



**HAL**  
open science

# Etude des plages sableuses : Relations entre les vagues, le niveau d'eau, la nappe et la morphologie.

Lise Petitjean

► **To cite this version:**

Lise Petitjean. Etude des plages sableuses : Relations entre les vagues, le niveau d'eau, la nappe et la morphologie.. Géophysique [physics.geo-ph]. Université de Toulon, 2016. Français. NNT : 2016TOUL0016 . tel-01560890

**HAL Id: tel-01560890**

**<https://theses.hal.science/tel-01560890>**

Submitted on 9 Oct 2017

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

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



ÉCOLE DOCTORALE 548 - MER & SCIENCES  
INSTITUT MÉDITERRANÉEN D'OCÉANOLOGIE

## Thèse

présentée par :

**Lise PETITJEAN**

soutenue le :

pour obtenir le grade de Docteur en Sciences de l'Univers  
Spécialité : Océanographie Physique - physique de l'environnement

# ÉTUDE DES PLAGES SABLEUSES : RELATIONS ENTRE LES VAGUES, LE NIVEAU D'EAU, LA NAPPE ET LA MORPHOLOGIE

## THÈSE dirigée par :

M. Vincent REY	Pr., Université de Toulon	Directeur de thèse
M. Damien SOUS	MCF, Université de Toulon	Co-encadrant de thèse
M. Frédéric BOUCHETTE	MCF, Université de Montpellier	Co-encadrant de thèse

## JURY :

M. Edward ANTHONY	Pr, CEREGE - Aix-Marseille Université	Rapporteur
Mme. Nadia SÉNÉCHAL	MCF-HDR, EPOC - Université de Bordeaux 1	Rapporteur
M. Stéphane ABADIE	Pr, SIAME - Université de Pau et des Pays de l'Adour	Examineur
M. Raphaël CERTAIN	MCF, CEFREM - Université de Perpignan Via Domitia	Examineur
M. Vincent REY	Pr, MIO-Université de Toulon	Directeur de thèse
M. Damien SOUS	MCF, MIO - Université de Toulon	Invité
M. François SABATIER	MCF, CEREGE - Aix-Marseille Université	Invité
M. Frédéric BOUCHETTE	MCF, GM - Université de Montpellier	Invité



# Remerciements

« Le travail de thèse est un travail de longue haleine, qui s'inscrit sur la durée... », voilà une entrée en matière typique des remerciements mais qui n'en reste pas moins vraie. Ces trois années de doctorat, bien qu'éprouvantes sur la fin m'ont apportées pleins de choses et je suis contente et fière de les avoir menées à bien.

Comme il se doit je remercie tout d'abord mon directeur Vincent Rey et mes encadrants Damien Sous et Frédéric Bouchette, pour m'avoir permis de vivre cette expérience, pour leurs conseils et aide précieuse et pour m'avoir guidée dans les différentes étapes. Et bien évidemment, merci aux rapporteurs et membres du jury d'avoir accepté de juger mon travail.

Un grand merci à toute la team Rousty (François, Sam, Seb, Laurie, Julien, Manon, Benjamin, Fred, Kevin et chef Damien) pour cette belle campagne de terrain dans la bonne humeur, que le soleil brille, qu'il pleuve ou qu'il vente. Même dans le froid de l'hiver camarguais, cette campagne restera un de mes plus beaux souvenirs de thèse.

Merci à toute l'équipe du MIO (équipe OPLC et autres compagnons croisés dans les bureaux) pour son accueil. Avec une attention particulière pour les co-bureau et copains de baignades (parce que Toulon l'été il fait chaud), Elo, Bruno, Cécile, Camille, Céline. Je remercie tout particulièrement ma super collègue et amie Gwen, qui non contente de m'avoir hébergée de nombreuses fois lors de mes déplacements à Toulon (merci également à Patrice, Nala et Snow de m'avoir laissée vous envahir), de m'avoir sortie des embûches administratives de la fac de Toulon et sauvée des mystères de la mise en page Latex, m'a également permis de m'intégrer dans l'univers Toulonnais.

Un grand merci également à Géoscience Montpellier pour m'avoir accueillie au bâtiment 22 et intégrée à la vie du labo. Merci tout particulièrement à tous les doctorants (et affiliés) avec qui j'ai partagé la majeure partie de mes déjeuners, les apéro plage, les soirées ciné-raclettes, j'en passe et des meilleures. À mes co-bureau (Ben, Max et Alizia), pour m'avoir supportée moi et mon penchant pour les chansons disney, à ma super coloc Audrey pour ses petites gamelles du midi (oui même les navets) et son soutien moral, et à tous les poulets (Sev, Cyp, Romain, Robin, Manoune, Laure, Anaïs, Anita, Cécilia, Olivier, Nathalie, La Guaine, Otta, Barbara, Anita, Sam, Sofia, Sven, ... et j'en oublie sûrement) pour les soirées jeux, bar et autres et les nombreux fous rires, merci.

Et toujours à Montpellier, merci à la « team bouchette et co. » Romain, Fabien, Julien, Cyril, Juliette et Olivier, pour tous ces déjeuners au RA (notamment le repas de Noël), aide informatique inestimable, les pauses cafés et les apéros.

Merci à la joyeuse bande de l'ENSCM (et compagnie) rencontrée grâce à ma super frangine Sara (Lorraine, Jérémy, Éloïse, Raphaël, Valentine, Louis, Sarah et Soizic), avec qui j'ai passé une tonne de bons moments, notamment dans leur école alors que la chimie est bien loin derrière moi (bah oui la L1 ça commence à faire), avec une spéciale dédicace à Soizic qui aime qu'on lui fasse des dédicaces spéciales et qui a été ma coloc et partenaire de films et émissions débiles (euh enrichissantes je voulais dire).

Un grand merci particulièrement à toute ma famille notamment pour la relecture patiente de toutes mes fautes d'orthographe, à mes parents pour avoir fait de moi ce que je suis maintenant, pour leur soutien sans faille et leur amour, à ma super frangine et coloc pour les aprem jeux, les bons petits gâteaux qui remontent le moral et pour m'avoir permis de venir à Montpellier, à mes grands parents pour leurs encouragements, les vacances à la campagne et les opérettes (« c'était vachement bien, on y retourne demain? »), à mes tontons, tatas, cousins, cousines et toute la smala parce que la famille c'est que du bonheur. Et merci à Toto pour son arrivée parmi nous et notre super road-trip tous les 4 en Nouvelle-Zélande.

Merci à mes potes de Paris et d'ailleurs, de la fac, de la prépa, du lycée, et même de la primaire (Laure, Maé, Raph, Morgan, Audrey, Nemo, Nico, Agathe, Louise, Caroline, Clem, ...), pour les week-ends entre potes, les années de cours, les révisions, les soirées, ... bref tout ce qui m'a amené jusqu'au bout de mes études et à la thèse, dans la joie et la bonne humeur.

Et enfin tout particulièrement merci à mon chéri Malcolm, qui arrive toujours à me remonter le moral, me calme quand je m'énerve, me soutient quand j'en ai besoin (et je ne parle pas que des moments où il me porte parce que j'ai mal aux pieds), me fait rire et m'aime malgré tous mes défauts. Je t'aime mon cœur.

En bref, merci à tous, tout ça c'est grâce à vous.

Merci. Merci . Merci.

# Résumé

Ce travail de thèse s'inscrit dans le contexte général de l'étude de la dynamique de la frange littorale. Pour l'essentiel, il concerne l'observation et l'analyse des processus physiques fondamentaux contrôlant l'hydrodynamique et la morphodynamique des plages sableuses. Bien que la plage soit intensément étudiée par la communauté scientifique depuis quelques décennies, il reste des incertitudes fortes dans notre connaissance de sa dynamique. Ces lacunes sont dues à la complexité intrinsèque du système étudié, à la diversité des échelles spatiotemporelles en jeu et à la difficulté de réaliser des observations et mesures dans cette zone si dynamique.

Le but de ce travail de thèse était l'étude des couplages entre les ondes de surface (vagues, ondes longues dont les ondes infragravitaires), les variations du niveau marin et les courants ainsi que les variations à haute-fréquence du niveau d'eau sur la plage et les déplacements de la nappe phréatique au sein de la plage sableuse. L'approche retenue est essentiellement expérimentale in-situ.

La campagne de mesure ROUSTY201412 fait partie d'une série d'initiatives collectives d'envergure à l'échelle de la façade Nord Méditerranéenne, impliquant une partie importante des chercheurs littoralistes engagés dans l'étude de la dynamique des plages sableuses dans le Sud de la France. Cette campagne a permis de récolter un jeu de données hydro-/morphodynamiques considérable, qui viendra alimenter l'étude des plages sableuses dans de nombreux domaines. Il permet en particulier de décrire l'ensemble d'une saison hivernale sur un même site soumis à une grande variété de climats de houles et de vents, ce qui en fait un jeu de données unique dans le contexte méditerranéen.

Dans cette thèse nous nous intéressons strictement à trois domaines d'étude : la dynamique de la surface libre avec l'analyse des relations existantes entre les différentes échelles (vagues, variations du niveau marin, ondes longues, wave-setup, ...), la structure et l'évolution du courant ainsi que le lien avec la dynamique de surface, et la circulation souterraine dans la nappe de plage et en particulier sous la zone de swash qui constitue la zone de transition entre les domaines immergé et émergé de la plage.

Nous avons mis en évidence la présence de deux seuils de saturation de la zone de surf sans lien évident avec les conditions météorologiques ou hydrodynamiques. Nous avons comparé le setup proche de la côte avec les relations de Stockdon et al. (2006) et trouvé une meilleure régression pour le paramètre  $H_o$  seul. Nous avons également observé des modulations de l'énergie infra-gravitaire en fréquence et dans l'espace et confronté ces modulations avec les modes d'oscillations quasi-stationnaires de Wilson (1972) dans un bassin triangulaire semi-ouvert, avec une possible influence de la barre (réflexion partielle). Nous avons constaté le rôle prépondérant de la houle sur l'intensité du courant longshore et remarqué la présence d'un seuil de déclenchement lié au déferlement. Nous avons également noté le rôle de la bathymétrie sur la variabilité spatiale des courants cross-shore. Nous avons identifié plusieurs grands schémas de circulation typique de notre zone d'étude. Le vent semble jouer un rôle dominant dans l'apparition du cisaillement vertical et notamment sur la circulation cross-shore dans la fosse en présence de forts vents de terre. Nous avons relevé la présence d'une cellule de circulation dirigée vers le large sous la zone de swash, avec de l'infiltration en haut de zone et de l'exfiltration en bas de zone, ainsi qu'un déplacement de cette cellule avec la variation du niveau de la nappe (en lien avec les variations de niveau marin et d'activité des vagues). L'exfiltration est accentuée à l'arrivée d'un swash et l'infiltration est accentuée au retrait du swash.

# Table des matières

<b>Introduction générale</b>	<b>5</b>
<b>1 État de l'art et généralités</b>	<b>13</b>
1.1 Dynamique de la surface libre . . . . .	13
1.1.1 Fluctuations basse fréquence et niveau marin . . . . .	13
1.1.2 Houle . . . . .	14
1.1.3 Wave-setup . . . . .	18
1.1.4 Ondes longues et ondes infra-gravitaires . . . . .	19
1.2 Structure verticale du courant . . . . .	20
1.2.1 Le courant de retour (ou "undertow") . . . . .	21
1.2.2 Structure verticale du courant en zone côtière . . . . .	24
1.3 Nappe de plage et circulation souterraine . . . . .	26
1.3.1 Les différentes zones de la nappe de plage . . . . .	26
1.3.2 Dynamique souterraine . . . . .	28
1.3.3 Influence de la nappe sur la morphologie . . . . .	28
<b>I Site d'étude et déploiement</b>	<b>31</b>
<b>2 Site d'étude</b>	<b>33</b>
2.1 Variations séculaires du rivage et budget sédimentaire . . . . .	35
2.2 Caractéristiques météorologiques . . . . .	35
2.3 Caractéristiques du niveau marin . . . . .	36
2.4 Caractéristiques des houles . . . . .	37
2.5 Caractéristiques morphologiques . . . . .	37
2.6 Caractéristiques sédimentologiques . . . . .	42
2.7 Données hydro-sédimentaires existantes . . . . .	42
2.8 Enjeux d'une nouvelle étude . . . . .	42

<b>3</b>	<b>Dispositif de mesure</b>	<b>45</b>
3.1	Déploiement de capteurs autonomes . . . . .	47
3.1.1	Caractéristiques des appareils utilisés . . . . .	47
3.1.2	Présentation du déploiement . . . . .	51
3.1.3	Référentiel et positionnement des appareils . . . . .	54
3.2	Mesures morphologiques . . . . .	57
3.3	Déploiement de capteurs haute-fréquence . . . . .	57
3.3.1	Caractéristiques des appareils utilisés . . . . .	57
3.3.2	Présentation du déploiement . . . . .	58
3.3.3	Positionnement des appareils . . . . .	59
3.3.4	Mesures morphologiques . . . . .	59
<b>II</b>	<b>Préparation et Traitement des données</b>	<b>63</b>
<b>4</b>	<b>Préparation des données</b>	<b>65</b>
4.1	Données des capteurs de pression autonomes . . . . .	65
4.1.1	Recalage de l'horloge . . . . .	65
4.1.2	Calibration des capteurs de pression . . . . .	66
4.1.3	Calcul de l'offset et correction de la dérive . . . . .	67
4.1.4	Récapitulatif des corrections . . . . .	70
4.2	Données de courant . . . . .	71
4.2.1	Identification des cellules hors eau des profileurs de courant . . . . .	71
4.2.2	Rotation des composantes U et V du courant . . . . .	72
4.3	Données des capteurs de pression câblés . . . . .	73
<b>5</b>	<b>Traitement des données</b>	<b>75</b>
5.1	Analyse spectrale . . . . .	75
5.1.1	Spectre d'énergie . . . . .	75
5.1.2	Estimation des fluctuations de surface libre à partir des mesures de pression . . . . .	77
5.1.3	Bornes du spectre d'énergie . . . . .	79
5.1.4	Calculs de $H_S$ et $T_p$ . . . . .	81
5.2	Transformation de la houle . . . . .	82
5.2.1	Reconstitution des paramètres de vague en eau profonde . . . . .	82
5.2.2	Propagation de la houle sur le profil bathymétrique (ou shoaling) . . . . .	83
5.2.3	Déferlement . . . . .	83
5.3	Quantification du cisaillement vertical . . . . .	84
5.4	Dynamique phréatique . . . . .	85

<b>III</b>	<b>Campagne expérimentale de Rousty</b>	<b>87</b>
<b>6</b>	<b>Conditions météo-marines</b>	<b>89</b>
6.1	Vents . . . . .	91
6.2	Pression atmosphérique . . . . .	92
6.3	Niveaux au large . . . . .	92
6.4	Vagues au large . . . . .	93
6.5	Régimes typiques météo-marins . . . . .	98
<b>7</b>	<b>Vue d'ensemble des mesures réalisées</b>	<b>101</b>
7.1	Vagues . . . . .	103
7.2	Courants . . . . .	103
7.3	Evolution morphologique . . . . .	107
<b>8</b>	<b>Dynamique de la surface libre</b>	<b>111</b>
8.1	Déferlement . . . . .	113
8.1.1	Critère de déferlement et saturation . . . . .	113
8.1.2	Discussion . . . . .	115
8.2	Setup/setdown . . . . .	116
8.2.1	Setup sur la barre externe (et/ou fosse) . . . . .	118
8.2.2	Setup sur la barre interne . . . . .	119
8.2.3	Setup proche de la côte . . . . .	121
8.2.4	Discussion : comparaison avec Stockdon et al. (2006) . . . . .	122
8.3	Ondes infra-gravitaires . . . . .	125
<b>9</b>	<b>Courants</b>	<b>133</b>
9.1	Structure horizontale . . . . .	135
9.1.1	Influence des conditions météo-marines sur les courants . . . . .	135
9.1.2	Relations intersites . . . . .	139
9.1.3	Discussion . . . . .	141
9.1.4	Régimes de circulation . . . . .	143
9.2	Structure verticale . . . . .	148
9.2.1	Évolution des profils . . . . .	148
9.2.2	Cisaillement . . . . .	151
9.2.3	Discussion : effets des forts vents de terre . . . . .	153
<b>10</b>	<b>Circulation souterraine sous la zone de swash</b>	<b>155</b>
10.1	Conditions météo-marines . . . . .	157
10.2	Évolution de la circulation moyenne au cours du temps . . . . .	158

10.3 Circulation à l'échelle du swash . . . . .	160
10.4 Discussion . . . . .	163
<b>Conclusion</b>	<b>165</b>
<b>Bibliographie</b>	<b>171</b>
<b>A Déploiement test préparatoire : Porsmilin février 2014</b>	<b>181</b>
<b>B Circulation souterraine sous la zone de swash (XIV<sup>ème</sup> Journées Nationales Génie Côtier - Génie Civil, 2016)</b>	<b>193</b>
<b>C Field evidence of swash groundwater circulation in the microtidal rousty beach, France (Advances in Water Resources, 2016)</b>	<b>203</b>
<b>D Morphological Response of a Macrotidal embayed Beach, Porsmilin, France (Journal of Coastal Research - Special issue, 2016)</b>	<b>217</b>

# Introduction générale

## Enjeux de la zone littorale

### Enjeux sociétaux

Les zones côtières sont des frontières entre les domaines marin et continental. Ce sont des zones importantes en terme de biodiversité, tant pour la diversité des écosystèmes côtiers que pour la convergence de processus océaniques et continentaux responsables des conditions géomorphologiques, géochimiques et climatiques. Les côtes sont très attractives, comme en témoigne la forte anthropisation de la zone littorale. On estime qu'actuellement plus de 60% de la population mondiale (soit 3.8 milliard d'individus) vit dans la grande zone côtière (à moins de 150km de la côte). Cette forte concentration de population est liée à une activité économique considérable, notamment dans les domaines de la pêche, de l'aquaculture, du commerce et de l'énergie, mais également à une activité touristique en plein essor.

Or de nos jours, une grande partie des littoraux, et des plages en particulier, reculent. À grande échelle, ceci s'explique en partie par la diminution des apports sédimentaires par les fleuves du fait des aménagements réalisés sur ces derniers (barrages, digues, etc.), les sédiments se retrouvent piégés par ces ouvrages en amont de l'embouchure et ne viennent plus alimenter les systèmes côtiers. À cela s'ajoute une lente montée des eaux. À plus petite échelle, on observe des pics de variabilité du trait de côte (érosion ou accrétion), majoritairement associés à la présence d'ouvrages côtiers, comme les épis, les digues ou encore les brise-lames. Thornton et al. (2000) ont dressé une liste non exhaustive des paramètres influençant l'évolution morphologique des côtes (figure 1). La position du trait de côte peut être vue schématiquement comme l'équilibre entre les apports (maritimes ou terrestres) et les pertes sédimentaires, qui peuvent tous deux être exacerbés par des phénomènes climatiques tels que les précipitations (lessivage et apport par les fleuves). Les sédiments de la zone littorale sont mobilisés par une variété de processus marins côtiers, tels que les vagues et les courants, mais également météorologiques, tels que le vent. Les activités humaines impactent la morphologie littorale de diverses manières, en modifiant

les apports sédimentaires (barrages sur les fleuves, dragages, etc.) ou en perturbant le transit littoral (ouvrages côtiers, engraissement artificiel, etc.). La zone littorale soumise à ces changements de morphologie dépend également du niveau marin relatif qui influence directement la position de la ligne de rivage.

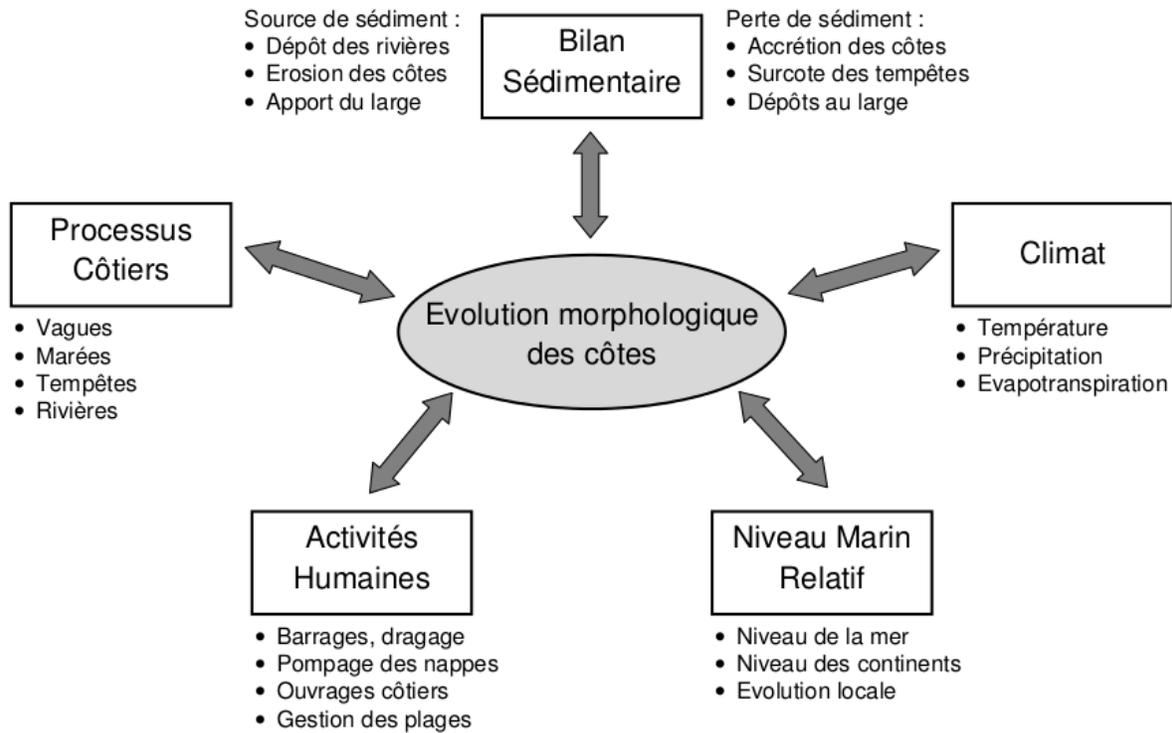


FIGURE 1 – Synthèse non exhaustive des paramètres influençant l'évolution morphologique des côtes, (Thornton et al., 2000; Grasso, 2009).

