vu précédemment pourrait impacter la pente de la plage à l'échelle journalière. L'hétérogénéité de la pente est donc due à une migration du point de rupture des vagues. La variation de la pente pourrait donc refléter le transport sédimentaire



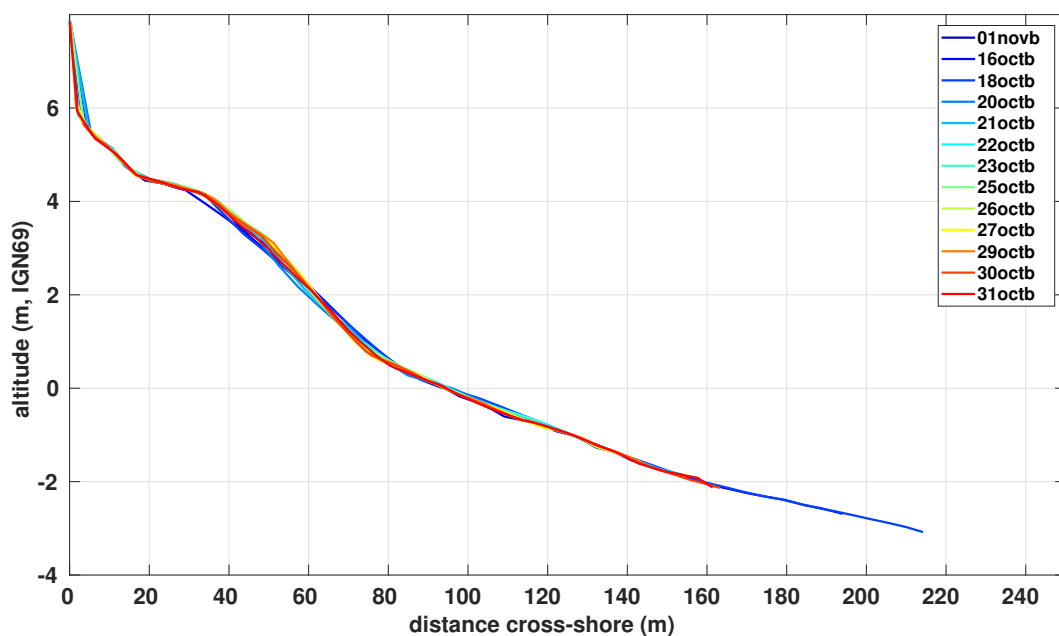


Fig. 3.5 – profils topographiques de la plage de Porsmilin durant DYNATREZ2

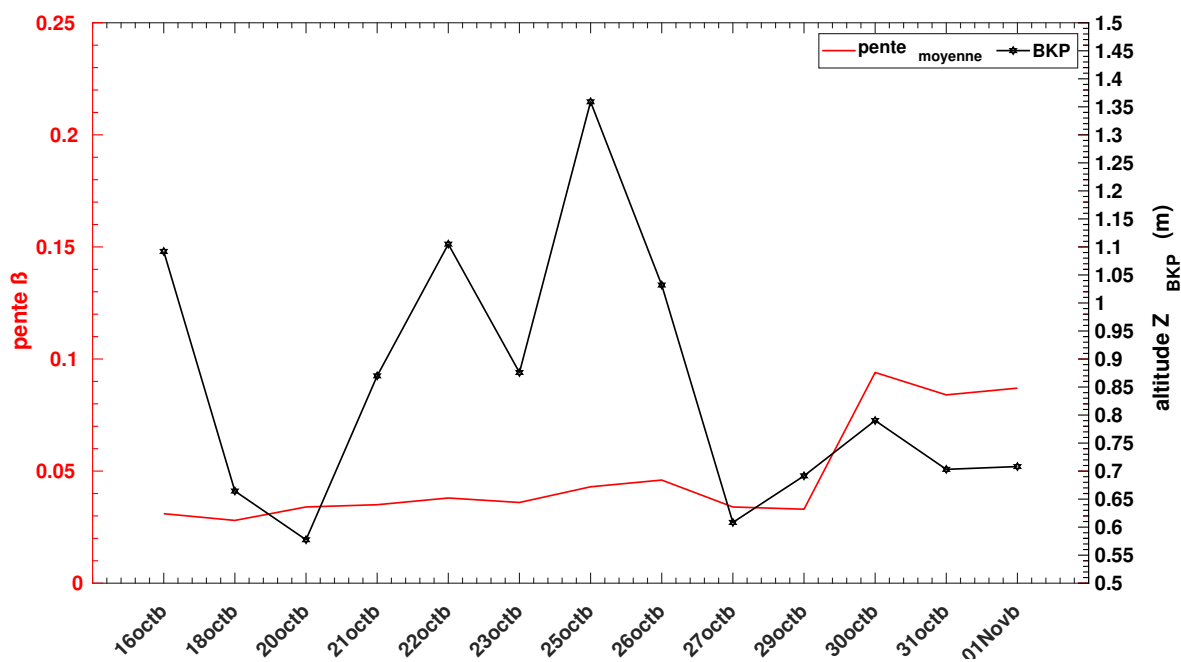


Fig. 3.6 – déplacement du pont de rupture (BKP) durant DYNATREZ2

sur le profil cross-shore de la plage. Les résultats obtenues sur les figure 3.5 et 3.6 illustrent

que la partie de la plage située entre la zone de surf et le swash est plus impactée par la dynamique sédimentaire.

Tab. 3.1 – Variation quotidienne de la pente de plage durant DYNATREZ II

Jours	pente en haut de plage	pente en bas de plage	pente moyenne
16 octobre	0.077	0.031	0.04
18 octobre	0.073	0.028	0.037
20 octobre	0.082	0.034	0.05
21 octobre	0.086	0.035	0.048
22 octobre	0.094	0.038	0.055
23 octobre	0.093	0.036	0.057
25 octobre	0.103	0.043	0.058
26 octobre	0.099	0.046	0.074
27 octobre	0.091	0.034	0.051
29 octobre	0.099	0.033	0.049
30 octobre	0.094	0.033	0.047
31 octobre	0.084	0.034	0.046
01 novembre	0.087	0.033	0.047

### 3.3 Déferlement des vagues

#### 3.3.1 Caractéristiques

Pour spécifier le déferlement des vagues sur la côte nous nous sommes basés sur le nombre d'Iribarren (équation 1.6) qui est un paramètre adimensionnel. Ce paramètre est calculé à partir des conditions offshore des marées ( hauteur significative et la longueur d'onde) et de la pente quotidienne de la plage tableau (Tab 3.2). Le calcul de  $I_b$  à partir deux pentes de la page permet de voir comment les vagues déferlent sur la plage.

- Pour  $I_b < 0.4$ , nous avons un déferlement glissant
- Pour  $0.4 < I_b < 2$ , nous avons un déferlement plongeant

#### 3.3.2 Positions du déferlement des vagues

Le suivi spectral des marées en chaque capteur de pression nous a permis de mettre en évidence la position de rupture. L'objectif est de trouver la position du capteur de pression placé sur le profil cross-shore de la plage. Ainsi, les distances et profondeurs de déferlement

Tab. 3.2 – évaluation du déferlement à partir du nombre d'Iribarren calculé en trois pentes de la plage (haut plage, bas plage et pente moyenne). Ib est calculé pour chaque jour donc pour des condition de marées et de pentes différentes.

Jours	Marées	Ib en haut de plage	Ib en bas de plage	Ib en pente moyenne
16 octobre	4	0.912	0.367	0.589
18 octobre	8	1.775	0.681	0.55
20 octobre	(11,12)	1.555	0.681	0.72
21 octobre	(13,14)	1.367	0.556	0.71
22 octobre	15	1.510	0.610	0.82
23 octobre	17	2.294	0.888	0.85
25 octobre	21	1.518	0.658	1.09
26 octobre	23	2.151	0.999	0.75
27 octobre	25	2.343	0.75	0.72
29 octobre	29	2.377	0.792	0.69

sont résumées dans le tableau ??,annexe. Les marées déferlent entre environ 63 et 141m en distance transversale et entre 1 et 4m en hauteur d'eau. La position de rupture des vagues dépends des conditions de marées. Les vagues de marées plus énergétiques déferlent plus en haut de la plage. A l'inverse, en conditions de faible agitation, se produit un déferlement plus proche du rivage. En effet, les marées ( de M1 à M7 ) de vives-eaux déferlent à une distance de l'ordre de 72m sur la partie réfléchive. Par contre, des vagues de marées en marnage moyen (M25, M26, M27, M28) déferlent aux alentours du capteur 4 à une distance d'environ 141m très proche de la partie dissipative, les marées de mortes-eaux déferlent un peu plus loin vers le haut de plage entre les capteurs 6 et 7 (exemple des marées M10, M11, M12, M13, M14, M16, M17 et M18). Toutefois, un déferlement primaire pourrait se produire sur partie dissipative de la plage. En effet, lors de la treizième marée nous notons une forte dissipation de l'énergie des vagues en deux étapes avec des pics de Hs différentes : La première se produit entre le capteurs 3 et 4 avec un pic de  $Hs = 0.94$  à 110m ensuite les vagues se reconstruisent avant de se briser avec un deuxième pic de  $Hs = 0.93$  m. Ce même phénomène est constaté lors des marées 5 ( à 72 m de cross-shore avec un premier pic de  $Hs = 0.82m$ , suivit d'un deuxième pic de  $Hs = 0.76m$  à 50m (figure 3.6 )) et 14 entre le capteur 4 et 5 ( à 72m de cross-shore avec un premier pic de  $Hs = 0.72m$ , suivit d'un deuxième pic de  $Hs = 0.7m$  à 101 ). Dans ce cas, nous notons une transition directe entre la zone des brisants et celle de swash. Le balancement des marées en zone intertidale fait migrer le point de rupture des vagues.

## 3.4 Analyse sur la non-linéarité des vagues

Dans cette section, nous décrivons la non-linéarité des vagues lors de leur propagation le long du profil cross-shore de la plage. La non-linéarité est estimée à partir de l'asymétrie  $As$  et de l'étirement  $Sk$  (skewness en anglais) des vagues. Ces paramètres ont été calculés en différentes conditions de vagues (30 marées) et sur 15 capteurs de pression. Leur variabilité est décrite selon les paramètres locaux de vague et la position des capteurs de pression. Les résultats obtenus permettront d'obtenir des informations sur l'évolution et la forme des vagues du bas plage jusqu'à la zone de déferlement.