Le développement des activités côtières et des enjeux sociéto-économiques associés ont contribué à l'intérêt porté à ces zones depuis la seconde moitié du XX<sup>ème</sup> siècle. Cet intérêt croissant a conduit à la réalisation de nombreuses études sur différents aspects physiques des mers et de la zone côtière en particulier. La compréhension des vagues et des courants en milieu naturel est utile notamment pour une meilleure sécurité des plages et pour de meilleures conditions de navigation.

## Enjeux scientifiques

Un des objectifs à long terme de la recherche en zone littorale est de comprendre et de modéliser la transformation des vagues se propageant du plateau continental à la plage, la circulation induite par les vagues en zone de surf et l'évolution morphologique de la zone de surf et de la plage qui en découle. L'évolution morphologique de domaine littoral

est soumise à de nombreux processus et se caractérise par une large gamme d'échelles spatio-temporelles (figure 2A), allant de la turbulence de petite échelle à la variabilité de grande longueur d'onde à l'échelle du siècle.

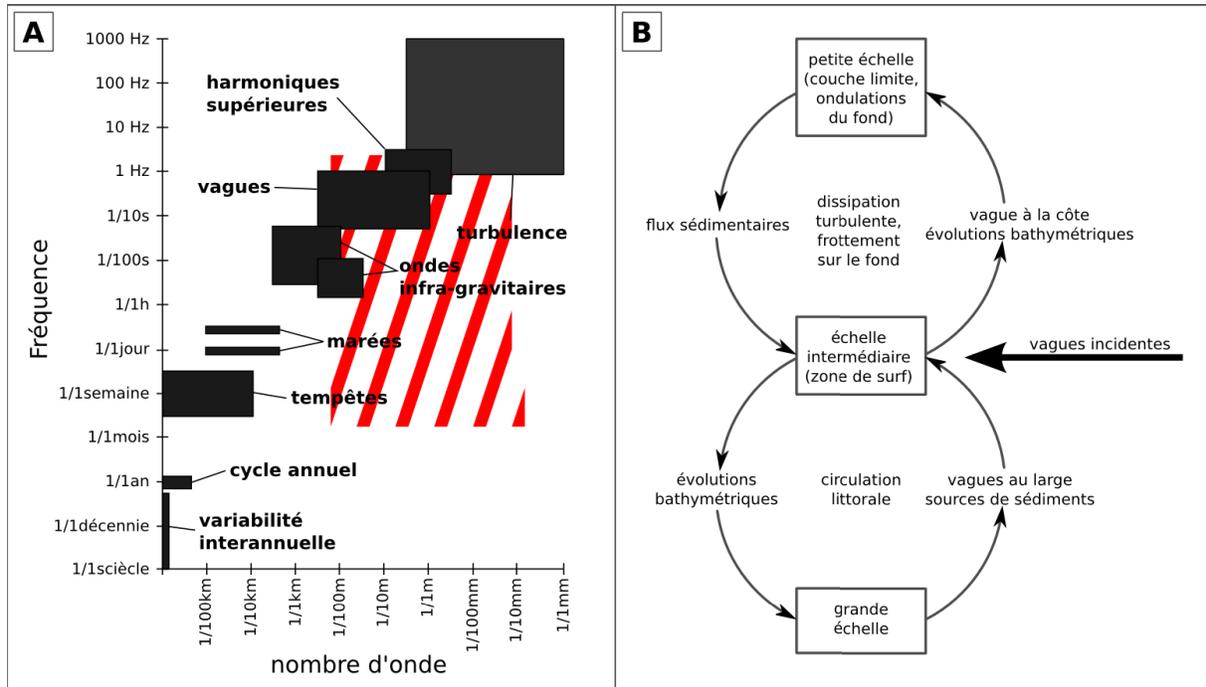


FIGURE 2 – (A) Échelle de temps et d'espace des phénomènes à l'origine des changements morphologiques en zone côtière avec les échelles spatio-temporelles étudiées dans cette thèse hachurée en rouge et (B) couplages entre les processus de petite, intermédiaire et grande échelle (Thornton et al., 2000).

Au cours des dernières décennies, les travaux réalisés, tant par des mesures de terrain, des expériences en laboratoire, des modèles théoriques et numériques, ont montré que la transformation des vagues, la circulation et les changements bathymétriques en zone côtière impliquent des processus couplés sur plusieurs échelles de temps et d'espace (figure 2A-B). Les transformations des vagues à l'approche de la côte (gonflement, dissipation, réfraction, diffraction, réflexion, transferts harmoniques) sont largement conditionnées par la profondeur d'eau et donc directement dépendantes du niveau moyen et des caractéristiques du profil bathymétrique. Or le niveau d'eau fluctue sous l'effet des marées, des ondes infra-gravitaires, des conditions météorologiques (vent et pression atmosphérique), des courants et des caractéristiques du déferlement. Dans le même temps, les modifications bathymétriques de la zone de surf sont principalement contrôlées par les vagues et l'hydrodynamisme induit. On a donc un système très fortement couplé dans lequel la transformation des vagues incidentes dépend de la bathymétrie et du niveau marin, la première évoluant en fonction du forçage hydrodynamique induit par les vagues et le

second étant lui même dépendant des caractéristiques du déferlement.

Le profil de plage peut être schématiquement divisé en différentes zones basées sur la propagation des vagues, et les processus hydro- et morphodynamiques mis en oeuvre (figure 3). La zone de shoaling (ou zone de levée de vagues) s'étend de la profondeur de fermeture (profondeur au delà de laquelle les sédiments ne sont plus mobilisés par les vagues, et où il n'y a plus d'évolutions morphologiques significatives des fonds ; généralement de l'ordre de 1 à 30m et comprise entre 7 et 17m dans le golfe de Beauduc Sabatier 2001) jusqu'au début du déferlement des vagues (zone des brisants). La zone de surf s'étend du point de déferlement à la ligne de rivage. La zone de swash représente la portion de plage alternativement couverte et découverte par le jet de rive. La ligne de rivage (ou shoreline) correspond à la position où la surface moyenne du plan d'eau (incluant le wave-setup, défini dans le chapitre suivant) intersecte la surface de plage.

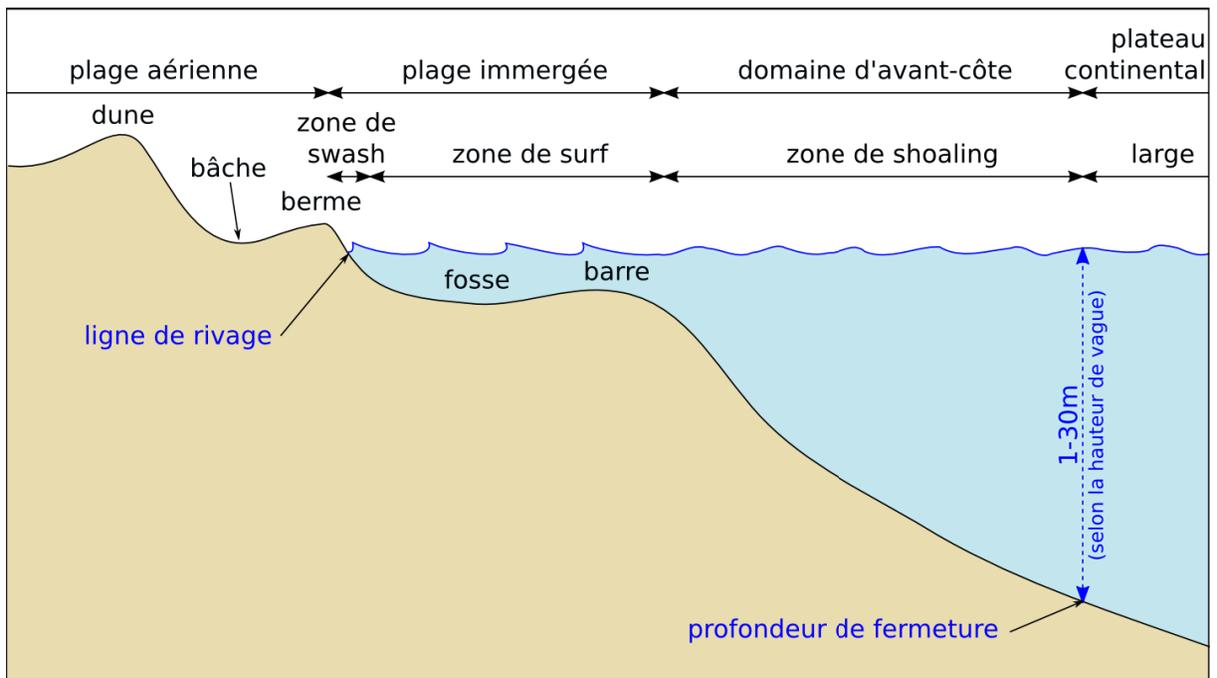


FIGURE 3 – Profil cross-shore type d'une plage dominée par les vagues, adapté de Short and Woodroffe (2009).

Par ailleurs, les barres sableuses, et en particulier les barres d'avant côte, jouent un rôle primordial dans la protection des plages pendant les tempêtes en dissipant les houles énergétiques plus au large. Ces barres représentent également un stock important de sédiments qui peut migrer vers la plage ou vers le large en fonction de l'énergie des vagues, mais également parallèlement à la plage (dérive littorale) lorsque les vagues arrivent avec une incidence oblique. La compréhension du comportement des barres sableuses passe par l'étude des vagues, des courants induits et des flux sédimentaires.

Les courants comme les vagues sont les acteurs naturels principaux de l'évolution morphologique des plages. Ainsi, les houles obliques, les courants (de marée et autres), les vents et le déferlement des vagues induisent un courant moyen parallèle à la côte qui déplace les sédiments côtiers (sable, gravier, galets) dans une direction privilégiée. Ce phénomène est appelé "dérive littorale" et désigne à la fois le courant parallèle à la côte et le déplacement des sédiments causé par ce courant. La dynamique transversale à la plage (ou cross-shore) est également un acteur important de la morphodynamique des plages, en particulier lorsque la dynamique le long de la côte (ou longshore) est faible (non impactée par la dérive littorale), même si les échanges sédimentaires restent plus faibles. Le déferlement des houles incidentes entraîne des flux de masse d'eau vers la côte, qui seront à leur tour contrebalancés par des courants de retour au voisinage du fond, qui ont pour effet de ramener les sédiments côtiers vers le large. Ces courants, appelés "undertow" (ou courants de retour), peuvent être accentués lorsque le vent souffle du large. Ils peuvent donc transporter des matériaux vers le large et contribuer à l'évolution des barres sous-marines (croissance ou destruction).

La morphologie et le fonctionnement des systèmes littoraux du golfe du Lion sont soumis aux conditions particulières du milieu, notamment la violence des vents de terre pour les littoraux sableux, le faible marnage mais une forte occurrence de surcotes et décotes et la variabilité des conditions climatiques. Les vents dominants (vents de terre) génèrent un transfert de sédiments considérable de la partie émergée vers la partie immergée. Les coups de mer, assez fréquents, contrairement aux autres côtes françaises, participent à l'engraissement du haut de plage et contribuent comme ailleurs à l'érosion du bas de plage. De plus, en raison de la faible étendue de la zone de fetch lors des tempêtes, les houles générées sont généralement de courte période et de faible longueur d'onde.

Les plages sableuses constituent également une barrière poreuse et mobile entre la terre et la mer. La connaissance des flux souterrains est essentielle pour analyser les échanges entre l'aquifère côtier et la mer impliquant de nombreux processus physiques, biologiques ou chimiques. La dynamique souterraine des nappes de plage fait l'objet d'un intérêt croissant depuis les dernières décennies.

## Objectifs généraux de la thèse

Ce travail de thèse s'inscrit dans le contexte général de l'étude de la dynamique de la frange littorale. Pour l'essentiel, il concerne l'observation et l'analyse des processus physiques fondamentaux contrôlant l'hydrodynamique et la morphodynamique des plages sableuses. Le projet de doctorat découle du constat selon lequel la connaissance fine des processus physiques élémentaires sur la plage sableuse, de leurs interactions et de

leurs effets cumulés est un prérequis incontournable pour une meilleure compréhension de la dynamique du système littoral dans son ensemble, et pour la prédiction de son comportement sous divers scénarios d'évolution.

Bien que la plage soit intensément étudiée par la communauté scientifique depuis quelques décennies, il reste des incertitudes fortes dans notre connaissance de sa dynamique. Ces lacunes sont dues à la complexité intrinsèque du système étudié, à la diversité des échelles spatiotemporelles en jeu et à la difficulté de réaliser des observations et mesures dans cette zone si dynamique. Dans ce travail, on cherche à caractériser les couplages entre les ondes de surface (vagues, ondes longues dont les ondes infragravitaires) et les courants, ainsi que les variations à haute-fréquence du niveau d'eau sur la plage et les déplacements de la nappe phréatique au sein de la plage sableuse. Un autre objectif, initialement prévu, était de chercher à comprendre les effets de ces couplages hydrodynamiques sur les évolutions morphologiques de la plage et de leurs rétroactions. Cette question ne sera abordée que qualitativement lors des discussions sur les couplages hydrodynamiques, sur lesquels a porté l'essentiel de l'analyse détaillée des données dans le cadre de ce travail.

La démarche de notre étude est basée sur une approche essentiellement expérimentale in-situ. La campagne de mesures sur la plage de Rousty fait partie d'une série d'initiatives collectives d'envergure à l'échelle de la façade Nord Méditerranéenne, impliquant une partie importante des chercheurs littoralistes engagés dans l'étude de la dynamique des plages sableuses dans le Sud de la France. C'est également un déploiement innovant, avec une quantité d'équipements qui en fait un déploiement phare de ces dernières années. Les mesures sont réalisées sur un grand nombre de points ce qui permet de documenter de nombreux processus du haut de plage jusqu'à la zone de shoaling, avec des informations avant et après la barre d'avant-côte. La quantité et la variété des appareils utilisés permet la mesure de nombreux paramètres tels que le niveau, les vagues, les ondes longues, les courants, la circulation dans la nappe, etc. Il présente également une période de mesures hydro-morphologiques haute-fréquence dans la zone de swash qui nous permet de documenter la dynamique souterraine de la plage.

Cette campagne a permis de récolter un jeu de données hydro-/morphodynamiques considérable, qui viendra alimenter l'étude des plages sableuses dans de nombreux domaines. Dans cette thèse nous nous intéresserons strictement à trois d'entre eux : la dynamique de la surface libre avec l'analyse des relations existantes entre les différentes échelles (vagues, variations du niveau marin, ondes longues, wave-setup, ...), la structure et l'évolution du courant ainsi que le lien avec la dynamique de surface, et la circulation souterraine dans la nappe de plage et en particulier sous la zone de swash qui constitue la zone de transition entre les domaines immergé et émergé de la plage.

Le projet initial de thèse prévoyait une étude multi-sites, avec une première campagne en février 2014 sur la plage de Porsmilin (plage de poche soumise à un régime macrotidal) et une seconde pendant l'hiver 2014-2015 sur la plage de Rousty (plage barrée linéaire soumise à un régime microtidal). La première étude, réalisée en partenariat avec l'équipe de l'IUEM, devait permettre de réaliser une première campagne de terrain dans un cadre métrologique bien contraint, sur une plage choisie en raison de sa petite taille et du mar-nage semi-diurne important qui permettait l'installation d'instruments de mesures dans la zone intertidale pendant les grandes marées de l'hiver 2014. Malheureusement, le dispositif mis en place a fait face à l'enchaînement des violentes tempêtes de l'hiver 2013-14 sur facade Atlantique, qui ont occasionné de nombreux dégats sur la plage (rendue inaccessible pendant un temps) et sur le matériel qui a dû être retiré. Les données recueillies lors de cette campagne sont insuffisantes et difficilement exploitables. Elles seront donc pas discutées dans le cadre de ce manuscrit mais un descriptif de la campagne ainsi que des résultats préliminaires sont fournis pour information (annexe A). Le déploiement effectué sur la plage de Porsmilin aura donc essentiellement servi de déploiement préparatoire à la campagne ROUSTY201412, ainsi qu'à la campagne DYNATREZ1 qui a eu lieu sur le même site en octobre 2014 et dont les résultats sont présentés dans Floc'h et al. (2016) (annexe D).

Après un état de l'art des questions traitées dans cette thèse, une première partie s'attachera à décrire les caractéristiques générales du site d'étude ainsi que le dispositif de mesure mis en place lors de la campagne ROUSTY201412 (campagne centrale de la thèse). Une seconde partie plus méthodologique regroupera l'ensemble des préparations et traitements réalisés sur les données récoltées afin de les rendre exploitables pour l'analyse. Une troisième partie traitera en détail de la campagne expérimentale de Rousty, avec en premier lieu une présentation des conditions météo-marines rencontrées lors de cette campagne et une vue d'ensemble des mesures réalisées au sein du système côtier, puis un chapitre détaillé correspondant à chacune des grandes questions abordées, à savoir la dynamique de la surface libre, la structure du courant et la circulation souterraine.



# Chapitre 1

## État de l'art et généralités

### 1.1 Dynamique de la surface libre

Les fluctuations de la surface libre sont de première importance dans la dynamique de la zone côtière car elles ont un impact sur la dynamique sous-marine et la morphologie du profil de plage, qui elles-mêmes ont un impact sur la dynamique de surface. Le niveau de la surface libre varie en permanence, à différentes échelles de temps et d'espace (voir figure 2). On ne s'intéresse pas directement aux évolutions lentes (aux échelles de temps géologiques) ou à l'impact du changement global, mais aux processus à l'échelle de la seconde à la semaine/mois (voir figure 2, zone hachurée en rouge), tels que la variation du niveau moyen, les vagues, les ondes longues ou encore le wave-setup.

#### 1.1.1 Fluctuations basse fréquence et niveau marin

On entend ici par basse fréquence des échelles de temps grandes devant la période des vagues, typiquement de l'ordre de l'heure ou de la journée. À ces échelles de temps, le niveau marin est principalement piloté par l'influence conjuguée de la marée et des phénomènes de surcote et décote.

La marée est la variation de la hauteur du niveau des mers et des océans, causée par l'effet conjugué des forces de gravitation dues à la Lune et au Soleil, et de la force d'inertie due à la révolution de la Terre autour du centre de gravité du système Terre-Lune. Les marées sont les ondes océaniques de très grandes longueurs d'onde, avec des périodes semi-diurnes à diurnes.

Les surcotes et décotes sont des variations du niveau marin qui se superposent à la marée astronomique, le terme surcote désigne la différence positive entre le niveau marin observé et le niveau marin attendu en présence de la marée astronomique seule, le terme décote désigne la différence négative. Ces phénomènes ont une origine principalement

météorologique : les zones dépressionnaires génèrent une surcote (ou onde de tempête) et à l'inverse les zones anticycloniques génèrent une décote. De même, les vents de mer provoquent une accumulation d'eau à la côte (surcote) alors que les vents de terre repoussent l'eau vers le large (décote). Elles peuvent avoir également d'autres origines : vagues, seiches, tsunamis...

Le niveau d'eau au repos (ou Still Water Level, SWL, figure 1.2)) correspond au niveau moyen de la surface de l'eau, excluant les variations locales dues aux vagues, au wave-setup (voir section 1.1.3) et aux ondes infra-gravitaires, mais incluant l'effet des marées, des variations barométriques et des seiches très longues. La surface moyenne du plan d'eau (ou Mean Water Level, MWL, figure 1.2)) correspond au niveau moyen de la surface de l'eau dans lequel on inclut l'effet moyenné des vagues, c'est-à-dire du wave-setup.

## 1.1.2 Houle

Les frottements du vent à la surface de l'eau génèrent des ondulations caractérisées par leur amplitude, périodicité et longueur d'onde. Ces caractéristiques dépendent de la durée pendant laquelle la surface est soumise à ce forçage, de l'intensité du vent, et de la distance sur laquelle il souffle (également appelée "fetch"). Les ondes irrégulières (i.e. superposition d'ondes sinusoïdales) qui résultent de ces frottements sont généralement appelée "mer du vent". La superposition des ondulations dues au vent et à la pression atmosphérique définissent l'état de mer. L'eau au sommet de l'ondulation a une énergie potentielle plus grande que celle dans les creux, la gravité tend à ramener les deux vers le point médian induisant un phénomène oscillant, et la différence de vitesse entre les particules du creux et du sommet de l'ondulation crée une asymétrie qui induit la propagation de l'onde, on parle alors d'ondes gravitaires. Ces ondes gravitaires, de période comprise entre 1 et 25s environ, sont plus communément appelées houles ou vagues.

### Théorie linéaire

La houle est décrite comme une onde qui peut être représentée par la théorie linéaire, lorsque son amplitude est infiniment petite ( $H \ll h$ ) (Airy, 1845). Cette onde est définie comme la variation sinusoïdale de la surface  $\eta$ , caractérisée par sa hauteur de crête à creux  $H$  ou amplitude  $a = H/2$ , sa longueur d'onde  $L$  ou son nombre d'onde  $k = 2\pi/L$  et sa période  $T$  ou sa fréquence angulaire  $\omega = 2\pi/T$ , ou sa fréquence  $f = 1/T$  :

$$\eta(x, t) = a \cos(\omega t - kx) \tag{1.1}$$

, avec  $x$  la coordonnée spatiale dans la direction de propagation de l'onde et  $t$  la coordonnée temporelle.

$\omega$  et  $k$  sont liés par la relation de dispersion :

$$\omega^2 = gk \tanh(kh) \quad (1.2)$$

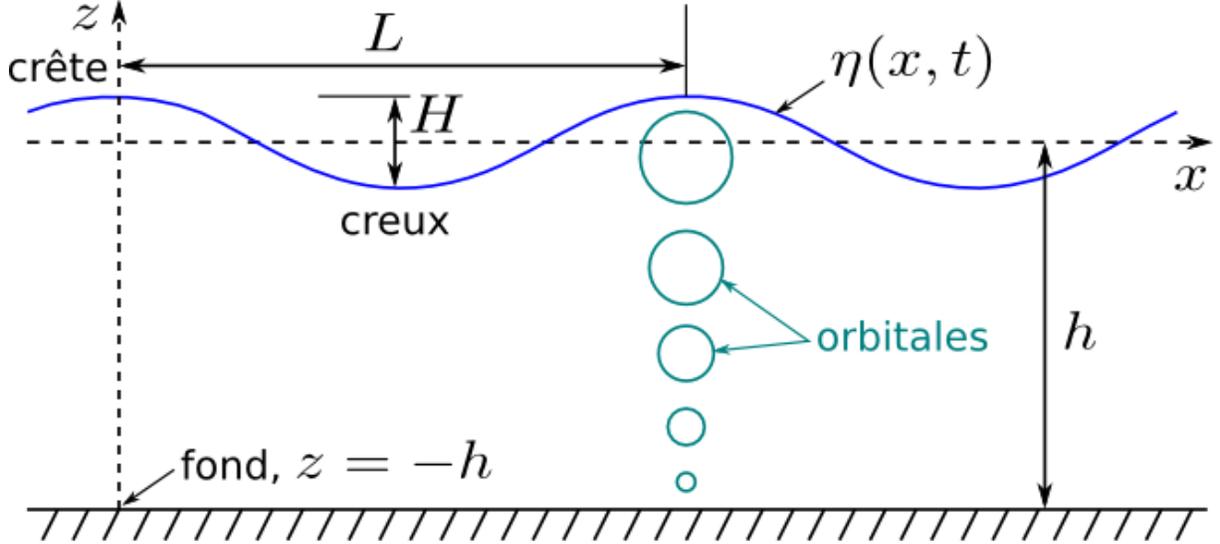


FIGURE 1.1 – Représentation schématique d'une onde sinusoïdale progressive.

En eau profonde (ou profondeur infinie), les trajectoires des particules décrivent des cercles dont l'amplitude diminue de façon exponentielle avec la profondeur. En profondeur finie, les trajectoires de particules décrivent des ellipses. L'écoulement étant supposé incompressible et irrotationnel, le champ de vitesse  $\vec{u}$  peut être défini par un potentiel des vitesses  $\Phi$  tel que  $\vec{u} = \vec{\nabla}\Phi$ , satisfaisant l'équation de Laplace  $\Delta\Phi = 0$ .

Le potentiel des vitesses s'écrit alors :

$$\Phi(x, z, t) = \frac{a\omega}{k} \frac{\cosh[k(z+h)]}{\sinh(kh)} \cos(\omega t - kx) \quad (1.3)$$

Le champ de pression  $p$  dans le fluide s'écrit donc :

$$p(x, z, t) = -\rho \frac{\partial\Phi}{\partial t} = \frac{\rho a \omega^2}{k} \frac{\cosh[k(z+h)]}{\sinh(kh)} \sin(\omega t - kx) \quad (1.4)$$

En profondeur finie, le nombre d'onde  $k$  vérifie la relation de dispersion (1.2), l'amplitude du champ de pression  $P$  dans le fluide s'écrit donc :

$$P(z) = \rho g a \frac{\cosh[k(z+h)]}{\cosh(kh)} \quad (1.5)$$

## Propagation de la houle (modèle d'Airy)

La relation de dispersion (1.2) permet de déterminer la célérité de propagation de l'onde, qui s'écrit de la manière suivante :

$$C = \frac{\omega}{k} = \sqrt{\frac{g}{k} \tanh(kh)} \quad (1.6)$$

et la vitesse de groupe

$$C_g = \frac{\partial \omega}{\partial k} = C \left( \frac{1}{2} + \frac{kh}{\sinh(2kh)} \right) \quad (1.7)$$

En profondeur infinie ou eau profonde ( $h > L/2$ ), la relation de dispersion s'écrit

$$\omega^2 = gk \quad (1.8)$$

la célérité de propagation de l'onde et la vitesse de groupe s'écrivent donc

$$C = \sqrt{\frac{g}{k}} \quad \text{et} \quad C_g = \frac{1}{2}C \quad (1.9)$$

En eau peu profonde ( $h < L/10$ ), la relation de dispersion s'écrit

$$\omega^2 = gk^2h \quad (1.10)$$

la célérité de propagation de l'onde et la vitesse de groupe s'écrivent donc

$$C = \sqrt{gh} \quad \text{et} \quad C_g = C \quad (1.11)$$

Toutes les ondes se propagent donc à la même vitesse, la propagation de la houle devient non dispersive en eau peu profonde.

## Transformation de la houle

Contrairement au cas en eau profonde, les vagues en eau peu profonde sont fortement modifiées par la bathymétrie du fond. Réfraction, diffraction, gonflement et déferlement sont des manifestations typiques de cette interaction.

À l'approche de la côte, on observe une légère diminution puis une forte augmentation de l'amplitude de la houle jusqu'au point de déferlement. Ce phénomène, appelé "shoaling", s'explique par la conservation du flux d'énergie  $EC_g$  (avec  $E = \rho g H^2 / 8$  l'énergie de l'onde et  $C_g$  sa vitesse de groupe) lors de la propagation de l'onde sur une profondeur variable.

Lorsque la houle se rapproche de la côte, sa longueur d'onde et sa vitesse de propa-

gation diminuent. Lorsque la houle arrive avec une incidence oblique, la crête de vague sera donc oblique par rapport aux isobathes (lignes d'égale profondeur) et la vitesse de propagation ne sera pas identique en tous points de la crête (plus lente pour les profondeurs plus faibles). La houle va donc tourner et tendre à devenir parallèle à la côte, c'est ce qu'on appelle le phénomène de réfraction.

Lorsque la houle rencontre un obstacle ou une ouverture de dimensions relativement petites par rapport à la longueur d'onde, elle le contourne en générant des interférences, c'est ce qu'on appelle le phénomène de diffraction.

Lorsque l'obstacle rencontré présente une hauteur immergée importante par rapport à la profondeur locale et une dimension importante par rapport à la longueur d'onde, l'onde est réfléchie, c'est ce qu'on appelle le phénomène de réflexion. Si l'onde réfléchie est de même amplitude que l'onde incidente, on observe la formation d'une onde stationnaire caractérisée par des points fixes appelés des noeuds.

Lorsque la vitesse horizontale des particules de la crête des vagues dépasse la vitesse de phase de l'onde, la vague devient instable et déferle. De nombreux auteurs ont étudié le phénomène, et plusieurs critères de déferlement ont été recensés par Robertson (2013). Parmi eux nous avons retenu les deux suivants :

$$\frac{H_b}{L_b} = 0.142 \tanh\left(\frac{2\pi h_b}{L_b}\right) \quad (1.12)$$

qui fait varier la hauteur de houle sur une profondeur constante (Miche, 1944), et

$$\frac{H_b}{H_o} = 0.56 \left(\frac{H_o}{L_o}\right)^{-1/5} \quad (1.13)$$

qui s'appuie sur des données d'expériences en laboratoire et de mesures de terrain (Komar and Gaughan, 1972), ainsi qu'un critère plus récent :

$$\frac{H_{rms_b}}{h_b} = 0.42 \text{ soit } \gamma_b = \frac{H_b}{h_b} = \frac{H_{rms_b} * 1.42}{h_b} = 0.59 \quad (1.14)$$

qui s'applique à des houles irrégulières (Thornton and Guza, 1983). Avec  $H_b$ ,  $L_b$  et  $h_b$  respectivement la hauteur et la longueur d'onde des vagues et la profondeur au point de déferlement,  $H_o$  et  $L_o$  respectivement la hauteur et la longueur d'onde des vagues au large. On verra par la suite comment ces critères sont adaptés au contexte méditerranéen, très peu documenté jusqu'ici.

### 1.1.3 Wave-setup

Le wave-setup (ci-après mentionné setup) correspond à l'augmentation du niveau moyen du plan d'eau (MWL) induite par les vagues, et le wave-setdown correspond à la diminution de ce niveau moyen induit par les vagues, c'est-à-dire les flux de quantité de mouvement associés aux vagues (figure 1.2). Ce dernier a généralement lieu avant la zone de déferlement, là où les tensions de radiation sont maximales.

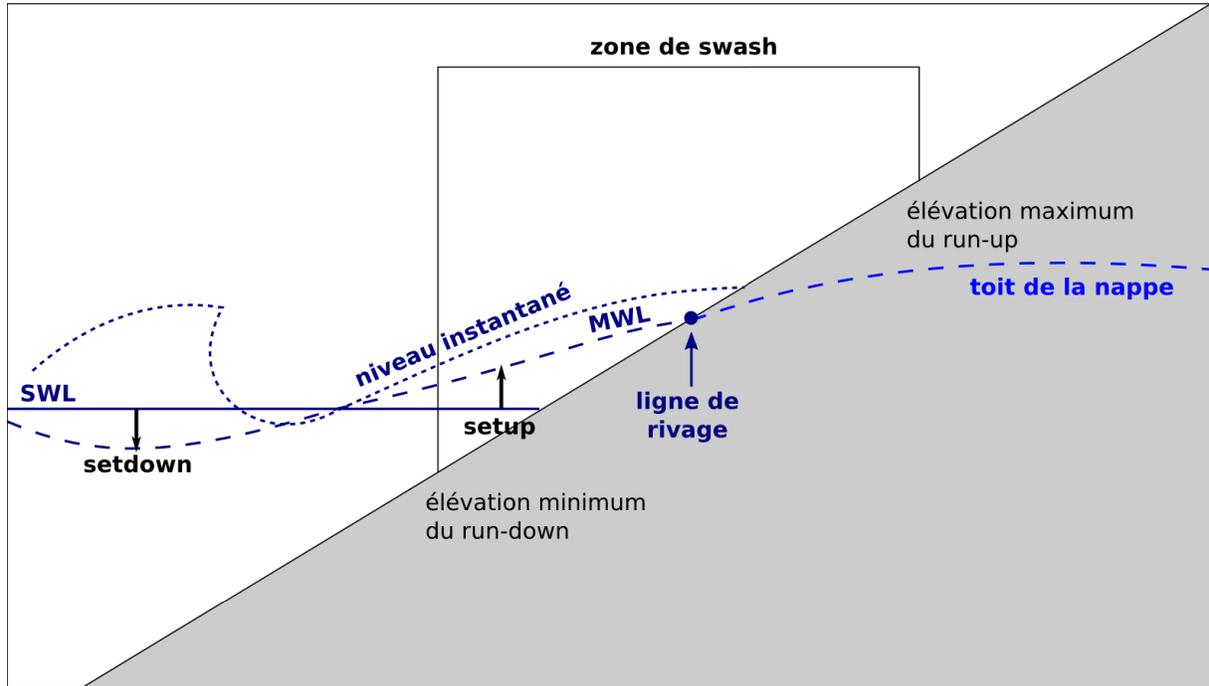


FIGURE 1.2 – Schéma descriptif des niveaux d'eau de la surface libre et de la nappe dans la zone de swash (Horn, 2006).

Stockdon et al. (2006) ont développé une paramétrisation de l'élévation maximum du runup, en améliorant la formule empirique de Holman (1986). Le runup résulte de deux processus dynamiques différents : le setup moyen  $\langle \eta \rangle$  (moyenne temporelle du niveau moyen à la côte), et le swash  $S$  (fluctuations verticales autour de la moyenne). Nous nous intéresserons ici au wave-setup le long d'un profil cross-shore plutôt qu'aux effets locaux sur le rivage (runup et setup total).

Le setup  $\langle \eta \rangle$  est fonction de la hauteur  $H_o$  et la période  $L_o$  des vagues au large (en eau profonde) et de la pente de plage  $\beta$  (Stockdon et al., 2006) :

$$\langle \eta \rangle = 0.35 \beta_f \sqrt{H_o L_o} \quad (1.15)$$

La pente de plage au rivage  $\beta_f$  est définie comme la pente moyenne sur une zone de  $\pm 2\sigma$  autour du setup  $\langle \eta \rangle$  (où  $\sigma$  est l'écart-type des valeurs de  $\eta$ ) et la pente de la zone

de surf  $\beta_s$  est définie comme la pente entre la ligne de rivage et la position du point de déferlement (Stockdon et al., 2006).

Dans le cas d'une plage fortement dissipative, où le profil d'avant-plage est supposé ne plus affecter le setup, les simplifications suivantes s'appliquent :

$$\langle \eta \rangle = 0.016 \sqrt{H_o L_o} \quad (1.16)$$

### 1.1.4 Ondes longues et ondes infra-gravitaires

On parle généralement d'ondes longues lorsque la longueur d'onde est grande par rapport à la profondeur d'eau. Dans le domaine littoral, on fait particulièrement référence aux ondes "infra-gravitaires" de période typiquement comprise entre 25s et 500s. La première référence aux ondes longues dans la littérature, appelé "surf beat" (Munk, 1949) concerne les mouvements à basse-fréquence de la surface liés à la variabilité du transport de masse par les vagues incidentes dans la zone de surf.

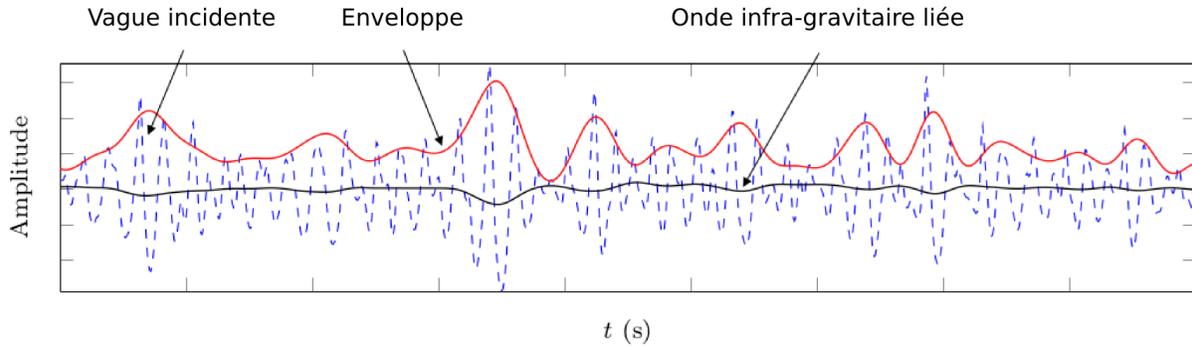


FIGURE 1.3 – Vagues irrégulières incidentes et onde infra-gravitaire associée, anti-corrélée à l'enveloppe des vagues (Rocha, 2016).

Les vagues se propageant à la côte s'organisent en groupes (ou "paquets") qui se caractérisent par l'enveloppe des vagues incidentes (figure 1.3). Les vagues les plus hautes engendrent un transport de masse plus important et cette différence induit un transfert de masse des vagues les plus hautes vers les vagues les plus faibles de chaque groupe, favorisant le développement d'une onde anti-corrélée au signal de l'enveloppe, de même période et longueur d'onde que les groupes de vagues (Longuet-Higgins and Stewart, 1962, 1964). On appelle ces ondes des ondes liées ou ondes infra-gravitaires liées (figure 1.3). Selon la théorie de Longuet-Higgins and Stewart (1962), ces ondes liées seraient libérées lors des processus de shoaling et de déferlement. La position du point de déferlement change en réponse à la variation d'amplitude des vagues incidentes (incluant les lentes oscillation du wave-setup), ce qui agit comme un générateur de houle émettant des ondes

infra-gravitaires libres de même fréquence que les groupes de vagues incidentes (Symonds et al., 1982).

L'évolution cross-shore des vagues, et plus particulièrement la redistribution spectrale d'énergie, dans la zone de surf d'une plage microtidale de faible pente et présentant un système de double barre, a été étudiée par Certain et al. (2005). Lorsque les vagues franchissent le système de barres, des transferts d'énergie se mettent en place entre les domaines gravitaires et infra-gravitaires, qu'il y ait ou non déferlement. Pour la dissipation d'énergie, les barres agiraient comme des régulateurs de l'énergie arrivant à la côte. Quelque soit l'importance de la tempête, la hauteur des vagues (ou l'énergie) dans la fosse de lévigation (interne ou externe) est la même après déferlement sur la barre (interne ou externe). Pendant les tempêtes, l'énergie infra-gravitaire augmente depuis le domaine d'avant plage jusqu'à la fosse de lévigation externe puis décroît vers la côte. Pour des conditions moins agitées, l'énergie infra-gravitaire augmente vers la côte. Dans tout les cas, le ratio énergie infra-gravitaire sur gravitaire augmente vers la côte alors que la hauteur significative des vagues diminue. Dans la zone de swash où l'amplitude des vagues incidentes devient très faible, les ondes infra-gravitaires peuvent dominer l'hydrodynamique et ainsi contrôler la profondeur locale. Ces ondes infra-gravitaires peuvent être réfléchies vers le large, se retrouver piégées à la côte ou être dissipées.

## 1.2 Structure verticale du courant

En zone côtière, les effets conjugués du vent, des vagues et de la bathymétrie peuvent impacter de façon importante le profil vertical du courant. La propagation de la houle en présence d'un courant cisailé a été étudiée expérimentalement en bassin par Rey et al. (2014) et comparé avec le modèle "Mild-slope" qui intègre l'effet du courant moyen (Kirby, 1984). Ils ont montré qu'il existe d'importants processus d'interactions entre les vagues et le courant, étant donné que les deux dépendent des conditions de vagues à l'entrée du système. Parmi ces processus, la distribution verticale de vitesse moyenne joue un rôle important dans la propagation des vagues et le transport sédimentaire.

Cependant cette question reste encore peu explorée, surtout dans le contexte méditerranéen. Dans cette thèse, nous nous intéressons tout particulièrement à la structure verticale du courant sur le flanc externe de la barre car cette zone se trouve alternativement hors de la zone de surf dans le cas de petites vagues et dans la zone de surf dans le cas de grosses vagues.

### 1.2.1 Le courant de retour (ou "undertow")

La présence d'un courant de retour vers le large compensant l'apport de masse d'eau vers la côte par les vagues est un phénomène connu de longue date (Gilbert, 1890; Johnson, 1919; Evans, 1938). Ce n'est cependant qu'assez tard que ces phénomènes cross-shore ont été étudiés de façon théorique.

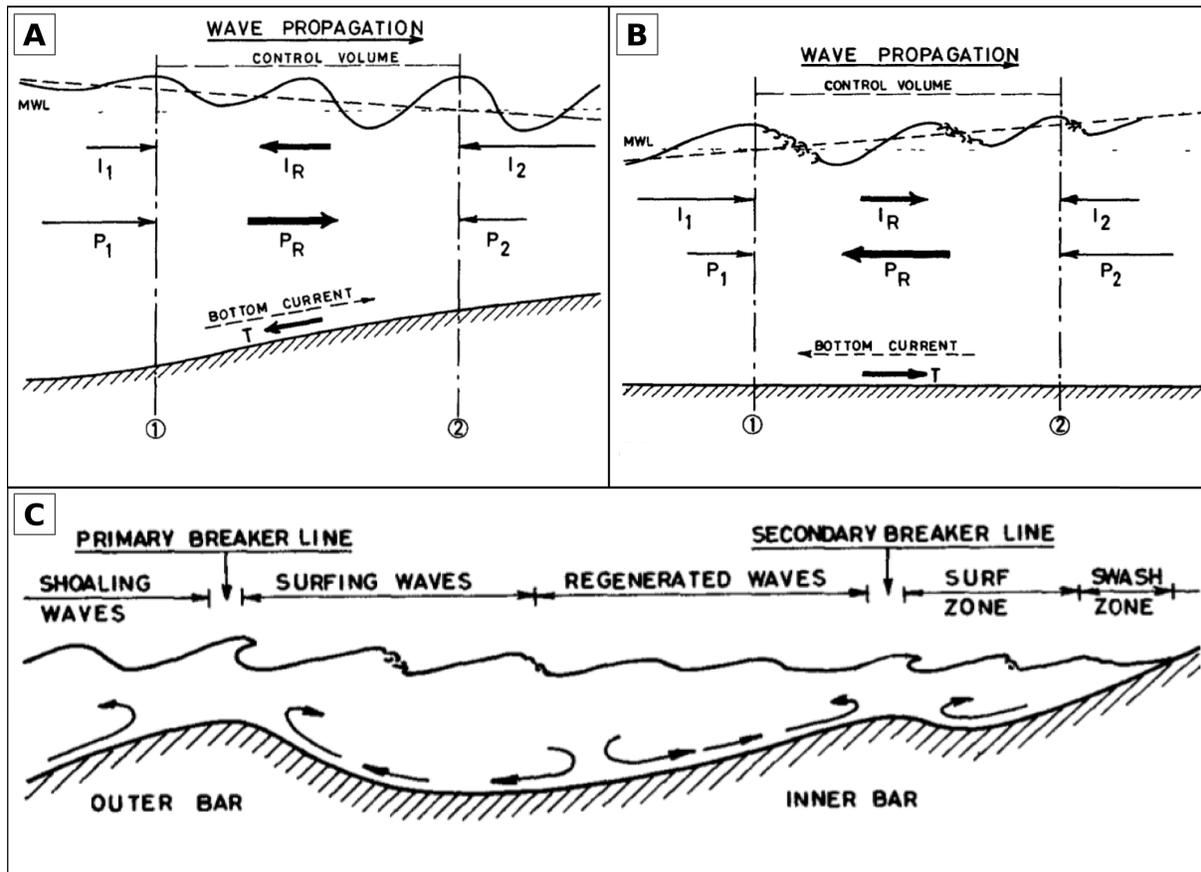


FIGURE 1.4 – Schéma de la propagation des vagues et circulation cross-shore dans la zone de shoaling (A) et dans la zone de surf (B), et formation de barre d'avant-côte (C), par Dyhr-Nielsen and Sørensen (1970).