### 3.4.1 Variation Transversale de l'asymétrie et du Skewness

La Figure 3.7 montre l'évolution de  $Sk$  et  $As$  de la surface libre et l'altitude du profil selon la position transversale sur la plage ainsi que l'évolution spatiale du  $Hs$ . Nous commencerons cette partie par une description très générale de l'ensemble en lien avec des études antérieures : les valeurs  $As$  et  $Sk$  sont faibles et quasi constantes tant que le  $Hs$  est constant puis shoaling (  $hs$  augmente un peu) alors les valeurs absolues de  $Sk$  et  $As$  augmentent car les vagues se raidissent puis déferlement, le  $Hs$  chute et  $As$  et  $Sk$  aussi ( Elgar and Guza (1985), Floc'h and Delacourt (2016)). L'analyse sur le spectre et la position du déferlement en zone intertidale nous a permis de constater que les vagues pourraient se briser sur trois espace : les vagues qui déferlent entre le capteur 9 et 11, constituent le groupe1 (G1), les vagues qui déferlent entre le capteur 6 et 7 forment le groupe 2 (G2), et les vagues qui se brisent entre le capteurs 4 et 5, constituent le groupe G3. En outre, cette répartition des marées est respectivement conforme aux différents états de la mer (vives-eaux, mortes-eaux et marnage moyen).

Dans cette étude, la description de la forme des vagues au cours de leur propagation est faite par un suivi de l'évolution de  $As$ ,  $Sk$  et du  $Hs$ . Les différentes groupes de marées sont comparés en terme de variation cross-shore de non-linéarités. La différence notable se trouve sur le haut de la plage, plus particulièrement entre la zone de surf celle de Swash. Les variations de  $As$  et  $Sk$  des marées du G1 sont presque similaires sur le bas de la plage avec une légère variation du  $Hs$ . Les valeurs maximales de non-linéarités des vagues ne sont pas atteintes à la même position et se trouvent juste après la zone de surf en haut de la plage. En effet, les valeurs maximales d'asymétrie ( $As_{max} = -0.26$ ) et du skewness ( $Sk_{max} = 1.138$ ) sont atteints à 41m avec un pic de  $Hs$  de l'ordre de 0.28m lors de la deuxième marée ( figure 3.7-a). Notons à 77 m un pic de  $As$  ( $As_{max} = 2.42$ ) lors de la marée 24 du G2 plus significatif que tous les skewness et asymétries des autres groupes de vagues. Le G3 produit des valeurs plus importantes de  $As$  et  $Sk$  lors de la marée 13 avec des valeurs maximales d'asymétrie ( $As_{max} = 0.6477$ ) à 46.11m et de Skewness ( $Sk_{max} = 1.764$ ) à 50.8m après le point de rupture. Les vagues de la marée 13 changent aussitôt de forme suite à une première rupture au niveau du capteur 4 sur la partie dissipative. Ceci

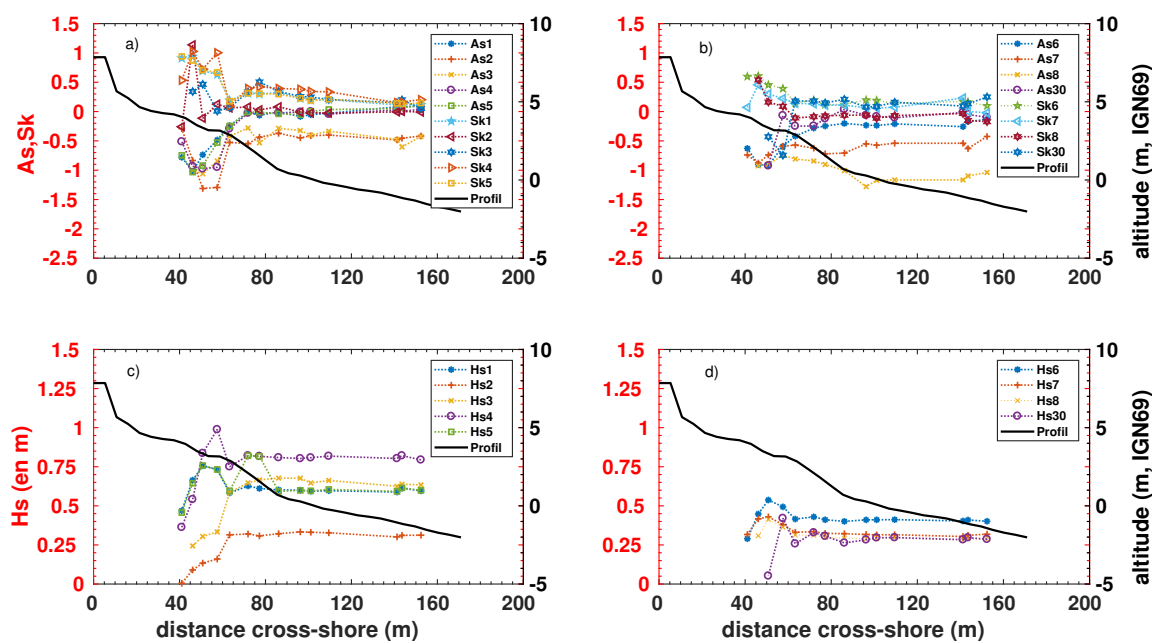


Fig. 3.7 – variation cross-shore des paramètres de non-linéarité (Asymétrie et Skewness) et de la hauteur significative des vagues en différentes marées du G1. a) variation transversale de As et Sk pour les marées M1, M2, M3, M4 et M5). b) variation transversale de As et Sk pour les marées M6, M7, M8 et M30. c) variation transversale de Hs pour les marées M1, M2, M3, M4 et M5. d) variation transversale de Hs pour les marées M6, M7, M8 et M30.

se manifeste par un pic d'asymétrie de 1.64. Les valeurs maximales de non-linéarités des vagues sont atteintes sur le haut de la plage en une courte distance où la plus part des vagues déferlaient, particulièrement entre la zone de surf et le swah. Toutefois, les vagues de la marée 24 ont des hauteurs significatives plus faibles que les autres vagues (figure, voire annexe). Les marées de G2 et G3 montrent plus de turbulence dans la zone de surf et celle de Swash. La figure 3.7 révèle que les maximum hauteurs significatives de vagues peuvent être localisée sur les mêmes positions que des pic de non-linéarités. La hauteur des vagues est ensuite atténuée dans le swash. La variation de hauteur significative diffère d'une marée à l'autre. La zone d'atténuation de la hauteur des vague coïncide avec la partie de la plage où on a fort taux de dissipation de l'énergie par l'effet de la bathymétrie.

### 3.4.2 influence des conditions des marées sur la non-linéarité

#### a. hauteur d'eau

La profondeur d'eau utilisée ici est la moyenne de la hauteur des marées obtenues par les capteurs de pression. Les statistiques pour les marées sont presque similaires vers le haut-fond, en terme de variation cross-shore de profondeur d'eau ( figure 3.8). La différence notable se trouve dans les eaux moins profondes, où l'asymétrie varie rapidement en s'accroissant alors que le skewness tend à diminuer. La hauteur d'eau

pourrait donc influencer la non-linéarité des vagues. Ces non-linéarités deviennent plus importantes lorsque la profondeur diminue. Ici la non-linéarité est plus ressentie en période de ME et marnage-moyen qu'en VE où nous avons une variation presque linéaire de  $Sk$  en zone de shoaling. Ceci se manifeste par des variations plus importantes du  $Sk$  par rapport à  $As$  tout au long de la zone intertidale. En effet, lors des marées 12 et 13 (entre le 20 et 21 octobre) le  $Sk$  atteint un pic de 1.2 et 1.3 sur une profondeur comprise entre 0.5 et 0.93 alors qu'en VE nous notons une faible variation du  $Sk$  pour une profondeur de 1 à 6m, en suite  $Sk$  augmente légèrement entre la zone de surf et le Swash. La non-linéarité des vagues s'intensifie pour des marées de hauteurs plus faibles (figure 3.8).

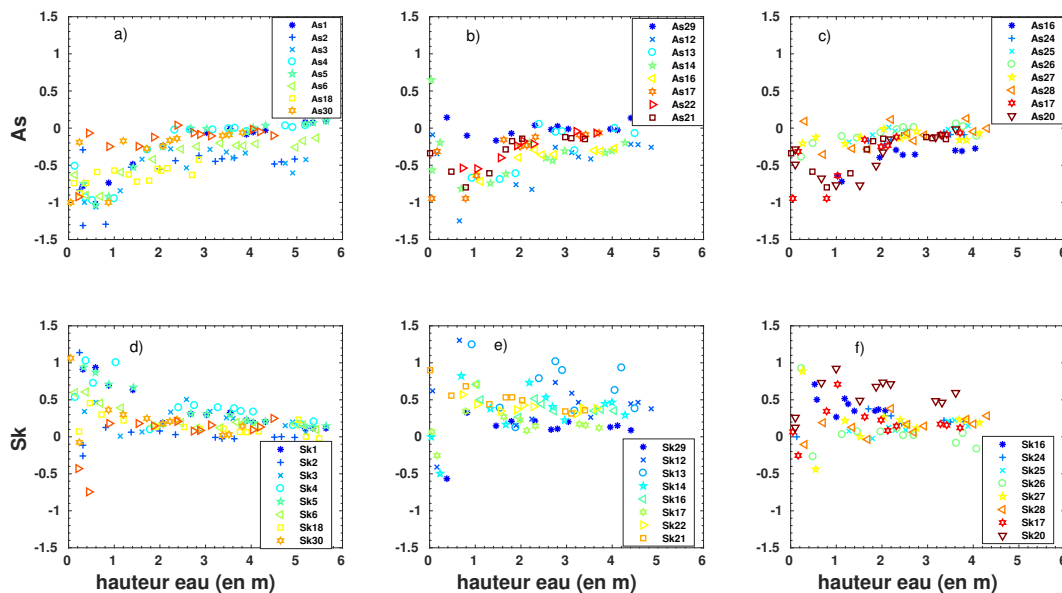


Fig. 3.8 — Variation de l'asymétrie et du Skewness en fonction de la hauteur d'eau. a) ; b) ; c) ; d) ; e) et f) ; sont respectivement les variations de  $As$  et  $Sk$  des groupes de marées G1, G2, G3 en fonction de la profondeur de l'eau le long du profil cross-shore.