Dyhr-Nielsen and Sørensen (1970) furent les premiers à proposer une analyse théorique qualitative de ce phénomène, suivis par Longuet-Higgins (1983) qui vérifie leur théorie par des expériences en laboratoire. Dyhr-Nielsen and Sørensen (1970) analysent l'équilibre local des flux associés à la poussée des vagues et au set-up (ou set-down) dans la zone de shoaling et dans la zone de surf (respectivement  $I_R$  et  $P_R$ , figure 1.4A-B). Cet équilibre se traduit dans la colonne d'eau par une circulation moyenne vers la côte dans la zone de shoaling et vers le large dans la zone de surf. Cet équilibre n'est obtenu qu'en présence de contrainte de cisaillement au niveau du fond avec dans la zone de shoaling une com-

posante dirigée vers le large au fond et vers la plage au dessus et dans la zone de surf une composante dirigée vers la plage au fond et vers le large au dessus (*bottom current* et  $T$ , figure 1.4A-B). Un courant de fond associé à l'équilibre des flux dans la colonne d'eau se superpose à la composante supérieure de la contrainte de cisaillement du fond. Dyhr-Nielsen and Sørensen (1970) et Longuet-Higgins (1983) soutiennent que le set-up aide à l'établissement d'un courant de fond vers le large ("undertow") entre la côte et la zone de déferlement. Au large de la zone de déferlement, le courant de fond est inversé. La convergence de ces courants de fond est supposée contribuer à la construction d'une barre d'avant-côte (figure 1.4C). Ceci a été vérifié numériquement par Marino-Tapia et al. (2007) qui ont établi une paramétrisation basée sur des données de terrain dans laquelle la structure cross-shore de l'équilibre entre les différents mécanismes responsables du transport cross-shore des sédiments est exprimée. Cette fonction suggère que la magnitude et la direction du transport sédimentaire net dépendent fortement de la position cross-shore par rapport au point de déferlement et supporte l'hypothèse de génération d'une barre sableuse par convergence des sédiments au niveau du point de déferlement.

Sur la base des principes généraux présentés par Dyhr-Nielsen and Sørensen (1970) et Longuet-Higgins (1983), ces phénomènes cross-shore ont été très largement étudiés depuis les années 80, au travers de modèles, d'expériences en laboratoire ou encore de campagnes de terrain (voir Greenwood and Osborne (1990) pour une revue bibliographique du sujet). Parmi eux, Stive and Wind (1986) observent que la diminution de la quantité de mouvement des vagues en zone de déferlement est telle qu'elle impose de fortes contraintes de cisaillement à ce niveau. Ils proposent alors un modèle de courant de retour basé sur les idées de Dyhr-Nielsen and Sørensen (1970) et prenant en compte ces observations. Ils soutiennent que la couche limite de fond n'influence que très peu l'écoulement moyen mais qu'en revanche la diminution de la quantité de mouvement des vagues en surface est la cause de l'apparition d'un courant de fond dirigé vers le large. Des mesures réalisées en canal à houle viennent appuyer les résultats du modèle.

En première approximation, le courant de retour (ou "undertow") est considéré comme un courant actionné par les différences verticales au sein de la colonne d'eau entre les contraintes radiatives (dépendantes de la profondeur) et les forces de gradient de pression (uniformes sur la colonne d'eau) dues au set-up induit par les vagues à la côte. Le flux de masse induit par la propagation des vagues est également important et décroît avec la profondeur (comme les contraintes radiatives). En deux dimensions, le courant de retour s'exprime comme faisant parti d'un simple équilibre de contraintes (Phillips, 1977; Svendsen et al., 1987); figure 1.5) :

$$\frac{dS_{xx}}{dx} + \rho \frac{d}{dx} \left( \frac{q_f^2}{h + \bar{\eta}} \right) = -\rho g(h + \bar{\eta}) \frac{d\bar{\eta}}{dx} - \bar{\tau}_b \quad (1.17)$$

avec  $S_{xx}$  la composante onshore du flux de quantité de mouvement,  $q_f$  le flux de masse d'eau moyen total dû aux vagues et aux courants,  $\eta$  l'élévation de la surface,  $h$  la profondeur d'eau au repos,  $\rho$  la masse volumique,  $g$  la constante de gravité et  $\tau_b$  la contrainte de cisaillement turbulente induite par le courant de retour;  $x$  indique la position cross-shore et la barre indique une moyenne temporelle. D'autres contraintes, comme celle du vent (parfois très importante en surface), contribuent également au set-up, tandis que la diffusion dans la couche limite turbulente des vagues apporte une faible contribution à la contrainte de cisaillement due au courant de retour (Longuet-Higgins, 1953).

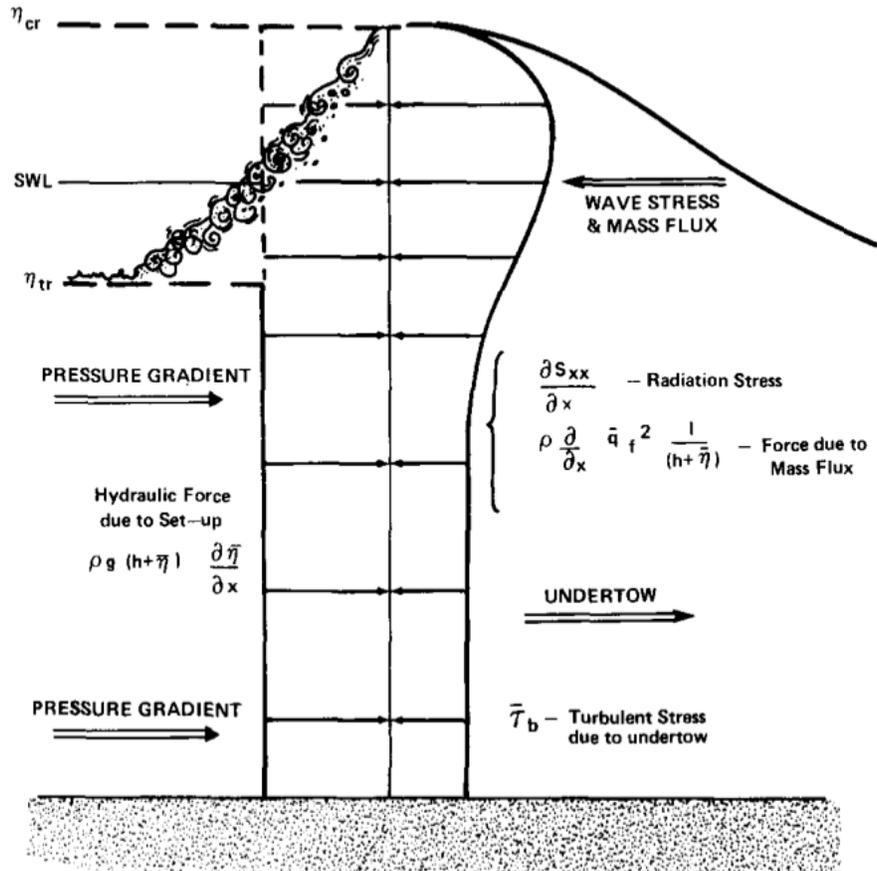


FIGURE 1.5 – Schéma de l'équilibre des contraintes et du courant de retour (Svendsen, 1984; Svendsen et al., 1987), avec  $\eta$  l'élévation de la surface,  $SWL$  la profondeur d'eau au repos et les indices  $cr$  et  $tr$  correspondant respectivement à la crête ("crest") au creux ("trough") de la vague.

Le set-up (ou set-down) est un des principaux forçages des courants cross-shore (Dyhr-Nielsen and Sørensen, 1970; Stive and Wind, 1986; Smith et al., 1992), cependant Garcez Faria et al. (2000) montrent que la contribution de la convection (effet "roller") peut devenir importante dans le cas de déferlement de vagues énergétiques.

## 1.2.2 Structure verticale du courant en zone côtière

On s'intéresse ici aux observations réalisées sur le terrain qui vont nous permettre de réaliser une cartographie de la structure verticale du courant en zone côtière (figure 1.6). Cette cartographie servira de base de comparaison pour les mesures de la campagne ROUSTY201412 réalisées dans le cadre de cette thèse.

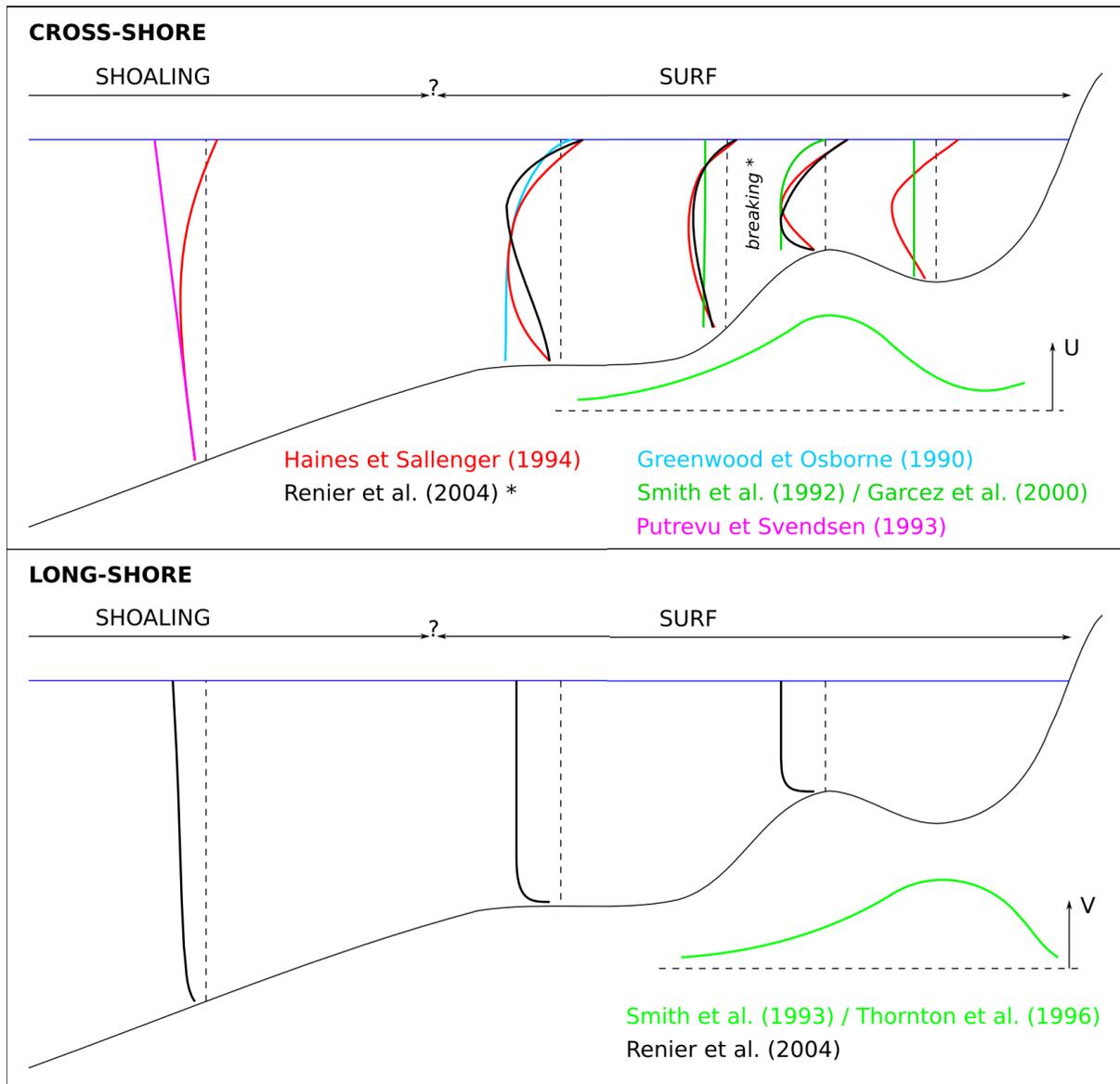


FIGURE 1.6 – Schéma synthétique des structures verticales et variabilités horizontales des courants cross-shore (haut) et long-shore (bas), réalisé à partir d'observations de terrain (Greenwood and Osborne, 1990; Smith et al., 1992; Putrevu and Svendsen, 1993; Smith et al., 1993; Haines and Sallenger, 1994; Thornton et al., 1996; Garcez Faria et al., 2000; Reniers et al., 2004).

L'étude de terrain de Greenwood and Osborne (1990) sur une plage barrée microtidale pendant une tempête (montant, pic et tombant), a été une des premières à documenter la structure spatiale (horizontale et verticale) et temporelle du courant moyen cross-shore. Le courant moyen observé est dirigé vers le large et décroît en s'éloignant du fond avec parfois une inversion en haut de la colonne d'eau. Ils ont également mis en évidence la relation directe entre le set-up induit par le déferlement et le courant cross-shore.

Le site de Duck (Caroline du Nord) a fait l'objet de plusieurs campagnes. Les mesures présentées par Smith et al. (1992) montrent un fort courant dirigé vers le large au niveau de la barre avec une structure verticale parabolique (le courant est plus fort au fond), dans la fosse de lévigation le courant est faible et uniforme sur la verticale, et sur le flanc externe de la barre le courant est uniforme sur la verticale avec une légère augmentation en surface. Il en va de même pour Garcez Faria et al. (2000) qui observent un profil de courant uniforme dans la fosse de lévigation et sur le flanc externe de la barre. Haines and Sallenger (1994) observent quant à eux un courant dirigé vers le large avec un maximum au milieu de la colonne d'eau et un courant dirigé vers la côte dans la partie supérieure de la colonne d'eau. Les observations de cette campagne diffèrent de celles de Smith et al. (1992) qui observent un maximum de courant au fond.

Dans la zone de shoaling, avant le déferlement, Putrevu and Svendsen (1993) observent un courant orienté vers le large, faible au fond, fort en surface. La couche limite de fond, montrée comme ayant un effet négligeable dans la zone de surf (Stive and Wind, 1986; Svendsen et al., 1987), a une influence significative sur la structure verticale du courant hors de la zone de surf. Reniers et al. (2004) observent qu'en condition de non déferlement, les vitesses maximum de courant cross-shore sont observées dans la partie supérieure de la colonne d'eau, ce qui est en accord avec les observations de Putrevu and Svendsen (1993), et que le profil de courant long-shore est logarithmique. Au contraire, en condition de déferlement, les vitesses cross-shore maximales sont observées dans la partie inférieure de la colonne d'eau, ce qui est en accord avec les observations de Greenwood and Osborne (1990), Smith et al. (1992) et Garcez Faria et al. (2000), et le profil de courant long-shore devient uniforme.

En terme d'intensité, Smith et al. (1992), Smith et al. (1993) et Garcez Faria et al. (2000) ont observé un maximum de courant cross-shore au niveau de la barre, avec une diminution dans la fosse et sur le flanc externe de la barre, et Smith et al. (1993) et Thornton et al. (1996) ont observé un maximum de courant long-shore au niveau de la fosse de lévigation entre la barre et la côte, avec une diminution vers le large et vers la côte. Ceci contredit les résultats des modèles (Longuet-Higgins, 1970; Ruessink et al., 2001; Feddersen and Guza, 2003; Reniers and Battjes, 1997) et des études en laboratoire (Reniers and Battjes, 1997), où pour les plages planes et barrées, le maximum de courant

longshore se situerait là où le déferlement est le plus intense (i.e. sur la barre et près de la côte).

Parmi les nombreuses expériences réalisées en laboratoire, il convient ici de noter que Ting and Kirby (1994) ont montré que bien que visuellement similaires, les bores générés par un déferlement glissant ou plongeant présentent des champs de vitesses considérablement différents. L'énergie cinétique turbulente est transportée vers le large (avec dissipation lente) sous un déferlement glissant et vers la côte (avec dissipation à l'échelle de la vague) sous un déferlement plongeant. Ceci expliquerait le transport de sédiments vers le large dans le cas d'un déferlement glissant et vers la côte dans le cas d'un déferlement plongeant. En effet, si on fixe la pente de la plage, le type de déferlement évolue de glissant à plongeant lorsque la cambrure de la vague diminue et que la période augmente. Le déferlement glissant correspondrait donc à des vagues de tempête et le déferlement plongeant plutôt à une houle de beau temps.

### 1.3 Nappe de plage et circulation souterraine

La nappe phréatique de plage est l'aquifère contenu dans le massif sableux. Il réagit sur un large spectre spatio-temporel aux forçages hydrodynamiques dans la zone de surf et de swash et à leurs continuelles variations. Dans cette thèse nous nous intéresserons particulièrement à la circulation à l'intérieur du sédiment, constituant le milieu poreux. La connaissance des flux souterrains est essentielle pour analyser les échanges d'eau douce et salée entre l'océan, les aquifères côtiers et les lagons (Burnett et al., 2006; Robinson et al., 2006; Lofi et al., 2013), la diffusion des matières dissoutes, telles que nutriments ou contaminants (Anschutz et al., 2009; Sawyer et al., 2014), ou encore les cycles biogéochimiques à l'intérieur même du milieu poreux (Charbonnier et al., 2013; McAllister et al., 2015). À plus petite échelle, les écoulements à travers le lit sableux peuvent affecter le transport sédimentaire en modifiant la structure de la couche limite et le poids relatif des sédiments (Turner et al., 1997; Turner and Masselink, 1998).

#### 1.3.1 Les différentes zones de la nappe de plage

Le toit de la nappe de plage (ou watertable) est la surface d'équilibre où la pression de fluide dans les pores est égale à la pression atmosphérique. La zone saturée située en dessous de cette surface est appelée zone phréatique (zone 3) ou encore nappe de plage, la pression interstitielle  $y$  est positive (i.e.  $P_{\text{fluide}} > P_{\text{atmosphérique}}$ ). La zone qui s'étend au dessus de cette surface jusqu'à la surface du sable est appelée zone vadose (aussi appelée zone d'aération ou zone insaturée, zone 1), la pression interstitielle  $y$  est négative (i.e.  $P_{\text{fluide}} < P_{\text{atmosphérique}}$ ) et le degré de saturation est variable. La frange capillaire (ou

capillary fringe, zone 2) correspond à la partie saturée de la zone vadose et résulte de l'attraction des molécules d'eau entre elles et de l'attraction entre les molécules d'eau et celles de la matrice sableuse environnante. Les effets de capillarité (et donc l'épaisseur de la frange capillaire) sont importants pour les sédiments fins (jusqu'à 70cm pour des sédiments de granulométrie moyenne  $\bar{D} < 0.1mm$ ) et négligeables pour les sédiments grossiers (moins de 5cm pour  $\bar{D} > 1mm$ , Turner et al. 1997). Ces différentes zones ainsi que leurs caractéristiques en terme de pression de pore et de saturation sont représentées dans la figure 1.7A. Au dessus de la frange capillaire, les caractéristiques de pression et saturation sont encore mal connues (évolution probable en pointillés). Lorsque la nappe est déconnectée du niveau d'eau, le point d'apparition de la nappe (ou exit point) correspond à la position où le toit de la nappe intersecte la surface de plage. La surface de plage saturée entre ce point d'apparition et la ligne de rivage est appelée miroir de plage (ou seepage face). Ces différents points ainsi que les zones de la nappe de plage précédemment cités sont représentés sur la figure 1.7B.