#### b. hauteur relative

La hauteur relative est le rapport entre la profondeur locale, mesurée au repos, à chaque position du capteur de pression sur le cross-shore côtière ( $h$ ) et la profondeur du point d'arrêt ( $hb$ ). La hauteur relative des vagues varie de 0.01 à 5.2 m. Ceci implique une variation contrastée de l'énergie des vagues. Les valeurs plus petites de  $hr$  sont caractéristiques de conditions d'énergie faibles en zone de levée des vagues. À l'inverse, les fortes valeurs de  $hr$  (exemple de M4 et M30) sont spécifiques à des conditions énergétiques plus intenses sur le profil cross-shore de la plage. En outre la hauteur relative des vagues croît avec des profondeurs d'eau décroissantes malgré l'atténuation simultanée de leur hauteur à travers la zone de déferlement qui commence à partir de  $hr = 1$  et tend vers zéro (figure 3.10), la ligne en pointsillés indique le point de déferlement

des vagues). La figure 3.9 manifeste une importante variation d'asymétrie qui augmente tandis que l'étirement diminue dans la zone de surf. L'asymétrie et l'étirement sont plus significatives lorsque  $hr$  est atténuée.

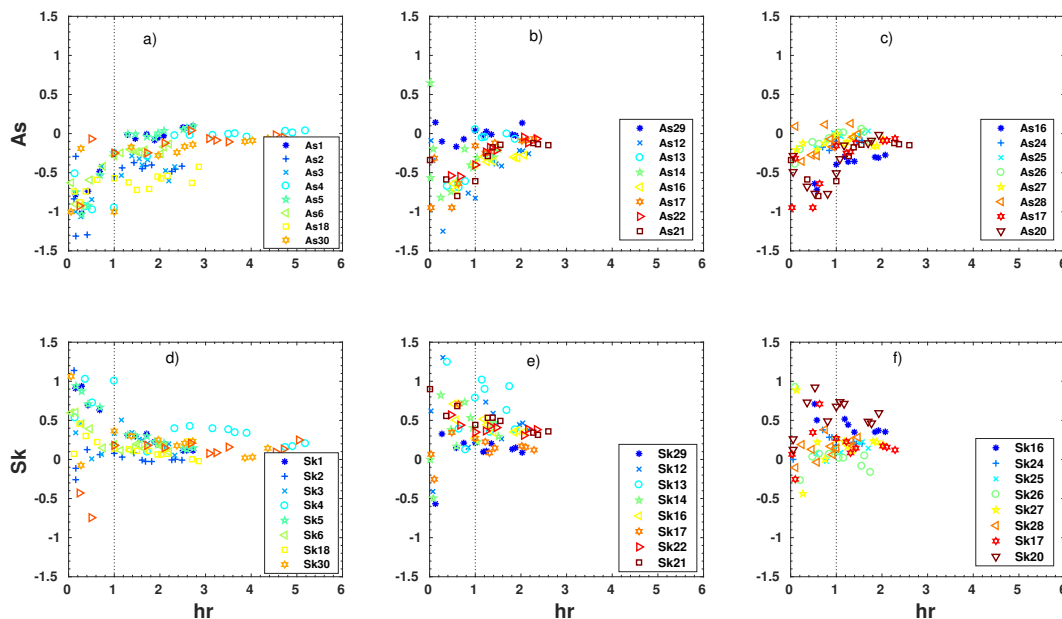


Fig. 3.9 – Variation de l'asymétrie et du Skewness en fonction de la hauteur de la hauteur relative. a) ; b) ; c) ; d) ; e) ; et f) sont respectivement les variations de As et Sk des groupes de marées G1, G2, G3 en fonction de la hauteur relative le long du profil cross-shore.

La figure 3.10 montre une augmentation de la hauteur significative des vagues dans la zone de surf (entre 1 et 0.5 m) et une diminution de  $H_s$  dans le Swash (entre 0 et 0.5). IL ressort que la hauteur totale des vagues diminue au point de rupture du fait du déferlement d'onde courte et pourrait influencer la non-linéarité des vagues. Cette influence est modulée par les conditions de marées. Le  $H_s$  des ondes courtes varie entre 0.05 et 1 m, avec un maximum de l'ordre 0.99 m atteint en période de vives-eaux lors de la quatrième marée. La treizième marée (appartient au G1) est très énergétique, présente deux pic de  $H_s$  de l'ordre de 0, 94 m juste avant et après le point de rupture des ondes. D'autre part les vagues du G3 ont des  $H_s$  inférieurs à ceux des vagues de G1 et G2. Cette diminution du  $H_s$  après la rupture est associée à une accélération d'asymétrie et une diminution du skewness.

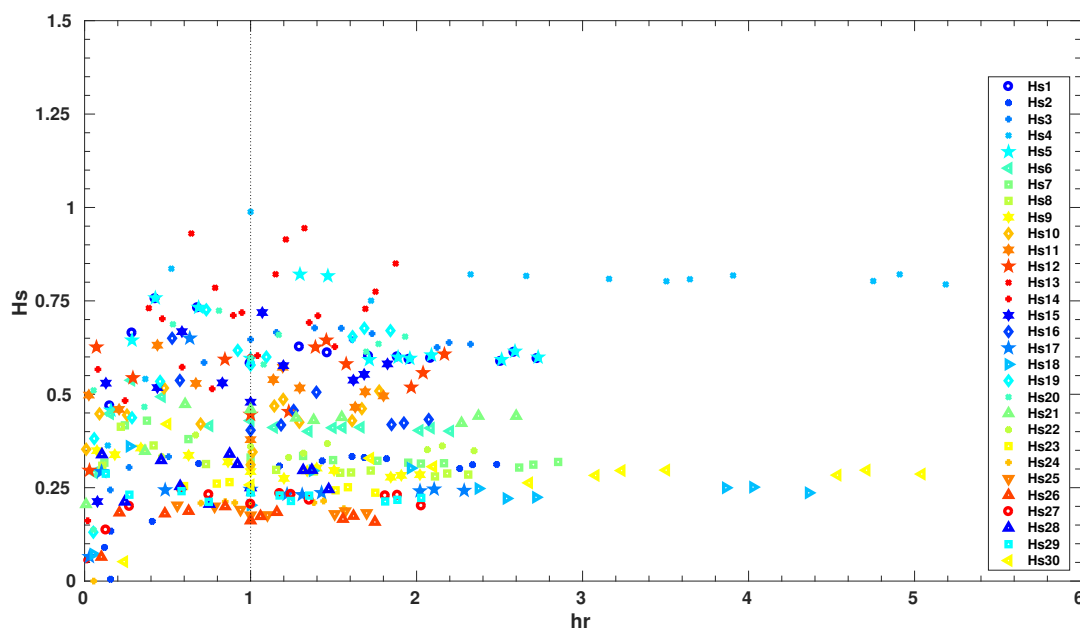


Fig. 3.10 — Variation de la hauteur significative en fonction de la hauteur de la hauteur relative. l'évolution du Hs des groupes de marées G1, G2, G3 est représenté sans distinction.



# Chapitre 4

## Discussions

Le principal objectif de cette étude est de déterminer le lien entre l'évolution des non-linéarités au fil de la propagation des vagues vers la plage, avec la pente locale de la plage de Porsmilin qui varie selon le marnage. Pour se faire, des données issues de 15 capteurs de pression ont permis d'évaluer la non-linéarité des vagues en calculant l'asymétrie et le skewness de la surface libre. Le profil de la plage est étudié grâce à des données topographiques issues d'une mesure de terrain au DGPS. Le suivi spectral et l'évolution spatiale de la hauteur significative sont utilisés afin de mettre en évidence le point de déferlement des vagues.

### 4.1 Déferlement des vagues

Les résultats de l'analyse sur la rupture des vagues fait à partir du suivi de l'évolution du spectre d'énergie, de l'évolution spatiale de la hauteur significative et du nombre d'Iribarren, a permis de récupérer les points de ruptures des vagues et de caractériser le déferlement selon les conditions des marées et les pentes quotidiennes de la plage. Certaines marées sont comparables en terme d'énergie. L'influence des paramètres d'énergie, de la hauteur significative et de la pente peut être utilisé pour mieux expliquer la façon dont les vagues déferlent sur les côtes. Les résultats montrent que les vagues en marnage de vives-eaux (les marée du G1) déferlaient toujours sur le haut de la plage même s'il pouvait avoir un déferlement primaire (M5, M13 et M14 ) alors que des vagues en marnage mortes-eaux et en marnage-moyen ( les marées du G2 et G3) déferlaient sur une zone plus proche de la partie dissipative. Inversement, les vagues du G1 de hauteurs d'eau plus élevées ont tendance à ressentir moins les effets de la friction du fond et peuvent se propager jusqu'au haut de la plage avant de déferler. Les marées 4 et 8 indiquent tous un déferlement sur le haut de la plage et ont le même coefficient, c'est-à-dire qu'ils appartiennent au même marnage ( vives-eaux). Toutefois, les vagues de ces deux marées ne déferlent pas de la

même manière. En effet, l'évaluation du nombre d'Iribaren a permis de constater Deux types de déferlement sur le haut de la plage :

- un déferlement plongeant qui se produit en haut de la plage de façon rapide (lors du marnage des vives-eaux )
- un déferlement glissant qui se produit vers le bas de la plage de façon lente (lors du marnage moyen et des mortes-eaux)

L'évaluation du nombre d'Iribarren à partir des trois pentes et de la hauteur significative a montré différents types de déferlements pour toutes les vagues et même pour ceux ayant le même coefficient de marée. Il ressort clairement que la pente et l'énergie modulent les types de déferlement des vagues sur la plage.

## 4.2 Dépendance aux conditions incidentes de vagues

La Fig 4.1 illustre la dépendance des non-linéarités des vagues aux paramètres récupérés en offshore (autrement dit conditions incidentes des vagues récupérée au large pour chaque marée). Pour cette partie les paramètres de non-linéarités utilisées sont les valeurs absolues des asymétries maximales, asymétries au point de ruptures des ondes gravitaires, les skewness maximales et les skewness au point de rupture des ondes gravitaires. Les mesure de ces conditions (pour 30 marées) sont faites sur une gamme de période comprise entre 8.6 et 15.6s et sur gamme de longueur d'onde comprise entre 103 et 213m. D'une façon globale, l'évolution de non-linéarités maximales est presque similaire à celui dans la zone de surf. Toutefois, le skewness peut augmenter légèrement à partir d'une période 13s et d'une longueur d'onde de 172m. Il convient de retenir que la période moyenne et la longueur d'onde au large n'ont pas eu beaucoup d'influence sur la non-linéarité des vagues. Ceci n'est pas en parfaite conformité avec [Rocha and Silva (2017)] qui disent que l'asymétrie des vagues et l'étirement commencent à se développer plus tôt dans la zone de haut-fond, augmentant avec la période et longueur d'onde jusqu'à ce que leurs maxima soient atteints.

La Fig 4.2 illustre la dépendance des non-linéarités des vagues à la hauteur significative ( $H_s$ ) et à la bande spectrale ( $\gamma$ ) qui ont été toutes mesurées au large. Même si la période et la longueur d'ondes n'ont pas d'influence sur les non-linéarités des vagues au cours de leur propagation en zone intertidale, le  $H_s$  et  $\gamma$  semblent impacter les processus de propagation des ondes gravitaire vers la côte. Le skewness ( $Sk_{max}$  et  $Sk_{breaking}$ ) et l'asymétrie au point de la rupture augmentent avec la hauteur significative. Par-contre, l'asymétrie maximale diminue rapidement pour des  $H_s$  comprises entre 0.19 et 0.3 avant d'augmenter avec la hauteur significative. Le skewness ( $Sk_{max}$  et  $Sk_{breaking}$ ) et l'asymétrie au point de déferlement diminuent lorsque la bande spectrale augmente, alors que l'asymétrie maximale varie dans le sens inverse. Ceci explique la variation du skewness entre le shoaling et la zone déferlement (les vagues sont plus étirées dans la zone de haut-fond, alors que le skewness

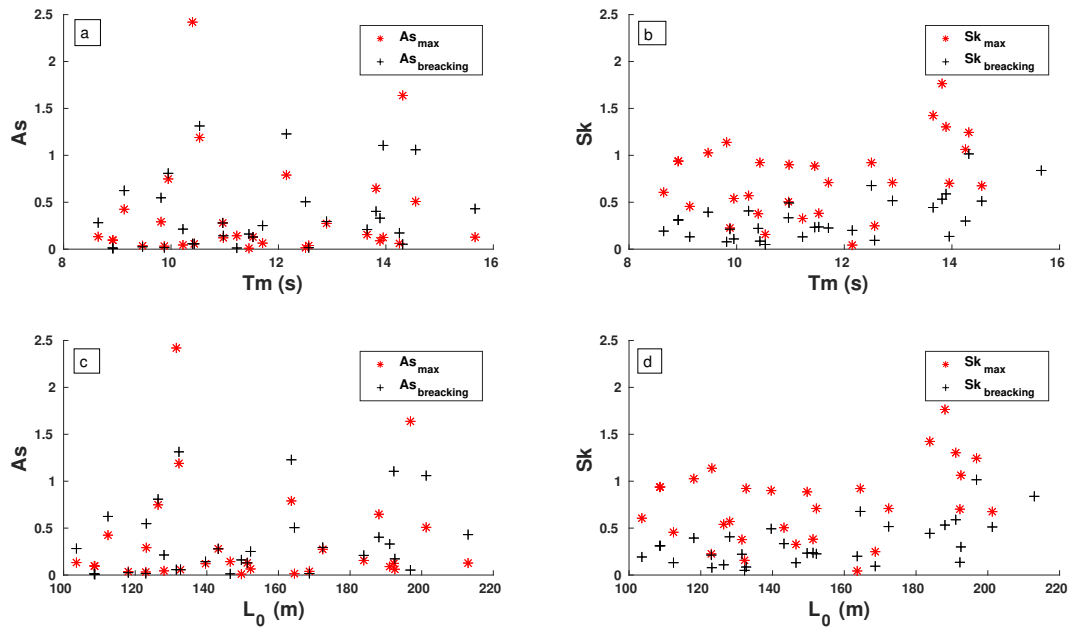


Fig. 4.1 – Variation de la non-linéarité des vagues en fonction des conditions incidentes des 30 marées enregistrées au large. a) Variation de l’asymétrie maximale et asymétrie au point de rupture des vagues en fonction de la période moyenne. b) Variation de Skewness maximale et Skewness au point de rupture des vagues en fonction de la période moyenne. c) Variation de l’asymétrie maximale et asymétrie au point de rupture des vagues en fonction de la longueur d’onde d) Variation de Skewness maximale et Skewness au point de rupture des vagues en fonction de la longueur d’onde.

temps tend à diminuer entre la zone de surf et Swash ou l’asymétrie augmente rapidement sur une courte distance). Des auteurs comme [ Floc’h and Delacourt (2016); Elgar and Guza (1985) ] ont soutenu que les vagues sont plus étirées pour une bande plus rétrécies et l’étirement est moins important quand la bande est plus large. Cette observation en réponse du rétrécissement de la houle au large corrobore la conclusion de ces auteurs.

Pour quantifier la non-linéarité des vagues, [ Ruessink and Van Rijn (2012) ] ont défini le paramètre de combinaison  $B$  (équation 1.5) calculé à partir l’étirement et de l’asymétrie. Il constitue une mesure du total (adimensionnel) de la non-linéarité. La Fig 4.3 résume la variation de  $B_{max}$  (le maximum de valeur de la non-linéarité atteinte par les vagues le long du profil de la plage) en fonction de la bande spectrale et la variation de  $As_{max}$  et  $Sk_{max}$  en fonction de  $B_{max}$ . Le skewness maximale augmente linéairement avec  $B_{max}$  (Fig 4.3.a). Au point de la rupture des vagues, le skewness augmente avec  $B_{max}$  alors que  $As$  diminue.  $B_{max}$  diminue lorsque la bande spectrale augmente. Le  $Sk_{max}$  suit presque la même variation que  $B_{max}$  contrairement à  $As_{max}$  (Fig 4.3). Ceci indique que la plus grande non-linéarité des vagues au cours de leur propagation vers les côtes peut-être observée à par de l’étirement. Cette affirmation fortifie une conclusion de [ Elgar (1985) et Floc’h and Delacourt (2016) ] selon laquelle : c’est principalement l’évolution de  $Sk$  qui détermine la non-linéarité total des vagues en eaux profonde et intermédiaire. Ces différentes observa-

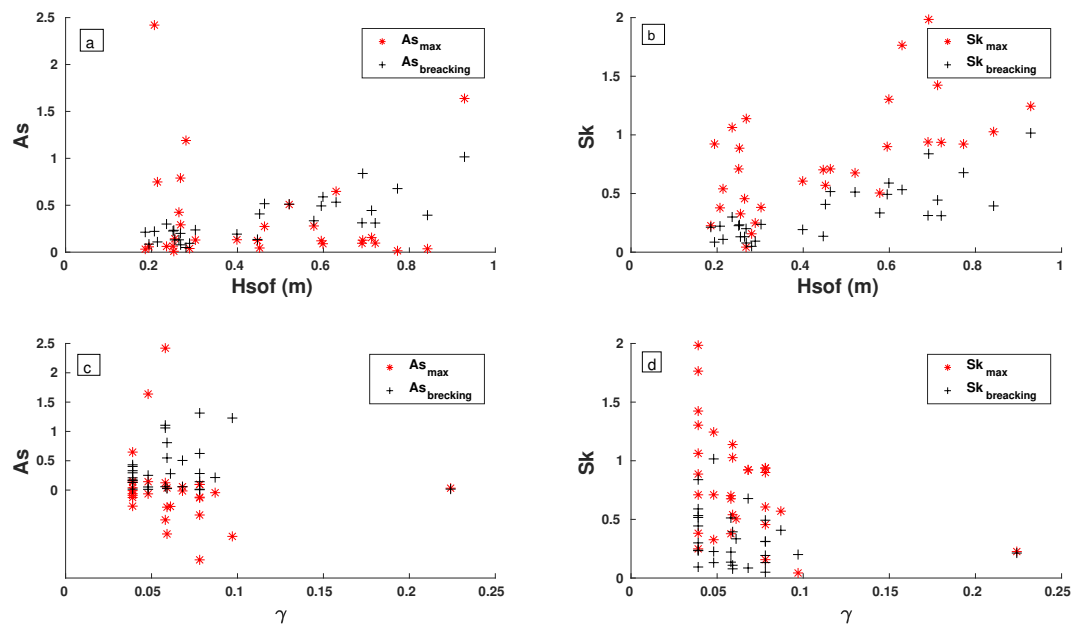


Fig. 4.2 – Variation de la non-linéarité des vagues en fonction des conditions incidentes des 30 marées enregistrées au large. a) Variation de l’asymétrie maximale et asymétrie au point de rupture des vagues en fonction de la hauteur significative. b) Variation de Skewness maximale et Skewness au point de rupture des vagues en fonction de la hauteur significative. c) Variation de l’asymétrie maximale et asymétrie au point de rupture des vagues en fonction de la bande spectrale. d) Variation de Skewness maximale et Skewness au point de rupture des vagues en fonction de la bande spectrale.

tions permettent simplement dire que les non-linéarités des ondes gravitaires sont moins importantes pour des bandes spectrales plus larges et plus importantes lorsque la bande est étroite.