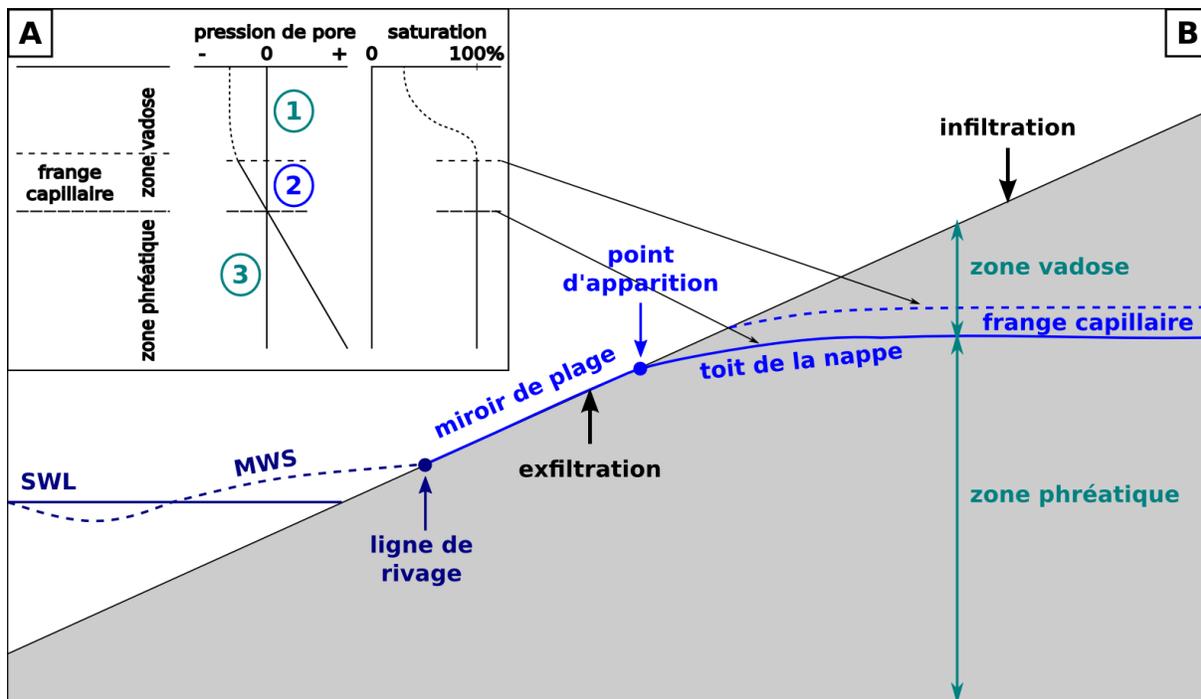


FIGURE 1.7 – (A) Schéma explicatif des différentes zones de la nappe de plage en fonction de la pression interstitielle et de la saturation (Turner et al., 1997) et (B) schéma descriptif des différentes zones de la nappe de plage lorsque celle-ci est déconnectée du niveau d'eau (Horn, 2006).

### 1.3.2 Dynamique souterraine

La principale difficulté de la quantification des flux souterrains dans les nappes de plage réside dans l'impossibilité, considérant l'état actuel de la technologie, de mesurer directement les vitesses d'écoulement d'un fluide à l'intérieur du milieu poreux. L'estimation de l'écoulement souterrain dans les plages sableuses à assez grande échelle est basée sur des mesures de fluctuation de hauteur de la nappe de plage (Nielsen, 1990; Turner et al., 1997). Des descriptions plus fines de la dynamique souterraine de plage sont fournies par des simulations numériques (Li and Barry, 2000), des expériences en laboratoire (Cartwright et al., 2004; Steenhauer et al., 2011; Turner and Masselink, 2012; Sous et al., 2013; Turner et al., 2016), ou exceptionnellement des mesures de flux moyens pour les échelles de temps long (Lofi et al., 2013).

Au dessus de l'intersection entre le toit de la nappe et la surface de plage (exit point), la dynamique de saturation du sable en réponse aux vagues et marées est assez complexe (Turner, 1993). La compréhension des processus d'in/exfiltration conduisant aux fluctuations de saturation à diverses échelles de temps a été améliorée par de récentes études numériques (Geng and Boufadel, 2015), en laboratoire (Steenhauer et al., 2011) et in-situ (Heiss et al., 2014, 2015). Heiss et al. (2014) ont par exemple observé que la teneur en eau dans la partie non-saturée de la zone de swash fluctue à l'échelle d'une vague, en réponse à la submersion, avec une augmentation rapide de la teneur en eau suivie par une diminution plus lente. La circulation moyenne sous la zone de swash consiste généralement en une cellule de circulation vers le large localisée sous la zone et qui est principalement contrôlée par l'action des vagues sur la plage (Sous et al., 2016). Bakhtyar et al. (2011) ont remarqué que dans la zone de swash, le maximum d'infiltration a lieu dans la partie supérieure de la plage alors que dans la zone de surf, l'infiltration a lieu avant le point de déferlement des vagues et l'exfiltration prend place sous le point de déferlement. Dans leur expérience grande échelle en laboratoire, Turner et al. (2016) ont également observé une divergence de circulation au niveau du haut de la zone de swash : la circulation est dirigée vers le large sous la zone de swash et vers la côte au-delà du haut de la zone de swash. La présence d'exfiltration sous ou au large de la zone de swash a également été observée pour des dynamiques à l'échelle du swash ou moyennée dans le temps (Li and Barry, 2000; Sous et al., 2013; Turner et al., 2016).

### 1.3.3 Influence de la nappe sur la morphologie

L'écoulement vertical à travers un lit poreux modifie la mobilité du sédiment d'au moins deux façons : les forces de surface changent le poids effectif du sédiment superficiel, et l'épaississement ou amincissement de la couche limite modifie les tensions de surface

(Turner and Masselink, 1998). L'épaisseur de la couche limite de fond diminue avec l'infiltration et augmente avec l'exfiltration (Coneley et Inman, 1994). Durant l'infiltration la zone de turbulence de la couche limite est maintenue près du fond ce qui augmente le potentiel de transport du sédiment, alors que durant l'exfiltration la zone de turbulence de la couche limite s'éloigne du fond ce qui diminue le potentiel de transport du sédiment (figure 1.8). Dans la zone de swash, ces processus auraient tendance à renforcer le transport lors de l'uprush et diminuer le transport lors du backwash, ce qui entrainerait un transport net vers la côte (Butt et al., 2001). En terme d'évolution morphologique, Bakhtyar et al. (2009) et Bakhtyar et al. (2011) ont observé que le niveau de la nappe contrôle le degré d'in/exfiltration dans la nappe, influençant la mobilité des sédiments en surface et donc la morphologie de la plage. Une nappe de plage basse (inférieure au niveau marin) augmente l'infiltration (et donc stabilité et transport vers la côte) et diminue l'exfiltration alors qu'une nappe de plage haute augmente l'exfiltration et diminue l'infiltration. Il faut cependant noter que, sur une plage de sédiments fins type sable, l'effet global des écoulements souterrains sur la morphologie est probablement très faible (Butt et al., 2001; Sous et al., 2013).

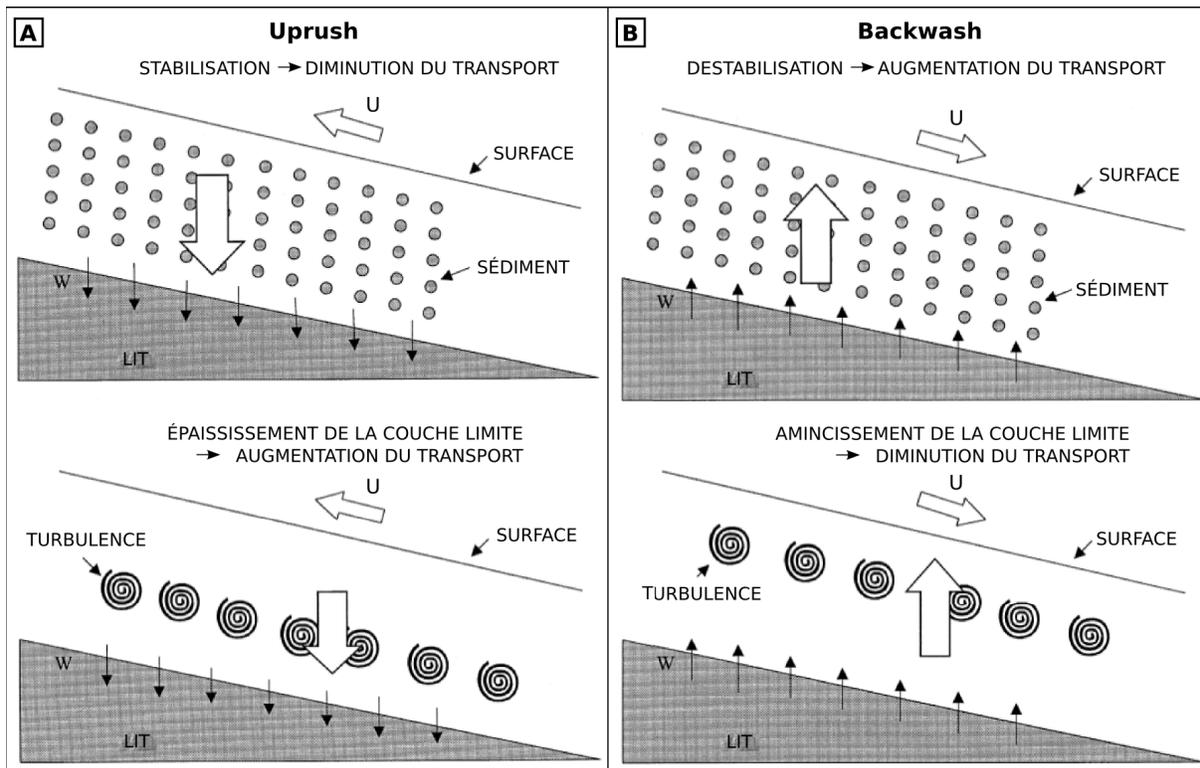


FIGURE 1.8 – Représentation schématique (A) de la stabilisation du sédiment (haut) et de l'épaississement de la couche limite de fond (bas) dûs à l'infiltration pendant l'uprush, ainsi que (B) de la déstabilisation du sédiment (haut) et de l'amincissement de la couche limite (bas) dûs à l'exfiltration pendant le backwash (Butt et al. 2001, traduit).



# Première partie

## Site d'étude et déploiement



# Chapitre 2

## Site d'étude

Le profil de Rousty se localise à l'Est des Saintes-Maries-de-la-Mer et du Petit-Rhône, au Nord du golfe de Beauduc, dans le delta du Rhône (Camargue, France) sur une portion de littoral globalement orientée Est-Ouest (figure 2.1).

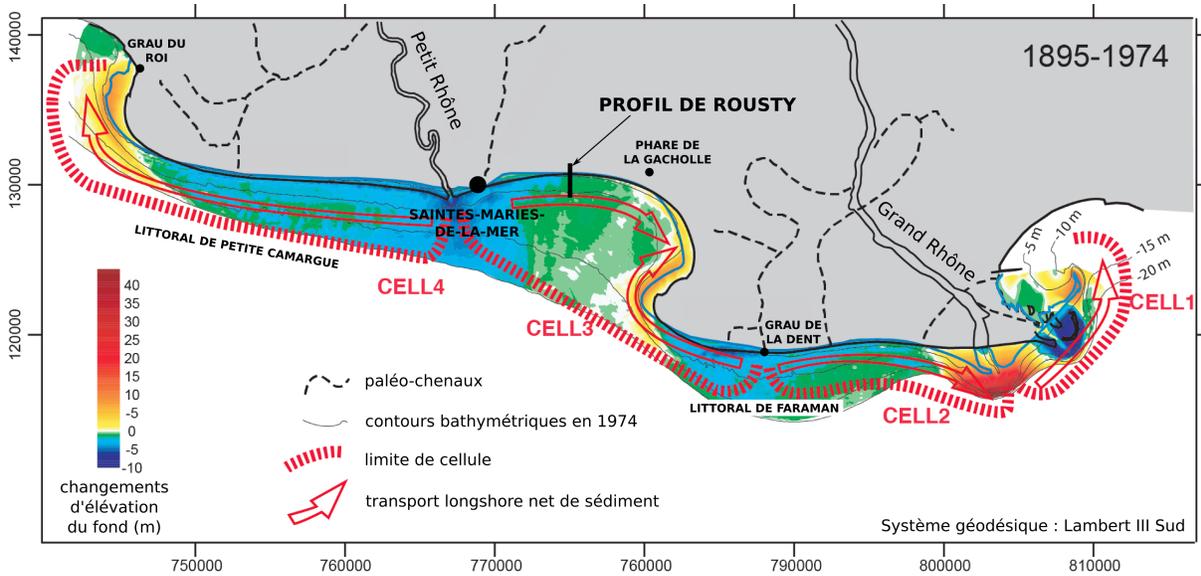


FIGURE 2.1 – Localisation du site, évolution séculaire des fonds et cellules de dérive littorale (Sabatier and Anthony, 2015).



## 2.1 Variations séculaires du rivage et budget sédimentaire

La zone dans laquelle se situe le profil de Rousty connaît un recul du rivage chronique avec des vitesses proches de  $-3m/an$  depuis le début du 20<sup>ème</sup> siècle (Sabatier and Suanez 2003, figures 2.1 et 2.2). Le profil Rousty s'inscrit dans une cellule de dérive littorale où la zone en accrétion du fond du golfe de Beauduc est alimentée par celle en érosion délimitée par le Petit Rhône (à l'Ouest) et une zone de transition proche du phare de la Gacholle (à l'Est) (figure 2.1). La dérive littorale dominante, orientée vers l'Est reste toutefois mal quantifiée et la littérature propose des valeurs variant de  $0.05.10^6m^3/an$  à  $0.21.10^6m^3/an$  (Blanc, 1977; Suanez and Bruzzi, 1999; Sabatier et al., 2006).

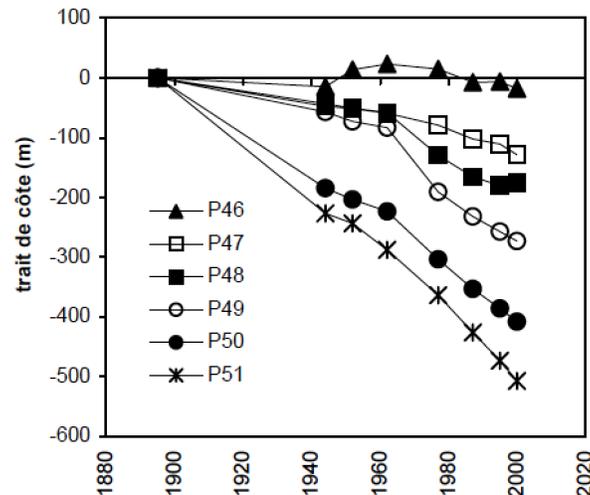


FIGURE 2.2 – Évolution séculaire du rivage de la digue à la mer, du phare de la Gacholle (P46) aux Saintes-Maries-de-la-mer (P51), le profil Rousty se situe à proximité des profils P48-50 (Sabatier, 2001).

## 2.2 Caractéristiques météorologiques

Dans la partie centrale du Delta du Rhône, la station des Saintes-Maries-de-la-Mer, installée au-dessus de la Capitainerie du port, a enregistré le vent à 10 m NGF sur la période 1993-1998. Le régime des vents dominants est caractérisé par deux secteurs principaux : vents de NW et de SE (figure 2.3). Les vents de W à SW représentent 14% du total et ceux de NE à E 13%. Les vents du cadran NW sont les plus fréquents (46%) ; le Mistral (N-NW) atteint des vitesses moyennes de  $8$  à  $11m/s$ , avec des maxima dépassant  $20m/s$  ; la Tramontane (NW- W), est à la fois moins fréquente et moins violente (vitesse

moyenne 11 à 14m/s, maxima inférieurs à 20m/s ). Les vents du secteur SSE et SE représentent 22% du temps et se répartissent de manière quasi identique (11.5 et 10.5%). Les moyennes, plus élevées que pour les vents de secteur N, atteignent 11 à 14m/s. Les vitesses maximales peuvent atteindre 25m/s pour les vents de SE et sont légèrement moins fortes par secteur SSE (vitesses maximales 18m/s). (Sabatier, 2001)

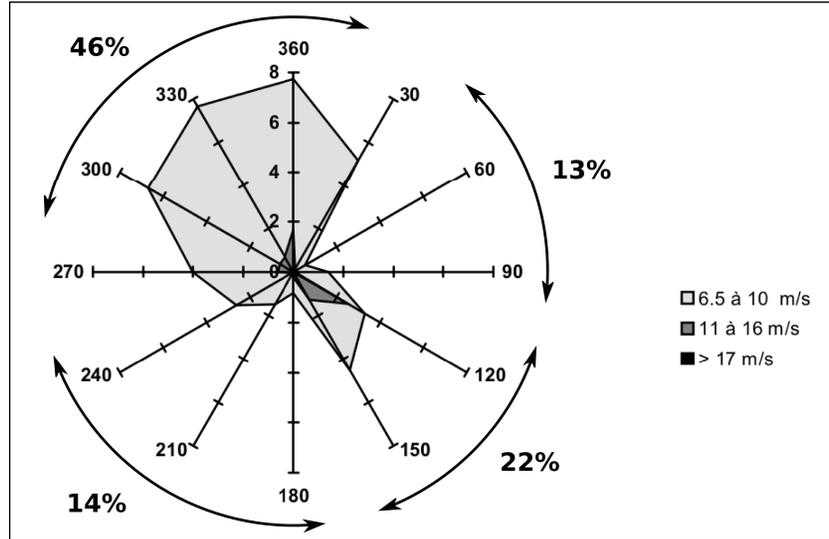


FIGURE 2.3 – Rose des vents à la station météorologique des Saintes-Maries-de-la-Mer (Sabatier, 2001).

## 2.3 Caractéristiques du niveau marin

La plage de Rousty est soumise à un marnage de type microtidal (proche de 0.3m) mais le niveau marin enregistre des variations importantes. En Camargue, les variations du plan d'eau durant les tempêtes ont été principalement décrites par Suanez (1997) et Bruzzi (1998) à partir du marégraphe du Grau de la Dent. Ces auteurs indiquent que durant les tempêtes extrêmes, le niveau d'eau peut monter de +1m environ (tempêtes de 1982 et 1997) mais les valeurs atteintes par le run-up sur la plage restent toutefois mal documentées en l'absence de mesures hydrodynamiques. On observe également des décotes jusqu'à -0.5m liées aux vents de nord et aux hautes pressions généralement associées.

L'élévation du niveau marin est estimée à 2.1mm/an (Sabatier et al., 2009b) et les prévisions pour la fin du 21<sup>ème</sup> siècle indiquent une augmentation significative (Parry et al., 2007; Barros et al., 2014). On travaille ici à des échelles de temps plus courtes mais les observations que nous allons faire pourront être particulièrement importantes dans le contexte de montée des eaux, comme par exemple une fréquence accrue des inondations marines (Suanez et al., 1997; Ullmann and Moron, 2008; Sabatier et al., 2005).

## 2.4 Caractéristiques des houles

Les houles proviennent de 2 directions privilégiées (Sabatier and Suanez, 2003) : Sud-Ouest (SW) et Sud-Est (SSE/ESE). Les houles de secteur SW sont les plus fréquentes (30% du régime annuel) mais sont de relativement faible énergie avec des hauteurs de l'ordre de  $0.5 - 1m$  et des périodes inférieures à  $6s$  dans 80% des cas. Ces houles sont associées aux vents offshore de NW et NNW (Mistral et Tramontane) et sont aussi qualifiées de houles de beau temps. Les houles de secteurs SSE et ESE représentent quand à elles 16 et 11% du régime annuel et sont plus énergétiques avec des hauteurs supérieures à  $2m$  dans plus de 40% des cas et des périodes supérieures à  $6s$  dans plus de 25% des cas. Ces houles sont associées au vents onshore de SSE et SE (avec vitesse pouvant dépasser  $100km/h$ ) et sont également qualifiées de houles de tempête.

## 2.5 Caractéristiques morphologiques

Au niveau du site d'étude le littoral est orienté Est-Ouest, nous allons donc décrire la succession de morphologies rencontrées le long d'un profil cross-shore Nord-Sud (figure 2.4). L'arrière dune au nord correspond à une dépression vaseuse inondée l'hiver ou à des étangs. Le cordon dunaire est inégalement développé et s'organise en îlots culminants à  $+5m$  NGF environ, avec une face Nord et un sommet colonisé par des oyats et une face Sud non végétalisée à forte pente. La plage aérienne est caractérisée par un bourrelet au sommet de l'estran à  $+1m$  NGF, qui délimite une dépression relative (ou "bâche") ennoyée une partie de l'hiver. Sur le flanc aval de ce bourrelet on retrouve une berme généralement bien développée. La plage sous-marine présente plusieurs barres, généralement deux, parallèles au rivage et continues. Le déferlement a généralement lieu à l'aplomb de la barre interne, qui est donc bien identifiable sur les photographies aériennes et de terrain

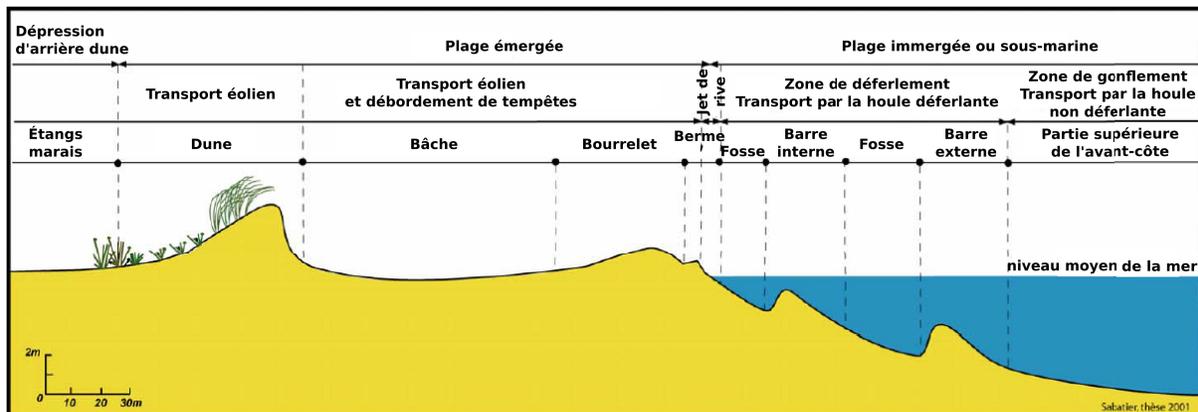


FIGURE 2.4 – Profil type de plage (Sabatier, 2001).