### 4.3 Pente et non-linéarités des vagues

Des études précédentes ont soutenu l’importance de la pente sur la non-linéarité et la rupture des ondes au cours de leur propagation sur la plage. À ce point il est toujours clair que la pente impacte les processus de non-linéarité des vagues ( Filipot (2016) ; Rocha and Silva (2017) ; Elgar and Guza (1985) ). Toutefois cette dépendance liée à la pente reste un peu connue surtout au point de rupture des vagues. Les résultats sur l’étude de la non-linéarité et de la pente ont montré que les valeurs maximales de  $As$  et  $Sk$  sont obtenues autour du point de rupture des vagues plus précisément entre la zone de surf et le Swash sur le haut de la plage où le  $H_s$  a connu plus de variations, l’asymétrie augmente rapidement et le skewness tend à diminuer. Les parties de la plage où la pente est plus douce (entre 0.02 et 0.04) impactent moins la non-linéarité des ondes courtes, alors que sur la partie plus pentue

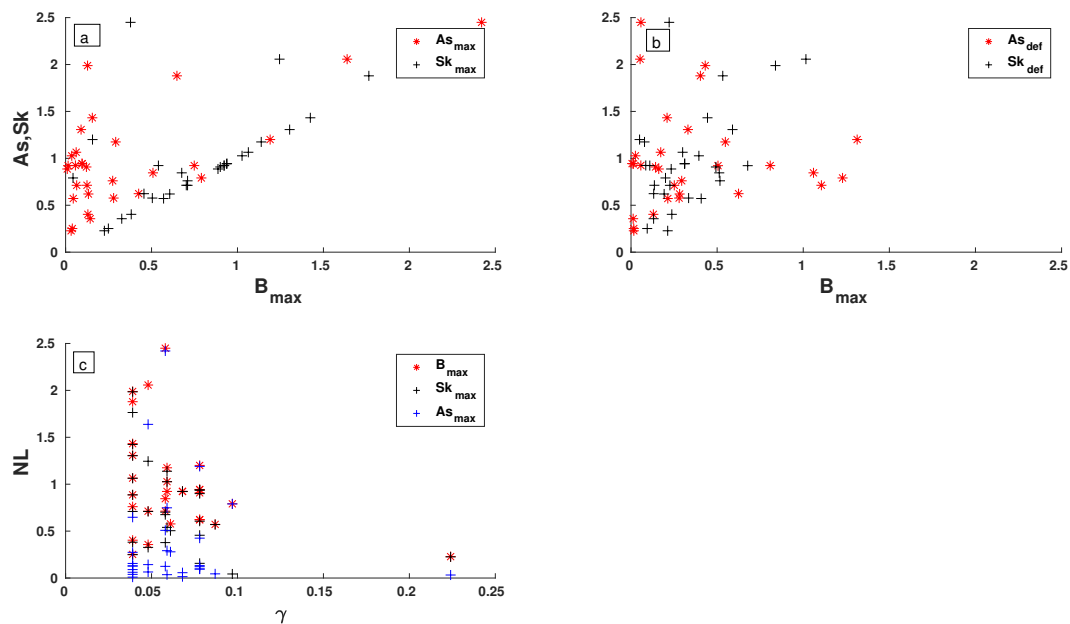


Fig. 4.3 – Variation de la non-linéarité des vagues en fonction des conditions incidentes des 30 marées enregistrées au large. a) Variation du Skewness maximale et de l’asymétrie maximale des vagues en fonction de  $B_{max}$ . b) Variation du Skewness et de l’asymétrie maximale au point de rupture des vagues en fonction de  $B_{max}$ . c) Dépendance entre les non-linéarités des vagues et la bande spectrale.

se produisent plus de non-linéarités que la zone plus pentue (Fig 4.4). Cette influence de la pente est plus ressentie au point de rupture des vagues. Les valeurs maximales de  $As$  et  $Sk$  ne sont pas toujours atteintes en positions de déferlement et que les ondes deviennent plus asymétriques et le skewness est atténuée à la rupture. L’asymétrie semble diminuer quand la pente de haut de plage augmente ce qui est cohérent avec des observations de la littérature [Aagaard and Power (2012)] qui dit que plus la pente de haut de plage est forte, plus la réflexion est importante, et cette réflexion des vagues aurait tendance à diminuer les non-linéarités et à retarder le déferlement).

## 4.4 Paramétrisation des non-linéarités

Plusieurs tentatives de paramétrisation des non-linéarités ont vu le jour cette dernière décennies et ont mis en évidence l’importance de la prise en compte de la pente de la plage dans la paramétrisation (Ruessink and Wellens (2013) , Rocha and Silva (2017)). [Rocha and Silva (2017)] ont défini le paramètre NP0 qui permet de paramétriser les non-linéarités des vagues à partir de pente de la plage à travers le nombre d’Iribarren, et de l’influence de la raideur des vagues au large de la côte. L’objectif de cette partie est d’évaluer le paramètre NP0 calculé à partir de la pente et des des données mesurées par le capteurs placé à  $2km$

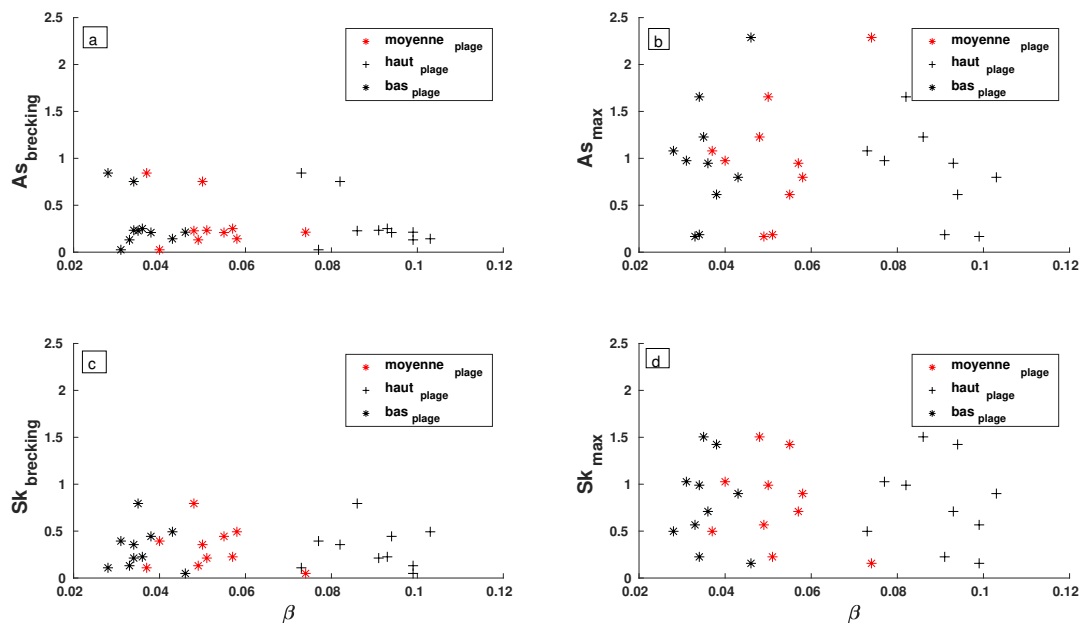


Fig. 4.4 – a) asymétrie au point de rupture des vagues en fonction de la pente calculée en bas de la plage, haut de la plage et la pente moyenne. b) asymétrie maximale des vagues en fonction de la pente calculée en bas de la plage, haut de la plage et la pente moyenne. c) skewness au point de rupture des vagues en fonction de la pente calculée en bas de la plage, haut de la plage et la pente moyenne. d) skewness maximale des vagues en fonction de la pente calculée en bas de la plage, haut de la plage et la pente moyenne.

de la plage (appelé ici le capteur offshore). La Fig 4.6 illustre l'évolution du  $Sk_{max}$  et du  $Sk_{breaking}$  de chaque marée en fonction du NP0.  $Sk_{max}$  est la valeur maximale du Skewness des vagues et  $Sk_{breaking}$  représente le skewness récupéré au point de déferlement finale des vagues sur le haut de la plage.  $As_{max}$  est la valeur maximale de l'asymétrie des vagues et  $As_{breaking}$  représente l'asymétrie récupéré au point de déferlement des vagues sur le haut de la plage. La Fig 4.6(a et b) suggère une augmentation rapide du Skewness au déferlement et du Skewness maximal avec le NP0 puis atteint un palier pour des valeurs très faibles de NP0 ( $10^{-5}$ ) comparé à Rocha qui n'est pas sur la même échelle ( $10^{-4}$ ). D'autre part, l'asymétrie maximale et l'asymétrie au déferlement diminuent rapidement si le NP0 augmente. Il est semble être claire que les valeurs du Skewness maximal et du Skewness au déferlement pourraient augmenter si le NP0 devient plus grand.

L'influence du NP0 sur  $Sk_{max}$  est presque constante (avec une corrélation de 0.001) sur tout le profil alors que pour le  $As_{max}$  on a une corrélation de 0.04 sur la partie dissipative et 0.004 en haut de la plage. Cette influence du NP0 sur les non-linéarités (sur l'asymétrie et sur une grande partie du skewness) des vagues pourrait être due à une répartition hétérogène de pente notamment à une première rupture du profil de la plage à une distance de 77m. Cette contribution du NP0 aux non-linéarité des vagues peut-être aussi évaluée sur point de rupture des vague où  $As$  et  $Sk$  sont récupérés. La dépendance du  $Sk_{breaking}$  est plus

forte sur haut de la plage avec une corrélation de 0.58, 0.57 sur le bas plage et 0.55 au milieu de la plage alors que le  $As_{breaking}$  diminue si NP0 augmente avec une corrélation négative ( $r = -0.48$  sur le haut et au milieu de la plage et  $r = -0.47$  sur le bas de la plage). En d'autres termes l'asymétrie au point de déferlement des vagues diminue si la plage devient plus pentue. Sans doute en lien avec une plus importante réflexion des vagues à la plage qui vont avoir pour effet de diminuer les non-linéarités au point de déferlement (Aagaard and Power (2012)). En outre, les valeurs maximales du Skewness sont plus intenses pour des valeurs de NP0 plus faible. Il convient de reconnaître que la pente de la plage a effectivement une plus grande contribution relative au total des non-linéarités vagues en zone intertidale. La plus grande différence sur l'influence du paramètre NP0 dans la quantification des non-linéarités maximales de surface ( $Sk_{\eta, max}$  et  $As_{max}$ ) s'est manifesté sur la partie dissipative de la plage. Donc il semble être claire que pour le paramétrage du NP0 en plage intermédiaire, on doit tenir compte de la pente en bas de la plage.