(figure 2.5). La barre externe, plus profonde, n'est visible sur les photographies aériennes que lorsque la mer est claire, elle forme une bande rectiligne légèrement plus foncée (figure 2.5A).

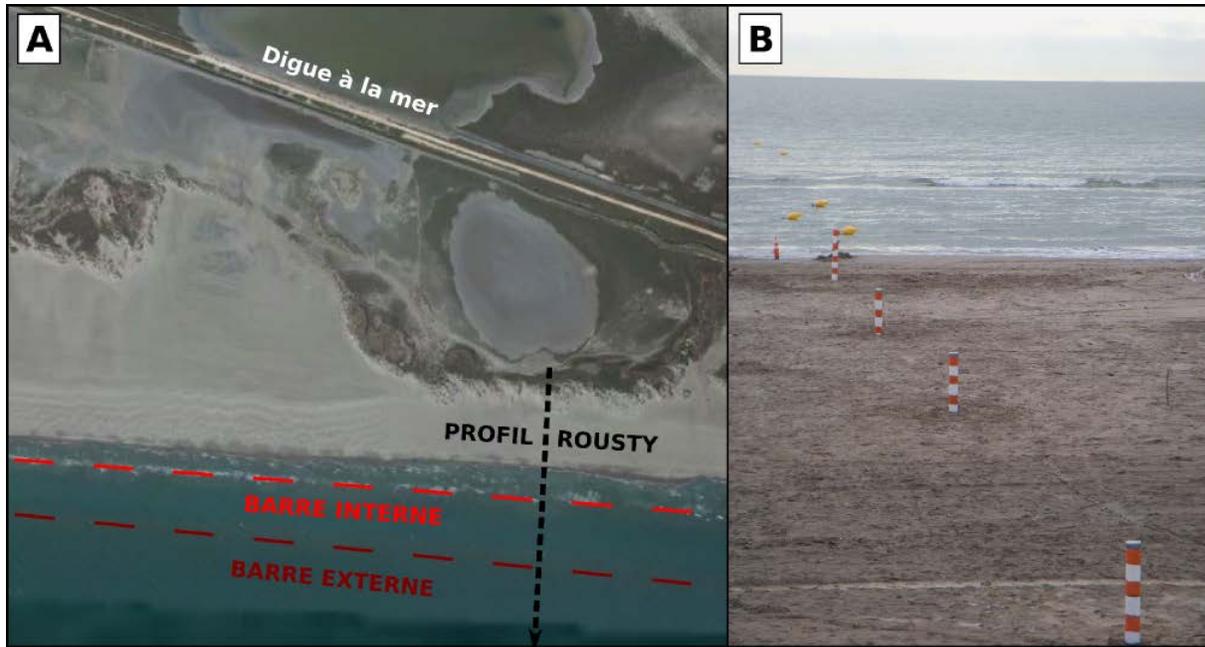


FIGURE 2.5 – Vue aérienne du profil de Rousty (A) et photographie du profil instrumenté (B).

La pente moyenne est d'environ 1%. Des sinuosités de plage non rythmiques et de grande longueur d'onde (300 à 500m) peuvent être présentes en hiver, mais durant les tempêtes le profil de plage est lissé (Sabatier, 2001). Durant la majorité du temps, le profil de Rousty s'inscrit donc dans une morphologie Longshore-Bar-Trough (LBT) selon la classification de Wright and Short (1984), reprise et mise à jour par Ferrer (2010).

Les variations morphologiques du profil ont été étudiées dans la thèse de Sabatier (2001) durant une année (figure 2.6). À partir de relevés topo-bathymétriques analysés par une étude statistique élémentaire, Sabatier observe tout d'abord une avancée du rivage pendant la saison estivale et un recul durant l'hiver. Dans le détail, la dune ne montre pas de relations évidentes avec le reste des unités du profil. Le bourrelet se situe à l'interface entre le système émergé et immergé et son déplacement définit la zone de mobilité saisonnière de la plage (environ 60m). Pendant l'hiver, les houles de tempêtes attaquent la côte et le bourrelet recule, mais avec des dépôts de matériel sur son revers (du type cône de débordement de tempête ou overwash). Il y a donc déplacement sédimentaire mais pas nécessairement perte pour le système plage. L'originalité du site se trouve dans l'évolution du bourrelet qui montre un gain sédimentaire l'hiver, pendant les tempêtes, alors que les travaux antérieurs décrivent plutôt une érosion durant ces événements (Komar,

1976; Kriebel and Dean, 1985; Lee et al., 1998). Pendant la saison estivale, qui correspond généralement aux vents de terre, le transit éolien domine (figure 2.7) alors et renvoie le sable à la mer, ce qui contribue à l'avancée du rivage (Sabatier et al., 2009a). Ce profil est caractéristique des secteurs en érosion des plages de Camargue puisqu'il montre une dune fossile (2 400 years BP, Vella et al. 2005), une bêche et une berme. Les phases d'inondation de tempête sont à mettre en relation avec les données anémométriques et hydrodynamiques obtenues à 3m de profondeur entre le 26/02/2001 et le 04/03/2001 durant la campagne ROUSTY0201 (figure 2.8), les zones grisées représentent les périodes où le jet de rive franchit la berme et inonde la plage. Cependant, les dates charnières de changements morphologiques des différentes unités du profil ne coïncident pas toutes ensembles, soulignant des réponses différentes de la morphologie aux forçages. Une Analyse en Composantes Principales dévoile en effet un comportement très épisodique des pertes et gains sédimentaires des unités de la plage sans relation évidente avec la force des tempêtes. Par exemple l'augmentation de la distance entre le rivage et la barre externe pendant les tempêtes classiquement décrite dans la littérature n'est pas systématique. La barre peut reculer alors que le rivage reste figé. Aussi, le volume de la bêche et de la barre externe sont plutôt reliés à la hauteur et la cambrure de la houle alors que celui de l'estran et la position du rivage entretient des relations avec le niveau d'eau et la direction des houles.

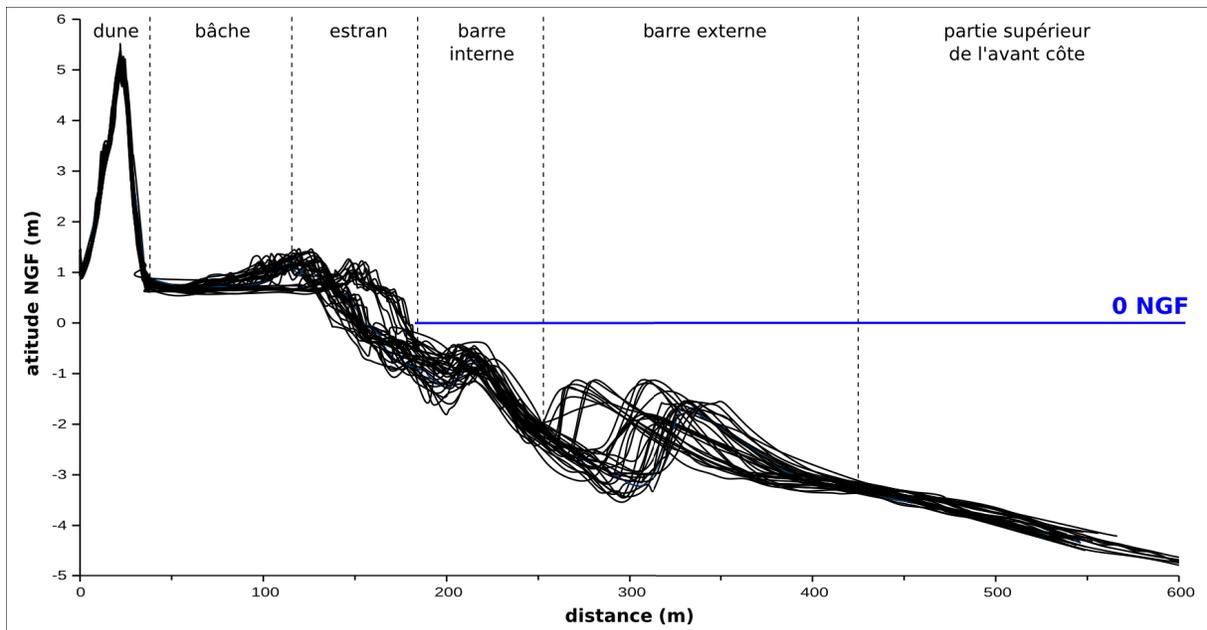


FIGURE 2.6 – Suivi morphologique du profil Rousty entre juin 2000 et juin 2001 (Sabatier, 2001).

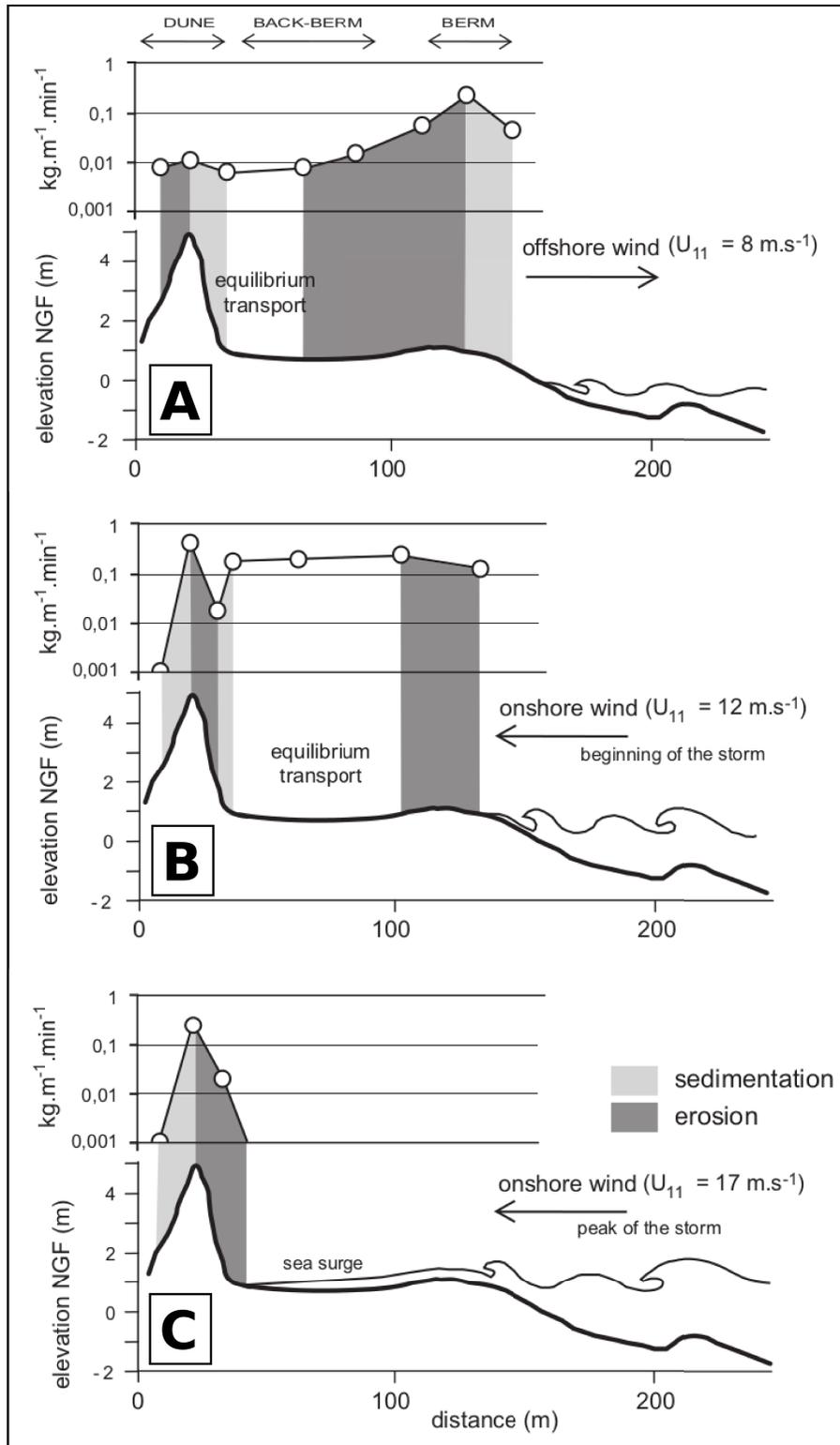


FIGURE 2.7 – Modèle conceptuel du transport sédimentaire éolien sur le profil de Rousty, pendant un vent de terre (A), pendant un vent de mer, en début de tempête (B) et pendant un vent de mer au paroxysme d’une tempête (C) (Sabatier et al., 2009a).

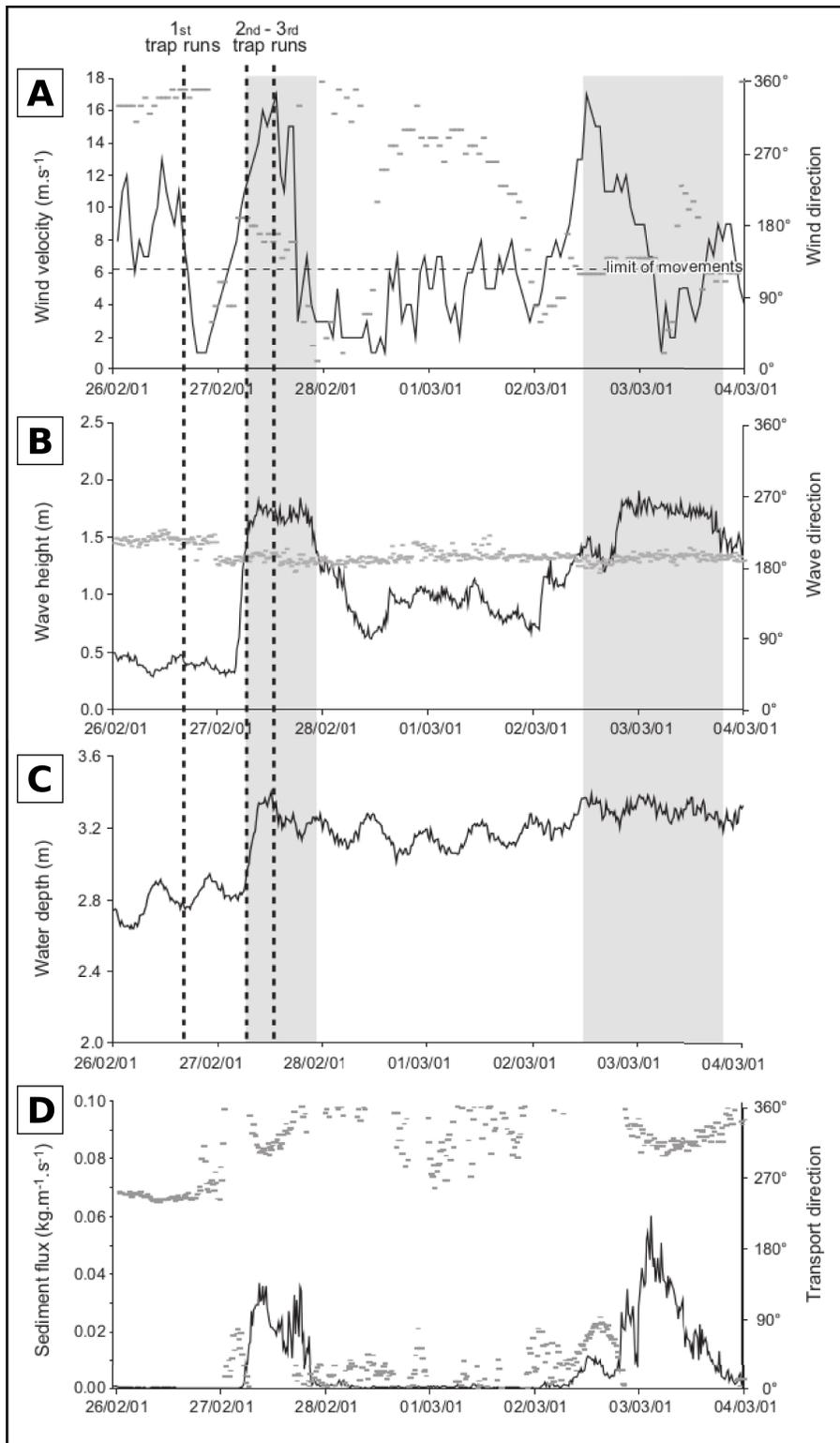


FIGURE 2.8 – Données anémométriques et hydrodynamiques à 3m de profondeur. Vitesse et direction du vent (A), hauteur significative des vagues (B), profondeur (C) et flux et direction du transport sédimentaire calculé à partir du modèle SEDTRANS96 (D) (Sabatier et al., 2009a).

La complexité des processus mis en jeu justifie la durée de trois mois de la campagne de terrain. Avec des mesures qui couvrent une grande partie de la saison hivernale, nous avons espéré pouvoir enregistrer plusieurs tempêtes et épisodes de beau temps ainsi que leur l'impact hydro- et morphologique sur le système côtier.

## 2.6 Caractéristiques sédimentologiques

La granulométrie moyenne de la plage de Rousty est assez fine ( $200\mu m$ ) avec des grains plus grossiers près du rivage et plus fins sur la dune et vers le large, sans distinction particulière au niveau des barres et des fosses de lévigation, mais ces zones n'ont pas fait l'objet d'une investigation en profondeur.

## 2.7 Données hydro-sédimentaires existantes

Si la morphologie du site est bien connue, les données hydrodynamiques restent rares, elles concernent d'abord des mesures de la forme, hauteur de la houle et profondeur d'eau au déferlement desquelles il ressort que la formule de Goda (1970) procure les meilleurs résultats (Sabatier, 2001). Ensuite, un houlographe courantmètre S4ADW (campagne ROUSTY0102) a été déployé avant la barre externe, vers  $3m$  de profondeur, et les données de courant ont été utilisées pour estimer les transits sédimentaires à l'aide du modèle SEDTRANS(Sabatier, 2001; Sabatier et al., 2009a). La campagne se produit lors d'un événement de faible intensité où  $H_o$  au large atteint  $1.8m$  (bouée Port Camargue du réseau Candhis par  $14m$  de fond). Dans les petits fonds ( $-3m$ ), le transit sédimentaire se dirige vers le large durant les tempêtes ( $0.06kg.m^{-1}.s^{-1}$ ) ce qui pourrait être un élément d'explication de l'érosion de l'avant côte observée à long terme (Sabatier et al., 2006). Pendant les périodes de vents de terre (début de la campagne), le transport est très réduit ( $0.0006kg.m^{-1}.s^{-1}$ ) et légèrement orienté vers la côte (obliquité d'environ  $20^\circ$  au rivage) probablement en relation avec la faible hauteur de houle. Cette campagne dévoile aussi une élévation rapide du niveau d'eau qui atteint  $40cm$  environ en quelques minutes à partir du moment où la tempête débute. Ensuite, même si la houle réduit de hauteur, le niveau d'eau est capable de rester élevé pendant plusieurs jours ce qui favorise les inondations marines.

## 2.8 Enjeux d'une nouvelle étude

Le profil de Rousty s'inscrit dans une zone en érosion sur le long terme avec un fort déploiement d'ouvrages côtiers aux Saintes-Maries-de-la-Mer et se situe à la limite du

Parc Naturel de la Camargue. La compréhension de la dynamique de la zone représente un enjeu important pour les activités liées au tourisme mais également pour l'avenir de la lagune d'arrière dune, qui est de première importance pour la préservation de la faune aviaire.

Le site présente une homogénéité longshore en milieu microtidal puisque les barres présentent généralement une morphologie LBT ce qui facilitera, a priori, l'observation et la compréhension des processus. De plus, l'étude des plages à barres (simple durant notre campagne) demeure un champ de recherche important et encore à investiguer pour la communauté scientifique. Par ailleurs les conditions météo-marines sont également bien particulières, on observe en effet des instabilités des systèmes météorologiques avec des évolutions très rapides des conditions de vagues et de vent, ainsi qu'un régime de vent de terre particulièrement bien établi.

A ce jour, si ce site est relativement bien connu en ce qui concerne la morphologie, la mobilité de l'estran demeure très mal documentée en terme de processus physiques. La seule campagne hydrodynamique réalisée reste réduite mais dévoile une élévation quasi-instantanée du plan d'eau dans le cas d'une (faible) tempête, ce que Suanez (1997) et Bruzzi (1998) avaient déjà pressenti. Notre étude permettra donc d'apporter des données et des réponses nouvelles sur l'élévation du plan d'eau dans la zone du déferlement et au niveau du swash dont les valeurs conditionnent l'érosion des dunes (Sabatier, 2008) et les inondations marines. De plus il apparaît clair qu'une documentation complète de l'hydrodynamique littorale est essentielle pour comprendre le fonctionnement du système côtier étudié.

Pour cela nous avons mis en place un dispositif cross-shore de mesures hydrodynamiques, car le système est supposé homogène le long de la côte (morphologie de plage de type LBT), associé à un suivi topo-bathymétrique. Ce dispositif regroupe une quantité et une variété d'instruments de mesures hydrodynamiques considérables, permettant la mesure de nombreux paramètres tels que le niveau d'eau, les vagues, les courants, la circulation dans la nappe, etc.

Cette étude est directement applicable à l'ensemble du golfe du Lion, car on retrouve les mêmes conditions de milieu microtidal barré, homogène le long de la côte, avec des vents de terre importants et des systèmes météorologiques instables. On peut également espérer que dans ce contexte particulier nous allons pouvoir mettre en avant des processus qui sont généralement masqués par les effets de marée sur d'autres sites.



# Chapitre 3

## Dispositif de mesure

Le dispositif mis en place a été pensé et dimensionné afin de suivre la dynamique d'un profil cross-shore depuis l'entrée de la zone de transformation des vagues jusqu'à la nappe de plage (section 3.1) avec une courte période consacrée au suivi haute-fréquence de la zone de swash (section 3.3). Il a pour but de caractériser les relations complexes entre propagation et déferlement des vagues, dynamique du trait de côte et réponse morphologique de la plage aux forçages météo-marins. La campagne se concentre sur deux phases distinctes de déploiement : 1) déploiement des équipements hydrodynamiques sur piliers autonomes le long d'un profil cross-shore sur une période d'environ trois mois (figure 3.1), 2) inter-comparaison de mesure dans la zone du jet de rive réalisées avec des systèmes de mesures haute-fréquence sur deux semaines (figure 3.1). La conception du déploiement a été réalisée conjointement par François Sabatier et Samuel Meulé du Cerege (Centre de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement), Damien Sous du MIO (Institut Méditerranéen d'Océanologie), Frédéric Bouchette de GM (Géosciences Montpellier) et moi même (MIO et GM).

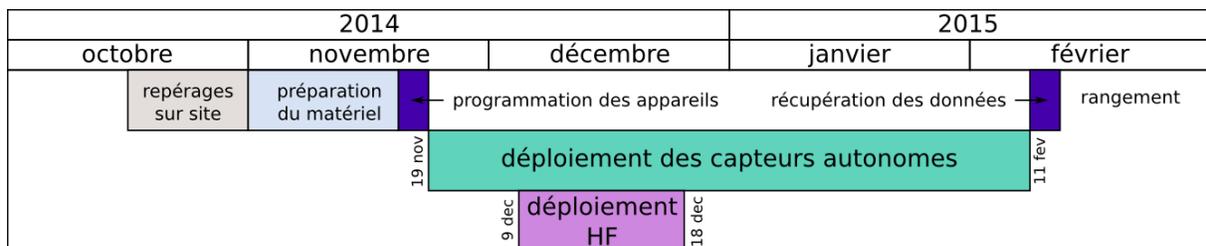


FIGURE 3.1 – Calendrier de la campagne.

Ces différents travaux de terrain s'inscrivent dans le cadre du projet ROUSTY1412 dirigé par François Sabatier du CEREGE. Les différentes phases de terrain, ainsi que les périodes de préparation et de nettoyage du matériel utilisés qui en découlent, ont mobilisé un grand nombre de personnes de plusieurs laboratoires - GERECE, MIO, Géosciences

Montpellier, Université de Bath - et les plongeurs d'IspoFacto et de l'OSU-Pytheas pour la mise en place des appareils au large.

J'ai personnellement participé à toutes les phases du projet, de la préparation de la campagne (repérage sur site, dimensionnement du déploiement, préparation du matériel, calibration et programmation des appareils de mesure) jusqu'à la récupération et exploitation des données récoltées, en passant par l'implication sur le terrain (mise en place du dispositif, suivi morphologique au GPS, surveillance du dispositif haute fréquence, et enfin récupération des appareils et retrait du dispositif). J'ai par ailleurs également imaginé, développé, testé et mis en place le système de protection des capteurs de pression qui les préserve de l'infiltration de sédiment et des chocs sur la membrane.

## 3.1 Déploiement de capteurs autonomes

Le dispositif de mesure a pour but d'obtenir un jeu de données hydrodynamiques de l'entrée de la zone de transformation des vagues jusqu'à la nappe de plage. Il a été mis en place du 19 novembre 2014 au 11 février 2015. Le déploiement se fait sur 13 tubes (T01 à T13, figure 3.2) sur lesquels se répartissent 12 capteurs de pression (PS01 à PS12) et 4 profileurs de courant (CP01 à CP04).

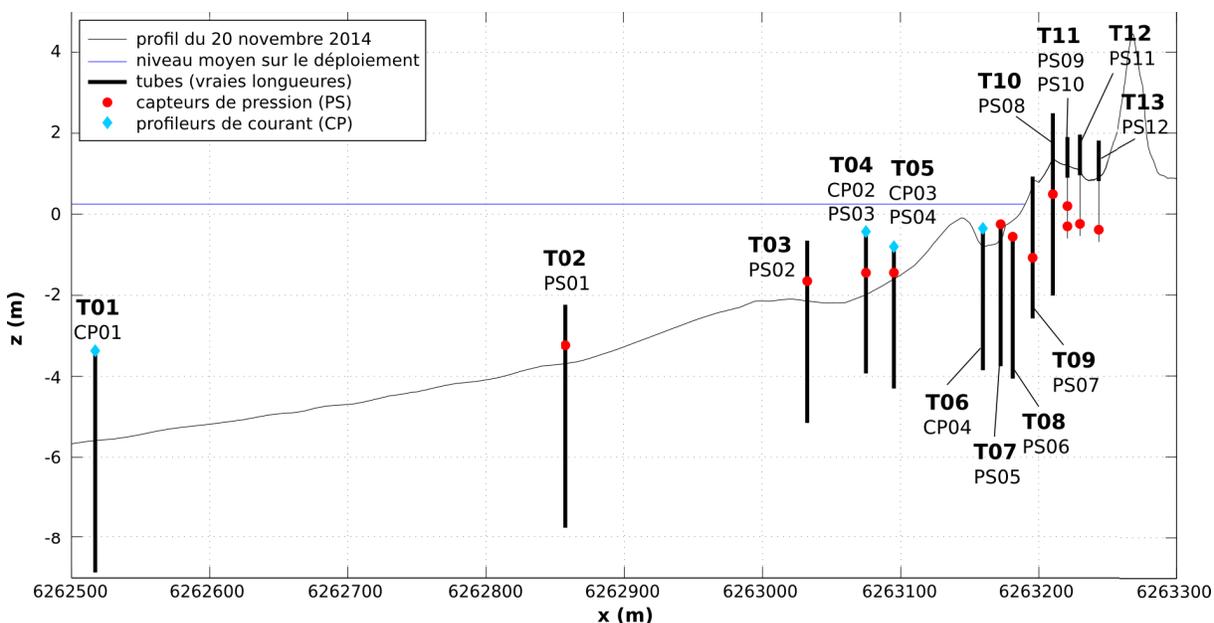


FIGURE 3.2 – Déploiement de capteurs autonomes le long d'un profil cross-shore sur la plage de Rousty : profil de plage et nomenclature utilisée.

### 3.1.1 Caractéristiques des appareils utilisés

#### Profileurs de courant (CP, current profiler)

Les profileurs de courant utilisés sont de 3 types : Workshore Sentinel ADCP  $600kHz$  (Teledyne RDI) pour le capteur CP01 (figure 3.3A), Aquadopp profiler Uplooking  $2MHz$  (Nortek) pour les capteurs CP02 et CP03 (figure 3.3B), et Aquadopp profiler Sidelooping  $2MHz$  (Nortek) pour le capteur CP04 (figure 3.3C). La mesure aux différents profileurs de courant se fait par burst de 60s toutes les 10 à 20min pour le courant et d'environ 20min toutes les 60 à 90min pour la houle. Le tableau 3.1 résume les différentes caractéristiques de fonctionnement des profileurs de courant utilisés.

Parmi les profileurs de courant, l'Aquadopp CP02 a un comportement un peu particulier, en effet il interrompt la mesure de courant lorsque le module de houle fonctionne. La figure 3.4 présente le fonctionnement des profileurs de courant sur 4 heures.

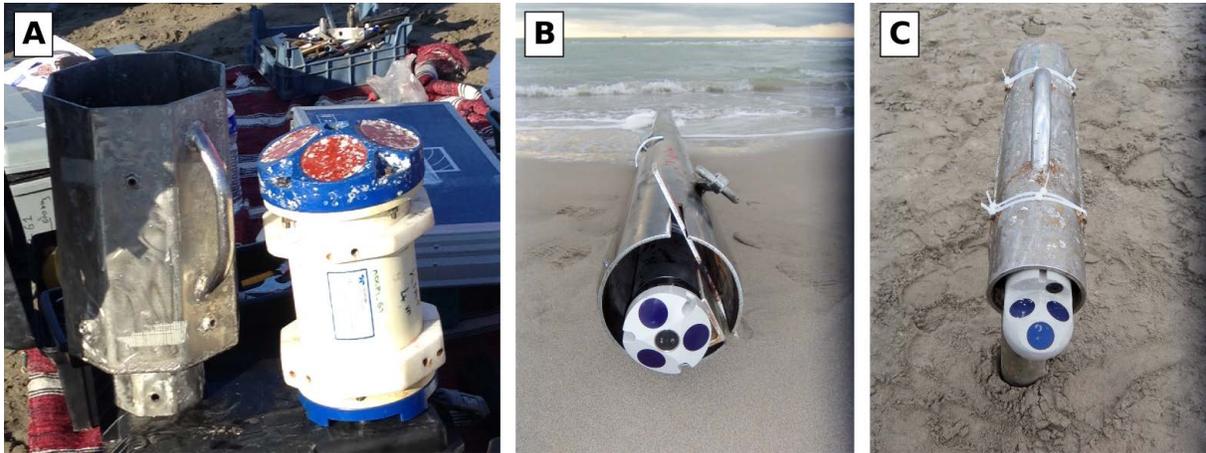


FIGURE 3.3 – Appareils de mesures hydrodynamiques : (A) ADCP et sa structure de fixation au tube, (B) Aquadopp Uplooking glissé dans son tube et (C) Aquadopp Sidelooping dans sa structure de fixation.

TABLE 3.1 – Tableau récapitulatif des caractéristiques de fonctionnement des profileurs de courant.

Appareil	Tube	Fréquence d'échantillonnage	Durée du burst	Intervalle entre deux burst	Taille des cellules	Nombre de cellules
Courant						
CP01	01	2Hz	60s	10min	0.2m	15
CP02	04	2Hz	60s	10min	0.1m	20
CP03	05	2Hz	60s	10min	0.1m	12
CP04	06	2Hz	60s	20min	0.1m	12
Houle						
CP01	01	2Hz	17.07min	90min	/	/
CP02	04	2Hz	20min	90min	/	/
CP04	06	2Hz	20min	60min	/	/

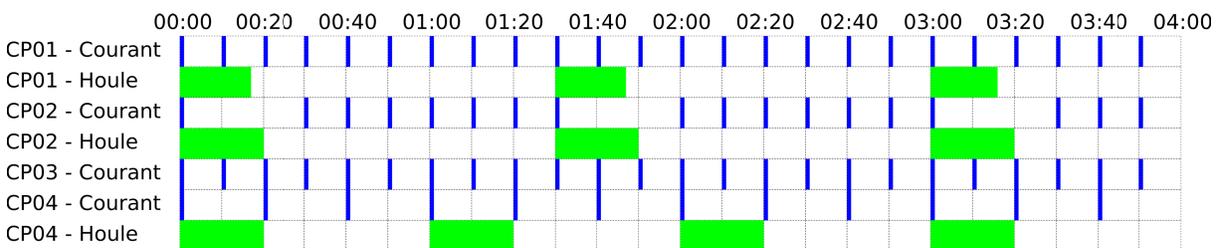


FIGURE 3.4 – Schéma explicatif du fonctionnement des profileurs de courant, avec en bleu le courant et en vert la houle.

Il est important de noter que selon les contraintes de mise à l'eau, le réglage de l'appareil ainsi que les capacités des batteries et de la mémoire des appareils, tous n'ont pas fonctionné sur la même période. La figure 3.5 montre les périodes de fonctionnement des différents instruments.

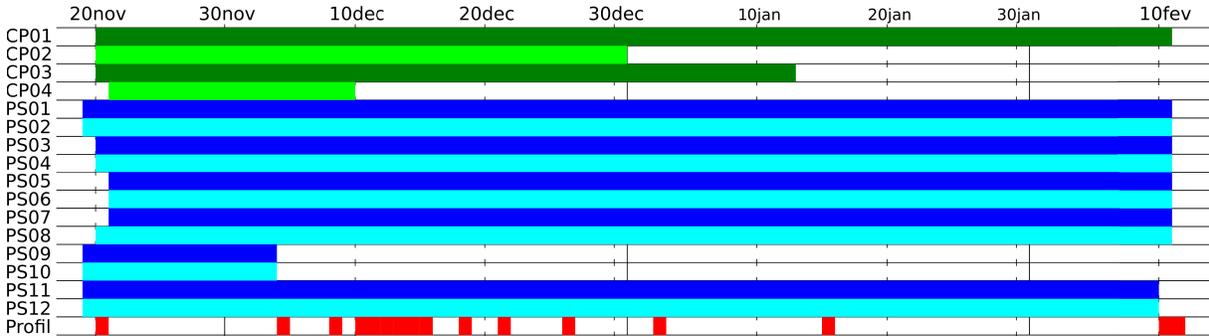


FIGURE 3.5 – Calendrier de fonctionnement des appareils, profileurs de courant en vert, capteurs de pression en bleu et profils topographiques en rouge.

### Capteurs de pression (PS, pressure sensor)

Les capteurs de pression utilisés sont de 3 types : Wave Gauge (Ocean Sensor Systems Inc.) pour les capteurs PS01 à PS08 (figure 3.6A), enregistreur de données DCX (Keller) pour les capteurs PS09 et PS10, et Orpheus Mini (OTT Hydromet) pour les capteurs PS11 et PS12. La mesure se fait de façon continue. Le tableau 3.2 résume les différentes caractéristiques de fonctionnement des capteurs de pression utilisés.

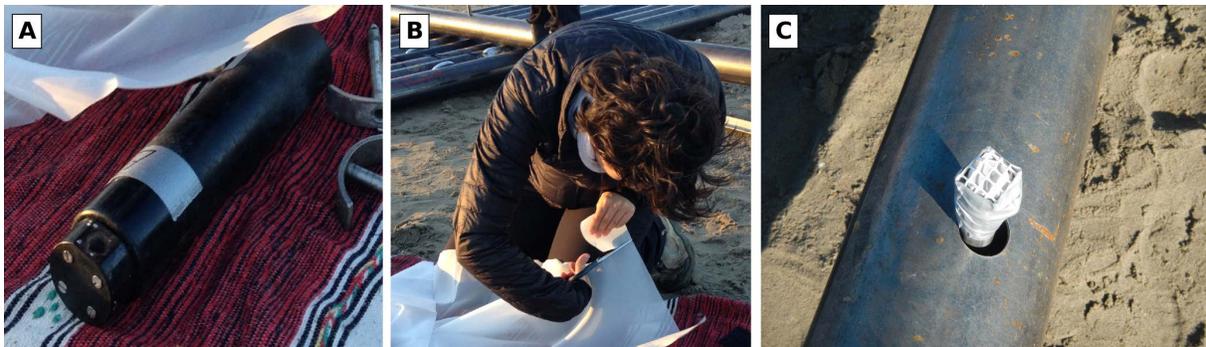


FIGURE 3.6 – Appareils de mesures hydrodynamiques : (A) capteur de pression, (B) toile filtrante pour système de protection des capteurs de pression contre l'ensablement et (C) système de protection en place sur un tube.

L'ensablement des capteurs de pression peut avoir un impact sur la donnée mesurée, notamment en terme de surpression exercée par le sédiment sur la membrane du capteur.

TABLE 3.2 – Tableau récapitulatif des caractéristiques de fonctionnement des capteurs de pression.

Appareil	Tube	Fréquence d'échantillonnage	Gamme de mesure	Résolution	Précision
PS01	02	5Hz	0 – 3bar	0.1mbar	1.5mbar / 15mm
PS02	03	5Hz	0 – 3bar	0.1mbar	1.5mbar / 15mm
PS03	04	5Hz	0 – 3bar	0.1mbar	1.5mbar / 15mm
PS04	05	5Hz	0 – 3bar	0.1mbar	1.5mbar / 15mm
PS05	07	5Hz	0 – 3bar	0.1mbar	1.5mbar / 15mm
PS06	08	5Hz	0 – 3bar	0.1mbar	1.5mbar / 15mm
PS07	09	5Hz	0 – 3bar	0.1mbar	1.5mbar / 15mm
PS08	10	5Hz	0 – 3bar	0.1mbar	1.5mbar / 15mm
PS09	11	0.007Hz / 2.5min	0 – 10m / 0 – 1bar	2cm / 2mbar	2cm / 2mbar
PS10	11	0.007Hz / 2.5min	0 – 10m / 0 – 1bar	2cm / 2mbar	2cm / 2mbar
PS11	12	0.003Hz / 5min	0 – 4m	0.4mm	2mm
PS12	13	0.003Hz / 5min	0 – 4m	0.4mm	2mm

Afin de limiter l'ensablement de la membrane, nous avons équipé les capteurs de pression d'une toile filtrante en polyester monofilament de maille  $80\mu m$  (Growend, entreprise spécialisée dans les ustensiles d'extraction et de manipulation de concentrés, figure 3.6B) recouverte d'un grillage en plastique de maille  $5mm$  afin de protéger la toile des éléments plus grossiers qui pourraient la percer (figure 3.6C).

### Matériel de mesures morphologiques

Le GPS (Global Positioning System) est un système de géolocalisation fonctionnant au niveau mondial et reposant sur l'exploitation de signaux radio émis par des satellites dédiés. Le DGPS ou GPS différentiel est une amélioration du GPS qui utilise un réseau de stations fixes de référence qui transmet l'écart entre les positions indiquées par les satellites et leurs positions réelles connues et permet une correction de la position. Avec le système RTK (Real Time Kinematic) ou Cinématique temps réel, une station de référence fournit par VHF des corrections en temps réel permettant d'atteindre une précision de l'ordre du centimètre. Le GPS utilisé lors de ce déploiement est un DGPS RTK Trimble (figure 3.7A). La précision de mesure est de l'ordre de  $0.5 - 1cm$  en horizontal, de l'ordre de  $2 - 3cm$  en vertical pour les profils à la canne (i.e. au point par point), et généralement de l'ordre de  $5cm$  pour les levés topo-bathymétriques au sac à dos (figure 3.7B).

Le tachéomètre est un appareil servant à mesurer les angles horizontaux et verticaux entre deux cibles, ainsi que la distance entre ces cibles. La mesure des distances se fait grâce à un télémètre à visée infrarouge ou laser intégré dans le tachéomètre et d'une

mire (figure 3.7C), c'est-à-dire un prisme réflecteur tétraédrique, placé à la verticale du point que l'on souhaite mesurer. Le tachéomètre utilisé lors de ce déploiement est une station totale LEICA TCR805 (figure 3.7D). La précision de la mesure est de l'ordre du millimètre.



FIGURE 3.7 – Appareils de mesure topo-bathymétrique : (A) station de base du DGPS RTK Trimble et canne, (E) lever DGPS au sac à dos, (C) mire et (D) station totale LEICA TCR805.

Le sondeur bathymétrique mesure la profondeur à partir du temps de trajet d'un signal acoustique réfléchi sur le fond. Le sondeur utilisé lors de ce déploiement est un Sondeur Tritech PA500, qui fonctionne de manière couplée au DGPS RTK Trimble à l'aide du logiciel Hypack. Un lever bathymétrique nécessite donc l'installation de la station de base du DGPS. La précision de la mesure est généralement de l'ordre de 10cm.