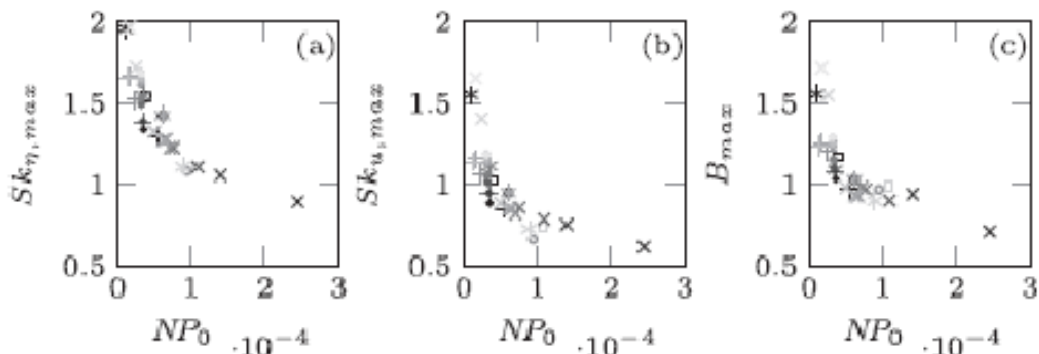


Fig. 4.5 – Dépendance des non-linéarités sur paramètre  $NP_0$  Rocha and Silva (2017).

En comparant aux résultats de [Rocha and Fortes (2013)], nous pouvons constater une différence d'échelle entre la paramétrisation de Rocha qui est de l'ordre de  $10^{-4}$  (Fig 4.5) alors que nous sommes à  $10^{-5}$  (Fig 4.6). Nos résultats sont sur une gamme de valeurs plus petites que celles de Rocha, et contredisent la paramétrisation trouvée dans [Rocha and Silva (2017)]. Il est important de noter que Rocha a fait sa paramétrisation à partir de données numériques, en in situ, il y a des complexités qu'on ne maîtrise pas (réflexion peut-être importante sur la plage, mais aussi la prise en compte dans le modèle et également le fait de considérer la pente de haut de plage), l'effet de déferlement lié à la géométrie 3D de la plage (déferlement selon une ligne courbe sur la plage plutôt que droite). Tout ceci pourrait expliquer des valeurs plus faibles.

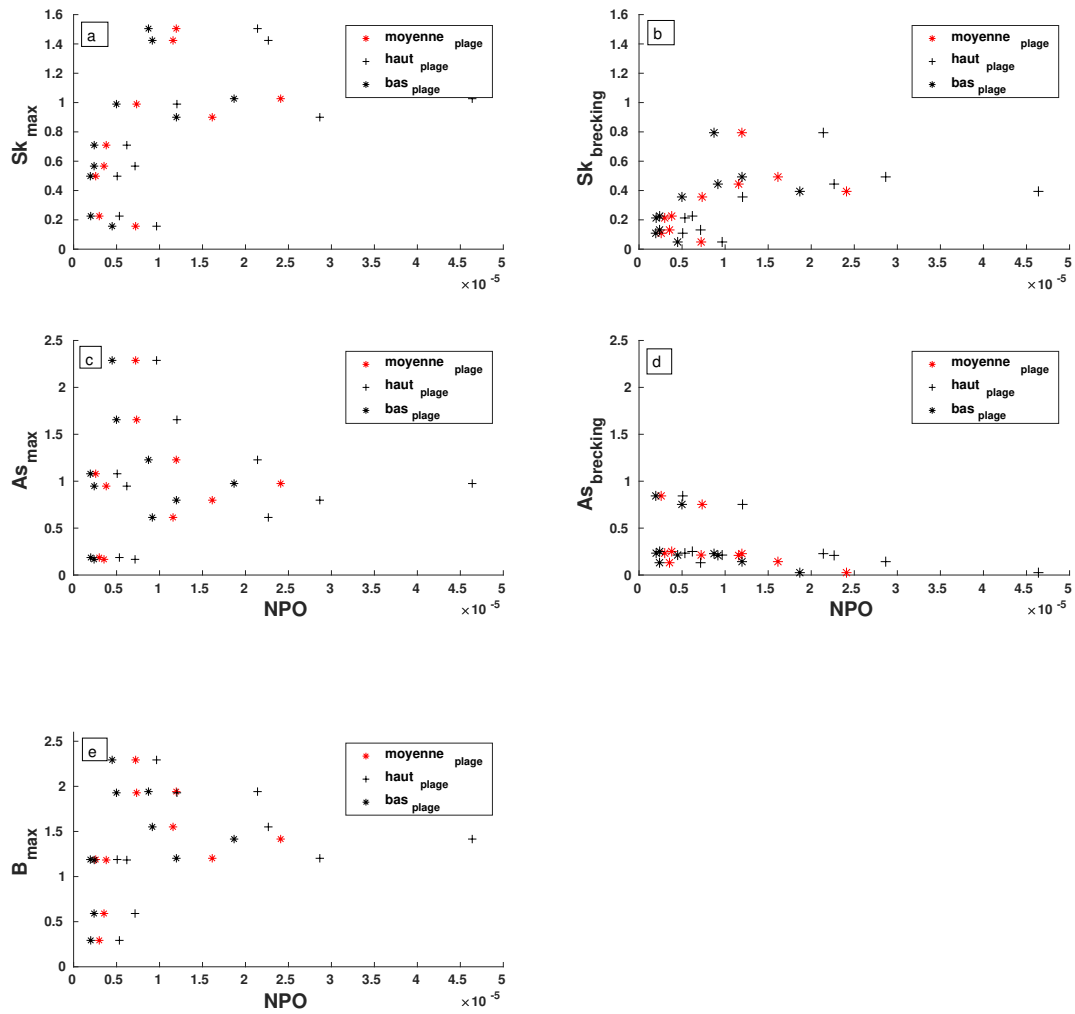


Fig. 4.6 – a) asymétrie maximale en fonction du NPO calculée en bas de la plage, haut de la plage et la pente moyenne. b) asymétrie au point de rupture des vagues en fonction du NPO calculée en bas de la plage, haut de la plage et la pente moyenne. c) skewness maximale des vagues en fonction du NPO calculée en bas de la plage, haut de la plage et la pente moyenne. d) skewness au point de rupture des vagues en fonction du NPO calculée en bas de la plage, haut de la plage et la pente moyenne. e)  $B_{max}$  en fonction du NPO calculée en bas de la plage, haut de la plage et la pente moyenne.



## Conclusion et perspectives

Le principal objectif était de déterminer le lien entre l'évolution des non-linéarités au fil de la propagation des vagues vers la plage, avec la pente locale de la plage qui varie fortement selon le marnage. Il a été possible de suivre l'évolution du spectre des vagues selon la morphologie de fond, observer la forme des vagues et déterminer la position (distance et profondeur) du déferlement. L'évolution des vagues en zone intertidale est décrite à travers des paramètres observables comme l'asymétrie et l'étirement. L'influence de la pente sur les non-linéarités des vagues se propageant sur la plage a été examinée durant une vingtaine de jours et qu'il semble y avoir une évolution en fonction de la pente de haut de plage. Le régime des marées (vives-eaux, marnage-moyen et mortes-eaux) module la position de déferlement conduisant à une migration des barres de sables vers le haut de plage (zone réfléchive) et une érosion en bas de la plage (zone dissipative), même si la plage n'a subit une forte variation morphologique durant DYNATREZ II comme la souligné (Caulet (2018)). La plus part des vagues déferlaient sur le haut de la plage (entre 63 et 141m en distance et entre 1 et 4m en profondeur d'eau). Toutefois, il peut se produire un déferlement bathymétrique en bas de plage pour certaines marées. Le maximum de non-linéarités des vagues peut être récupéré sur la partie réfléchive où l'asymétrie augmente sur une courte distance entre la zone de surf et le swash et le Skewness tend à diminuer. Les Conditions incidentes n'ont pas eu beaucoup d'influence sur la non-linéarité des vagues. Cependant la hauteur significative et la bande spectrale ont eu des impacts sur les non-linéarités au cours de la propagation de ondes gravitaires vers la côte. La paramétrisation de [Rocha and Silva (2017)] basée sur NP0 a été vérifiée in-situ. Cette étude in-situ du NP0 indique une échelle d'ordre  $10^{-5}$  contre  $10^{-4}$  proposée par Rocha.

En perspective, nous envisageons continuer l'étude de la paramétrisation des non-linéarités pour participer à l'amélioration de résolution numérique des modèles hydrosédimentaire afin de mieux comprendre les processus de transport sédimentaire liés aux non-linéarités des vagues et à la dérive continentale sur des plages sableuses au sénégal. Un modèle non-hydrostatique sera également mis en œuvre afin d'extrapoler les résultats à plus grande échelle.

# ANNEXE

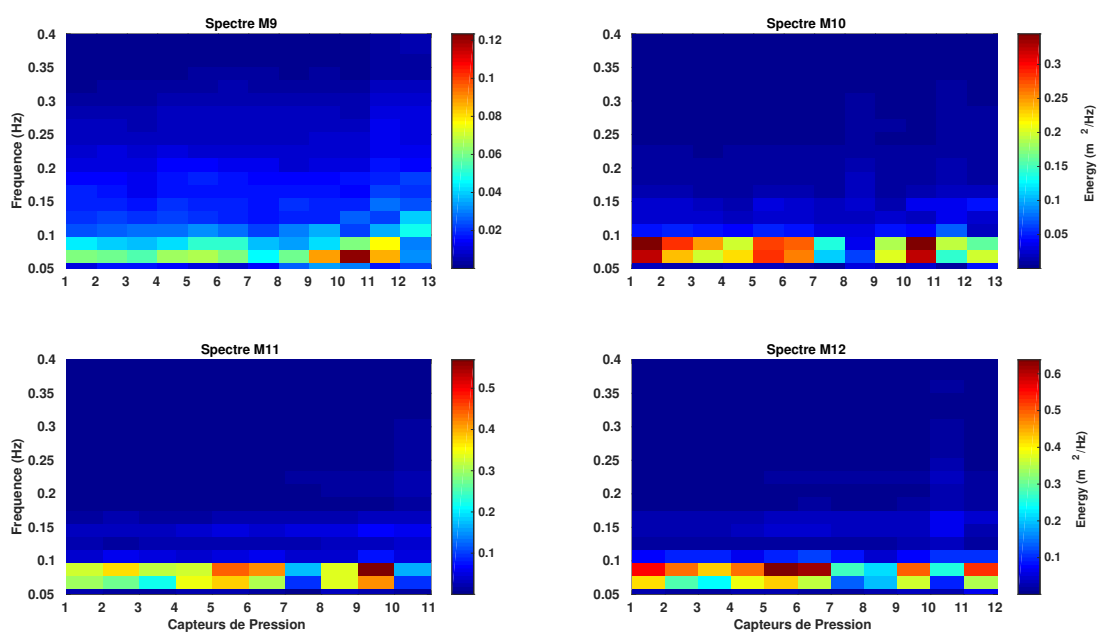


Fig. 7 – spectre Énergie-fréquence pour quatre marées. M9 correspond à la marée 9, M10 est la marée 10, M11 est la marée 11 et M12 est la marée 12. En abscisses nous avons les capteurs de Pression. Ces quatre marées sont enregistrées lors du marnage moyen.

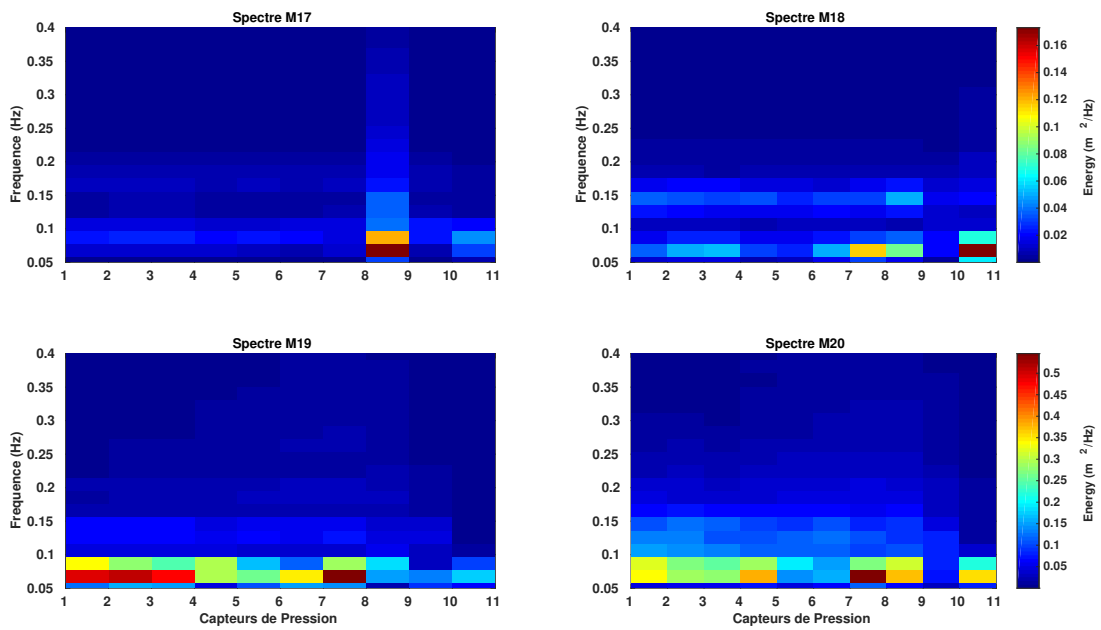


Fig. 8 – spectre Énergie-fréquence pour quatre marées. M17 correspond à la marée 17, M18 est la marée 18 , M19 est la marées 19 et M20 est la marée 20. En abscisses nous avons les capteurs de Pression. Ces quatre marée sont enregistrées lors du marnage moyen.

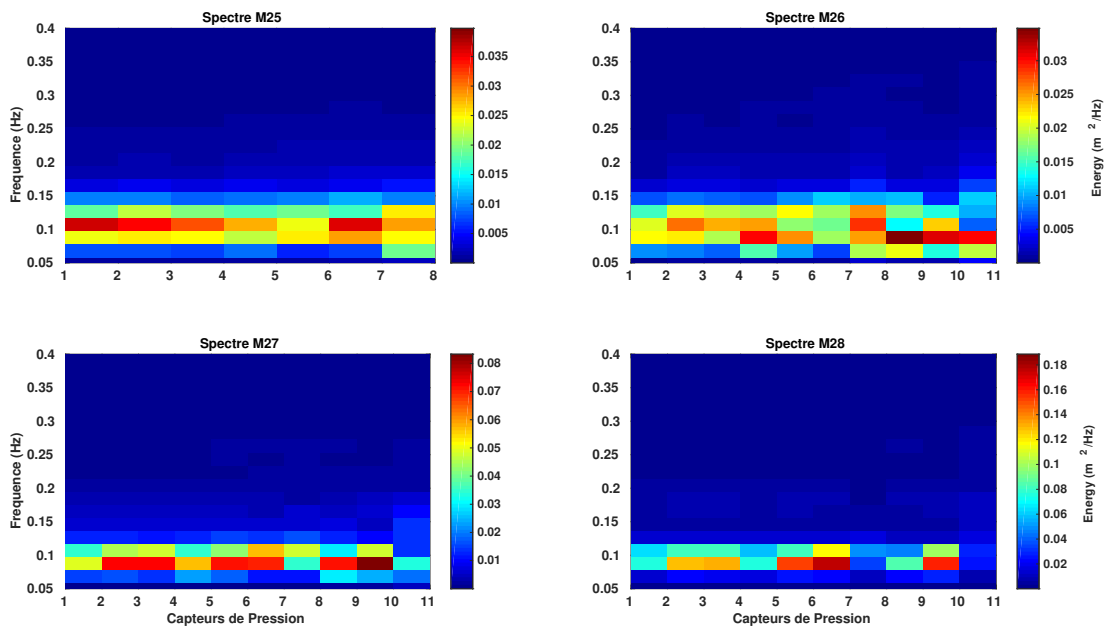


Fig. 9 – spectre Énergie-fréquence pour quatre marées. M25 correspond à la marée 25, M26 est la marée 26 , M27 est la marées 27 et M28 est la marée 28. En abscisses nous avons les capteurs de Pression. Ces quatre marée sont enregistrées lors du marnage moyen.

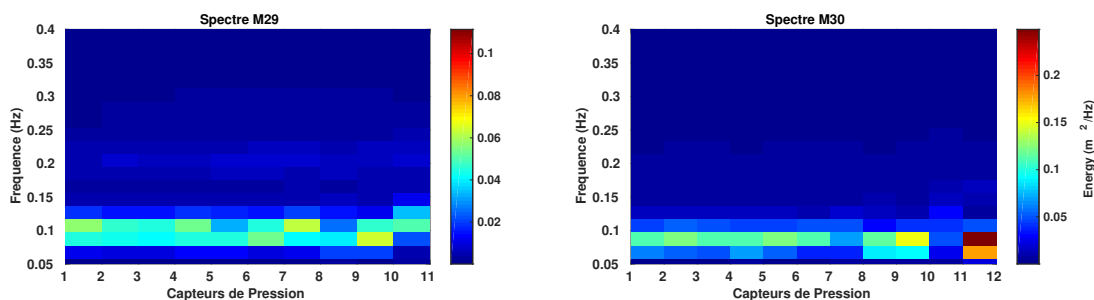


Fig. 10 – spectre Énergie-fréquence pour quatre marées. M29 correspond à la marée 29, M30 est la marée 30 . En abscisses nous avons les capteurs de Pression. Ces quatre marée sont enregistrées lors du marnage moyen.

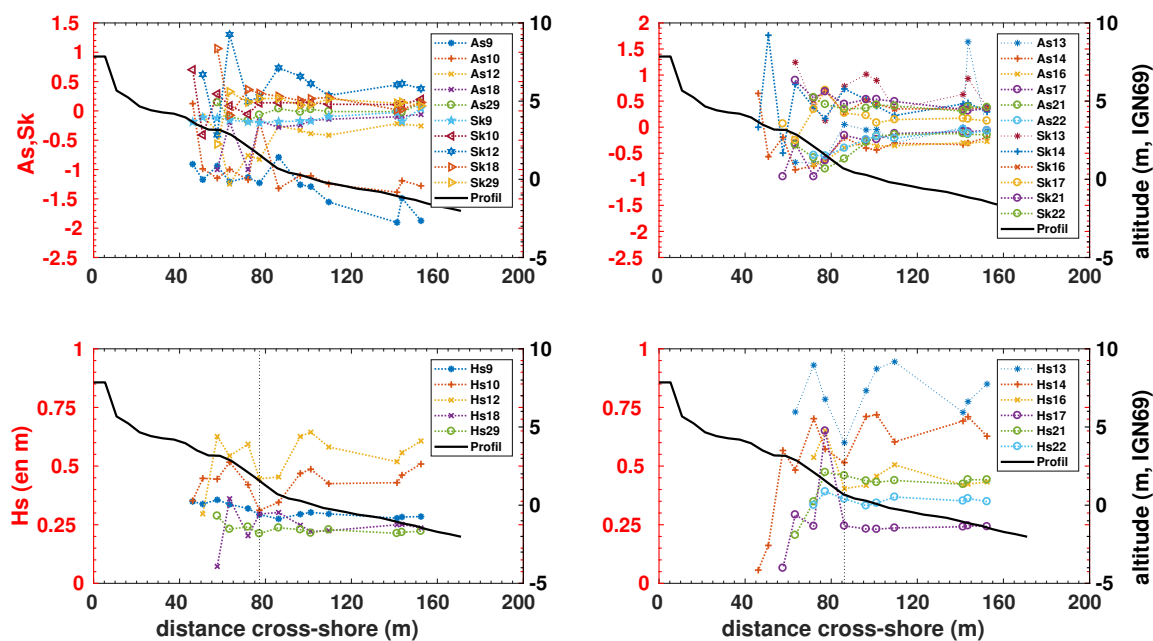


Fig. 11 – variation cross-shore des paramètres de non-linéarité (Asymétrie et Skewness) et de la hauteur significative des vagues en différentes marées du G2.

Tab. 1 – positions du déferlement des vague en chaque marée

Jours	Marées	Distance au point déferlement des vagues (en m)	Hauteur d'eau au point de déferlement des vagues (en m)
14 octobre à 12h	1	71.88	2.06
15 octobre à 00h	2	71.88	2.23
15 octobre à 12h	3	71.88	2.4
16 octobre à 00h	4	71.88	2.68
16 octobre à 12h	5	71.88	2.46
17 octobre à 00h	6	71.88	2.53
17 octobre à 12h	7	71.88	2.26
18 octobre à 00h	8	63.3	2.26
18 octobre à 12h	9	77.19	2.21
19 octobre à 00h	10	96.21	3.14
19 octobre à 12h	11	96.21	2.97
20 octobre à 00h	12	96.21	3.14
20 octobre à 12h	13	96.21	2.97
21 octobre à 00h	14	96.21	3.11
21 octobre à 00h	15	109.46	2.76
22 octobre à 00h	16	96.21	2.54
22 octobre à 12h	17	96.21	2.25
23 octobre à 00h	18	77.19	2.03
23 octobre à 12h	19	141.22	1.98
24 octobre à 00h	20	96.21	1.2
24 octobre à 12h	21	109.46	3.05
25 octobre à 00h	22	109.46	1.87
25 octobre à 12h	23	109.46	2.03
26 octobre à 00h	24	141.22	2.28
26 octobre à 12h	25	141.22	1.81
27 octobre à 00h	26	141.22	3.35
26 octobre à 12h	27	141.22	3.44
27 octobre à 00h	28	141.22	3.35
27 octobre à 12h	29	141.22	3.44
28 octobre à 00h	28	141.22	3.63
28 octobre à 12h	29	141.22	3.69
29 octobre à 00h	28	71.87	1.92

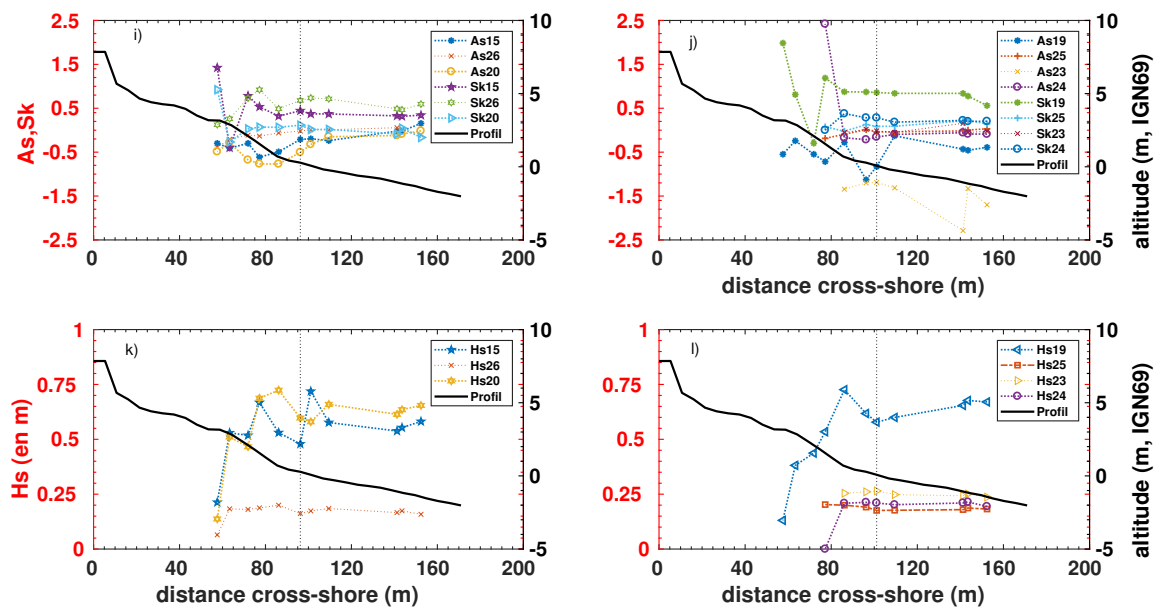


Fig. 12 – variation cross-shore des paramètres de non-linéarité (Asymétrie et Skewness) et de la hauteur significative des vagues en différentes marées du G3.

# Références

- Aagaard, T., Greenwood B. and M. Hughes, 2013** : Sediment transport on dissipative, intermediate and reflective beaches. *Earth-Science Reviews*, **124**, 32–50.
- Aagaard, T., Hughes M. Baldock T. Greenwood B. Kroon A. and H. Power, 2012** : Sediment transport processes and morphodynamics on a reflective beach under storm and non-storm conditions. *Marine Geology*, **326**, 154–165.
- Abreu, T., Silva P. A. Sancho F. and A. Temperville, 2010** : Analytical approximate wave form for asymmetric waves. *Coastal Engineering* 57(7), 656–667.
- Airy, G. B., 1841** : Tides and waves. encyclopaedia metropolitana (1817–1845). *Mixed Sciences, edited by HJ Rose*, **3**.
- Athanasiou, P., Van Dongeren A. Giardino A. Vousdoukas M. Gaytan-Aguilar S. and R. Ranasinghe, 2019** : Global distribution of nearshore slopes with implications for coastal retreat. *Earth system science data* 11(4).
- Barstow, S., Mørk G. Mollison D. and J. Cruz, 2008**. The wave energy resource. In *Ocean wave energy*, pp. 93–132. Springer.
- BEJI, S. et BATTJES, J. A., 1994** : Numerical simulation of nonlinear wave propagation over a bar. *Coastal Engineering* 23(1-2), 1–16.
- Bonneton, P., Lannes D. Martins K. and H. Michallet, 2018** : A nonlinear weakly dispersive method for recovering the elevation of irrotational surface waves from pressure measurements. *Coastal Engineering*, **138**, 1–8.
- Calet, C. (2018)**. Les plages sableuses en environnement macro-tidal : De l'influence de la pente sur les processus morphodynamiques (Doctoral dissertation, Brest), **2018** : *Les plages sableuses en environnement macro-tidal : De l'influence de la pente sur les processus morphodynamiques*. Thèse de doctorat, Brest.
- Dehouck, A., 2006** : *Morphodynamique des plages sableuses de la mer d'Iroise (Finistère)*. Thèse de doctorat.

- 
- Dehouck, A., Dupuis H. and N. Sénéchal, 2009** : Pocket beach hydrodynamics : The example of four macrotidal beaches, brittany, france. *Marine geology* 266(1-4), 1–17.
- Dibajnia, M., Moriya T. and A. Watanabe, 2001** : A representative wave model for estimation of nearshore local transport rate. *Coastal Engineering Journal* 43(1), 1–38.
- Doering, J. C. and A. J. Bowen, 1995** : Parametrization of orbital velocity asymmetries of shoaling and breaking waves using bispectral analysis. *Coastal Engineering* 26(1), 15 – 33.
- Elfrink, B., Hanes D. M. Ruessink B. G., 2006** : Parameterization and simulation of near bed orbital velocities under irregular waves in shallow water. *Coastal Engineering* 53(11), 915–927.
- Elgar, S., Guza R. T., 1985** : Shoaling gravity waves : Comparisons between field observations, linear theory, and a nonlinear model. *Journal of fluid mechanics*, 158, 47–70.
- Elgar, S., Guza R. T. Raubenheimer B. Herbers T. H. C. Gallagher E. L., 1997** : Spectral evolution of shoaling and breaking waves on a barred beach. *Journal of Geophysical Research : Oceans* 102(C7), 15797–15805.
- Elgar, S. and R. T. Guza, 1985** : Observations of bispectra of shoaling surface gravity waves. *Journal of Fluid Mechanics*, 161, 425–448.
- Filipot, J. F., 2016** : Investigation of the bottom-slope dependence of the nonlinear wave evolution toward breaking using swash. *Journal of Coastal Research* 32(6), 1504–1507.
- Floc’h, F., Le Dantec N. Lemos C. Cancouët R. Sous D. Petitjean L. Frédéric B. Ardhuin A. Suanez S. and C. Delacourt, 2016** : Morphological response of a macrotidal embayed beach, porsmilin, france. *Journal of Coastal Research* 75(sp1), 373–377.
- Iribarren, C. R. and C. Nogales, 1949** : Protection des ports, paper presented at xviith international navigation congress, permanent int. *Assoc. of Navig. Congr., Lisbon, Portugal*.
- Jaud, M., 2011** : *Techniques d’observation et de mesure haute résolution des transferts sédimentaires dans la frange littorale*. Thèse de doctorat.
- Kinsman, B., 1984** : *Wind waves : their generation and propagation on the ocean surface*. Courier Corporation.
- Komar, P. D., 1976** : Boundary layer flow under steady unidirectional currents. *Marine sediment transport and environmental management*, 91–106.



- 
- Longuet-Higgins, M. S., Cleaver R. P. Fox M. J. H., 1994** : Crest instabilities of gravity waves. part 2. matching and asymptotic analysis. *Journal of Fluid Mechanics*, **259**, 333–344.
- Masselink, Gerhard and Andrew D Short, 1993** : The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology : a conceptual beach model. *Journal of coastal research*, 785–800.
- McGranahan, G., Balk D. and B. Anderson, 2007** : The rising tide : assessing the risks of climate change and human settlements in low elevation coastal zones. *Environment and urbanization* 19(1), 17–37.
- Rey-Valette, H., Carbonnel P. Roussel S. and A. Richard, 2006** : L’apport de la gestion intégrée des zones côtières (gizc) à la gestion de l’érosion côtière : intérêt et exemple en méditerranée française. *VertigO-la revue électronique en sciences de l’environnement* 7(3).
- Rocha, M. V. L., Michallet H. and P. A. Silva, 2017** : Improving the parameterization of wave nonlinearities—the importance of wave steepness, spectral bandwidth and beach slope. *Coastal Engineering*, **121**, 77–89.
- Rocha, M., Silva P. Michallet H. Abreu T. Moura D. and J. Fortes, 2013** : Parameterizations of wave nonlinearity from local wave parameters : a comparison with field data. *Journal of Coastal Research* 65(sp1), 374–379.
- Ruessink, B. G., Michallet H. Bonneton P. Mouazé D. Lara J. Silva P. A. and P. Wellens, 2013** : Globex : wave dynamics on a gently sloping laboratory beach. *Proceedings Coastal Dynamics 2013*, 1351–1362.
- Ruessink, B. G., Ramaekers G. and L. C. Van Rijn, 2012** : On the parameterization of the free-stream non-linear wave orbital motion in nearshore morphodynamic models. *Coastal Engineering*, **65**, 56–63.
- Ruessink, B. V., Van Den Berg T. J. J. and L. C. Van Rijn, 2009** : Modeling sediment transport beneath skewed asymmetric waves above a plane bed. *Journal of Geophysical Research : Oceans* 114(C11).
- Short, Andrew D and Patrick A Hesp, 1982** : Wave, beach and dune interactions in southeastern australia. *Marine geology* 48(3-4), 259–284.
- Wright, L. D. and A. D. Short, 1984** : Morphodynamic variability of surf zones and beaches : a synthesis. *Marine geology* 56(1-4), 93–118.