### 3.1.2 Présentation du déploiement

Le déploiement se fait le long d'un profil cross-shore (figure 3.9) et se compose de quatre courantomètres profileurs à effet Doppler, dont un ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) pour le forçage au large de la plage et de trois Aquadopp profiler pour la mesure de courant au niveau des barres d'avant-côte, ainsi que de 12 capteurs de pression répartis du large jusque dans la nappe de plage. Un vélocimètre à effet Doppler type ADV (Acoustic Doppler Velocimeter) a également été déployé sur le flanc externe du système de barres, malheureusement sa gamme de mesure n'était pas adaptée aux conditions rencontrées, il n'a donc fonctionné correctement qu'en de très rares occasions, c'est pourquoi nous avons préféré ne pas en tenir compte dans cette étude. Des tubes en acier de 1.5m à 5.5m de longueur et de 15cm de diamètre servent de structure de protection et d'ancrage pour ces capteurs (figure 3.8A). Certains appareils sont fixés sur des cornières glissées dans ces tubes (c'est le cas des capteurs de pression et des Aquadopp Splooming), d'autres nécessitent une structure de fixation propre qui sera insérée au sommet du tube (c'est le

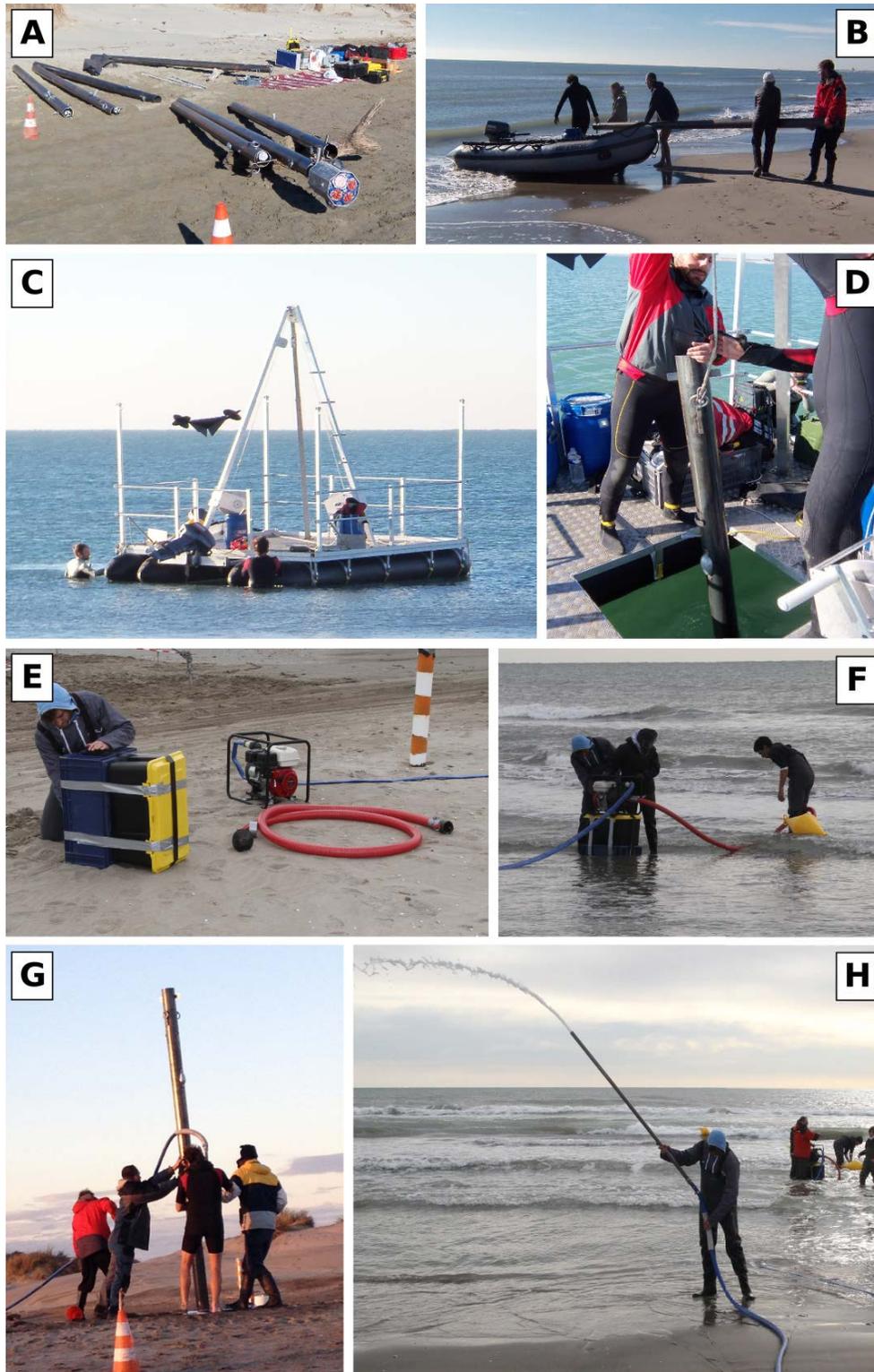


FIGURE 3.8 – Photographies du déploiement, (A) tubes, (B) transport des tubes par zodiac, (C) barge, (D) mise en place d'un tube sur la barge, (E) motopompe, crépine (tuyau rouge) et préparation du support, (F) motopompe en position, (G) installation d'un tube sur la plage et (H) installation d'une cornière dans la zone de swash.

cas pour l'ADCP et l'Aquadopp Sidelooking). On utilise une motopompe (figure 3.8E) qui aspire l'eau de mer d'un côté (tuyau à crépine rouge, figure 3.8E-F) pour l'éjecter sous pression à l'autre extrémité (figure 3.8H). L'eau sous pression est injectée dans le sable, ce qui a pour effet de le fluidiser et permet d'enfoncer les tubes profondément (figure 3.8G) de façon relativement rapide sans faire intervenir de gros engins plus destructifs du milieu. Pour la zone immergée, les tubes sont transportés en zodiac (figure 3.8B) jusqu'à une barge ancrée sur site (figure 3.8C) et descendus à l'aide d'un palan (figure 3.8D) jusqu'au fond où les plongeurs, également à l'aide de la motopompe, les enfoncent dans le sable.

Les capteurs de pression situés dans la partie émergée de la plage serviront à suivre les oscillations basses fréquences de la nappe phréatique de plage alors que ceux situés dans la partie immergée de la plage serviront à suivre les oscillations de la surface libre du large vers la côte (figure 3.9).

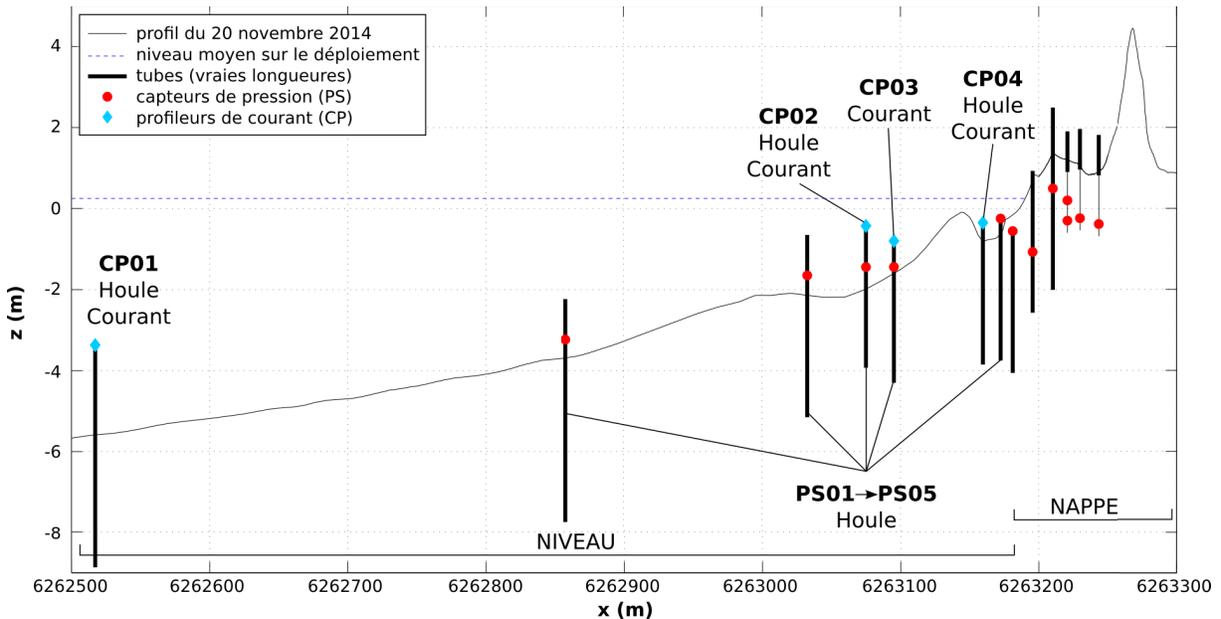


FIGURE 3.9 – Déploiement de capteurs autonomes le long d'un profil cross-shore sur la plage de Rousty : mesures de la nappe de plage ou de la surface libre, de la houle et du courant.

Des capteurs situés dans la partie immergée de la plage, nous en tirerons notamment les caractéristiques des vagues ( $H_s$  et  $T_p$ ) ainsi que des informations sur les ondes longues (type infra-gravitaires) et le niveau d'eau (figure 3.9). L'ADCP et les Aquadopp nous fournissent des profils de courant (intensité et direction) sur la colonne d'eau. L'ADCP ainsi que deux des Aquadopp sont également équipés d'un module de houle, ce qui nous permettra d'obtenir des information sur les vagues ( $H_s$ ,  $T_p$  et direction) en ces points (figure 3.9).

### 3.1.3 Référentiel et positionnement des appareils

#### Référentiel

Le géoïde est la surface équipotentielle de référence du champ de pesanteur terrestre qui coïncide au mieux avec le niveau moyen de la mer. L'ellipsoïde est une surface géométrique permettant de représenter assez fidèlement la forme du géoïde. Il se définit par les longueurs de ses demi-grand et -petit axes  $a$  et  $b$ , son facteur d'aplatissement  $1/f = a/(a - b)$ , son excentricité  $e = \sqrt{(a^2 - b^2)/a^2}$  et son origine.

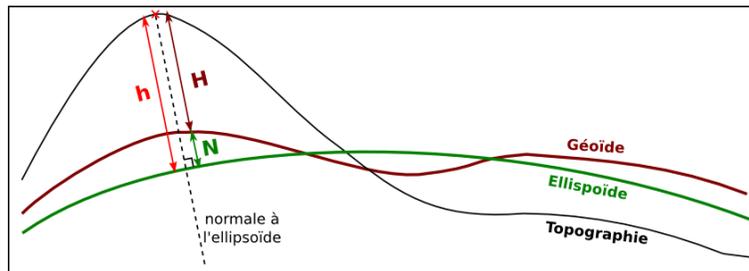


FIGURE 3.10 – Schéma de conversion des hauteurs ellipsoïdales en altitudes.

Le Réseau Géodésique Français 1993 (RGF93) est le système géodésique officiel en France métropolitaine. Il est basé sur l'ellipsoïde GRS80, de demi axes  $a = 6378137.0m$  et  $b = 6356752.314m$ , de facteur d'aplatissement  $1/f = 298.257222101$ , d'excentricité  $e = 0.08181919106$  et d'origine Greenwich. Les coordonnées planimétriques d'un point sont de deux types : géographiques (longitude  $\lambda$ , latitude  $\phi$ ) ou cartésiennes (Est, Nord). Le RGF93 fournit également une information sur la hauteur ellipsoïdale  $h$ , qui est la distance entre le point considéré et le pied de la normale à l'ellipsoïde. L'altitude  $H$  s'obtient à partir de la hauteur ellipsoïdale  $h$  et de l'ondulation  $N$  (hauteur du géoïde au dessus de l'ellipsoïde) de la manière suivante :  $H = h - N$  (figure 3.10).

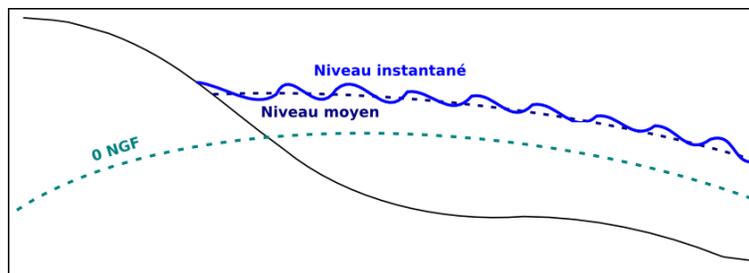


FIGURE 3.11 – Schéma descriptif des différents niveaux NGF.

Dans le système international d'unités, les altitudes sont exprimées par rapport au niveau moyen de la mer. La hauteur ellipsoïdale est donc à ne pas confondre avec l'altitude normale NGF (Nivellement Général de la France) dont le niveau zéro en France

métropolitaine est déterminé par le marégraphe de Marseille (12 années d'enregistrement entre 1885 et 1897). Le niveau moyen peut cependant être différent de ce niveau zéro de référence, car correspondant à la moyenne temporelle du niveau instantané. La figure 3.11 présente de façon schématique ces différents niveaux.

### Positionnement horizontal

La position des tubes a été prise au GPS différentiel DGPS RTK Trimble au moment de la mise en place et lors du retrait des appareils. La position  $(x, y, z)$  des tubes 7 à 13, situés sur la plage émergée et à faible profondeur au niveau de la plage immergée, a été prise directement au sommet des tubes. La position des appareils à l'intérieur des tubes étant connue (elle a été mesurée au moment du déploiement), on en déduit donc assez précisément (à  $\pm 5mm$ ) la position de chaque appareil. Les tubes 1 à 5 étant situés à des profondeurs trop importantes, leur positionnement a été plus complexe. Leur position en  $(x, y)$  a été prise au DGPS depuis le zodiac placé à la quasi-verticale de chaque tube. La précision est donc moins importante, de l'ordre du mètre.

### Positionnement vertical

La position verticale des capteurs proches de la plage ou situés dans la nappe (tubes 7 à 13) est connue (mesure DGPS directe, à  $\pm 2cm$ ). Pour obtenir un positionnement vertical des appareils situés plus au large (tubes 1 à 5) nous avons utilisé une méthode indirecte. On identifie la période la plus calme du déploiement (autour du 4 décembre) où l'énergie des vagues est faible et où le vent est faible ( $< 5m/s$ ). Pour des vagues aussi petites ( $H_s \lesssim 10cm$ ), le déferlement a lieu très proche de la ligne de rivage avec uniquement un swash très local, le setup généré doit être de l'ordre du centimètre et le shoaling de quelques millimètres, on reste donc dans l'incertitude générale de positionnement et de mesure. Le plan d'eau pour cette période est supposé horizontal et correspond au niveau d'eau au repos (ou SWL, Still Water Level), différent du 0 NGF. Pour chaque capteur on calcule la hauteur d'eau moyenne sur cette période. On choisit le capteur situé dans le tube 7 comme référence car sa position verticale est connue (mesure GPS directe), et il est toujours immergé et hors de la nappe de plage.

On calcule la position verticale des capteurs du large de la façon suivante :

$$z_{CP} = z_{CP_{ref}} + h_{CP_{ref}} - h_{CP} \quad (3.1)$$

avec  $CP_{ref}$  le capteur de référence (soit le capteur du tube 7),  $h$  le niveau d'eau mesuré au capteur et  $z$  la position verticale du capteur. La figure 3.12 schématise la méthode utilisée pour le positionnement vertical des capteurs du large. Dans ce cas, la précision n'est plus

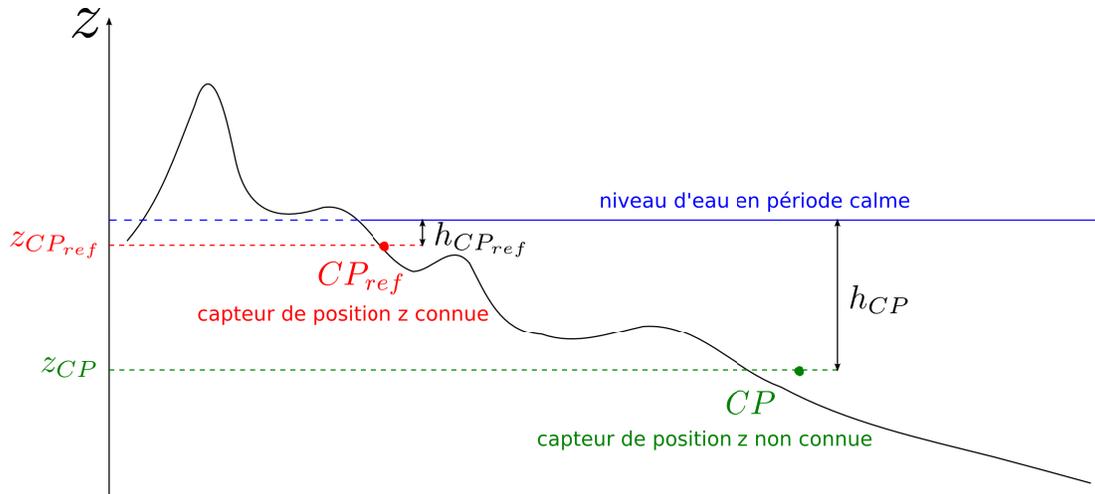


FIGURE 3.12 – Schéma explicatif de la méthode utilisée pour déterminer la position verticale des capteurs situés au large.

celle du DGPS mais celle du capteur ( $\approx 15mm$ ) plus celle de la mesure DGPS sur le capteur de référence ( $\approx 20mm$ ), soit une précision de l'ordre de  $30-40mm$ . Le tableau 3.3 regroupe la position de chaque appareil, avec en italique les positions verticales calculées à l'aide de la méthode précédemment décrite.

TABLE 3.3 – Tableau récapitulatif des position des appareils.

Appareil	Tube	Position DGPS			Précision post-traitement DGPS		
		x (m)	y (m)	z (m)	dx (mm)	dy (mm)	dz (mm)
Capteurs de pression							
PS01	02	820454.222	6262857.890	<i>-3.233</i>	6	6	27
PS02	03	820457.174	6263032.711	<i>-1.650</i>	6	6	27
PS03	04	820455.996	6263075.107	<i>-1.444</i>	6	6	27
PS04	05	820454.764	6263095.309	<i>-1.442</i>	6	6	27
PS05	07	820457.792	6263172.430	<i>-0.247</i>	4	4	21
PS06	08	820456.854	6263181.137	<i>-0.555</i>	4	4	21
PS07	09	820457.229	6263195.493	<i>-1.071</i>	4	4	21
PS08	10	820456.761	6263210.120	<i>0.494</i>	4	4	21
PS09	11	820456.912	6263220.661	<i>0.203</i>	4	4	21
PS10	11	820456.912	6263220.661	<i>-0.297</i>	4	4	21
PS11	12	820456.802	6263229.733	<i>-0.237</i>	4	4	21
PS12	13	820457.115	6263243.327	<i>-0.383</i>	4	4	21
Profileurs de courant							
CP01	01	820437.271	6262517.218	<i>-3.367</i>	6	6	27
CP02	04	820455.996	6263075.107	<i>-0.428</i>	6	6	27
CP03	05	820454.764	6263095.309	<i>-0.799</i>	6	6	27
CP04	06	820457.184	6263159.595	<i>-0.350</i>	4	4	21

## 3.2 Mesures morphologiques

En parallèle des mesures hydrodynamiques, nous avons réalisé plusieurs mesures topobathymétriques dans l'optique de suivre l'évolution de la morphologie de la plage pendant le déploiement. Ces mesures sont de deux types : des profils cross-shore le long de la ligne d'appareils, soit au DGPS soit au tachéomètre, et des leviers topo-bathymétriques, soit au DGPS seul lorsqu'on reste à des faibles profondeurs (maximum  $2 - 3m$  de profondeur) soit au DGPS couplé à un sondeur bathymétrique pour les zones plus profondes.

La mesure de profil cross-shore au tachéomètre mobilise deux personnes sur le terrain, un arpenteur avec une mire et un opérateur sur la station totale. La précision de la mesure est de l'ordre du millimètre pour les points mesurés sur la partie émergée de la plage. Pour les points situés dans la partie immergée de la plage, la présence des vagues et des courants côtiers gêne souvent l'arpenteur qui n'a pas toujours la possibilité de bien faire le niveau. Dans ce cas la précision s'en trouve diminuée (de l'ordre de  $\pm 5cm$ ).

Les leviers GPS ne mobilisent qu'une personne sur le terrain, l'installation de la station de base puis l'utilisation du récepteur mobile pouvant se faire seul. Pour les profils cross-shore, le récepteur mobile est placé sur une canne de  $2m$  de long également équipée d'un niveau à bulle. Pour les leviers topo-bathymétriques, le récepteur mobile est placé sur une petite perche fixée à un sac à dos.

Lors des leviers bathymétriques, le couple Sondeur-DGPS est fixé sur un zodiac avec lequel on réalise un semi de sondes qui seront extrapolées en MNT (Modèle Numérique de Terrain) à l'aide d'un logiciel de SIG (Système d'Information Géographique) ou Matlab.

## 3.3 Déploiement de capteurs haute-fréquence

Le dispositif de mesure a pour but d'obtenir un jeu de données hydro-morphodynamiques haute-fréquence dans la zone de swash. Il a été mis en place du 9 au 18 décembre 2014. Cependant nous ne nous intéresserons qu'à la période du 13-14 décembre, car en dehors de cette période un fort Mistral maintenait la zone de swash au large des capteurs.

### 3.3.1 Caractéristiques des appareils utilisés

#### Capteurs de pression

Les capteurs de pression utilisés sont des Transmetteurs Modbus ATM (Sensor Technik Sirnach AG, figure 3.13B) qui échantillonnent à une fréquence de  $10Hz$ . Leur gamme de mesure théorique (constructeur) est  $0 - 4.10^4 Pa$ , avec une résolution de l'ordre de  $10Pa$ .

## LiDAR

Le LiDAR (LIght Detection And Ranging) est une technique de mesure de distance fondée sur l'analyse des propriétés d'un faisceau de lumière renvoyé vers son émetteur. Cette technologie est généralement utilisée pour réaliser des mesures cartographiques haute-résolution avec de nombreuses applications, notamment en géomorphologie.

Le LiDAR utilisé est de type Laser Measurement Sensor LMS511 (SICK Sensor Intelligence, figure 3.13A) et balaye le profil à une fréquence de  $25Hz$  avec une résolution angulaire de  $0.1667^\circ$ . L'installation et le traitement des données sont détaillés dans les travaux de Martins et al. (2016).



FIGURE 3.13 – Appareils de mesures haute-fréquence : (A) LiDAR monté sur l'échafaudage, (B) capteurs de pression câblés montés sur une cornière avant enfouissement et (C) vue générale du déploiement haute-fréquence.

### 3.3.2 Présentation du déploiement

Le déploiement se fait également le long d'un profil cross-shore (figures 3.14 et 3.13C) et se compose d'un réseau de 15 capteurs de pression haute-fréquence et d'un scanner laser 2D LiDAR situés au niveau de la zone de swash (entre les tubes 9 et 10). Les capteurs de pression sont répartis sur 5 cornières espacées de  $2.5m$  et sur 3 niveaux (figure 3.13B). Ils sont nommés G1t à G5b, le chiffre indique la position cross-shore de la cornière et la lettre indique la position verticale (t, m et b pour top, middle et bottom respectivement). Comme pour le déploiement des capteurs autonomes, les capteurs sont équipés d'un système de protection composé d'une toile filtrante de maille  $80\mu m$  recouverte d'un grillage plastique de maille  $5mm$  qui les préserve de l'infiltration de sédiment et des chocs sur la membrane. Le LiDAR est fixé sur un échafaudage à  $5m$  d'altitude (figure 3.13A). Tous les capteurs de pression ainsi que le LiDAR sont connectés à un même ordinateur situé sur cet échafaudage, ce qui permet une synchronisation robuste des enregistrements. Ce dispositif permet l'étude de la dynamique souterraine ainsi que le suivi morphologique de

la zone de swash.

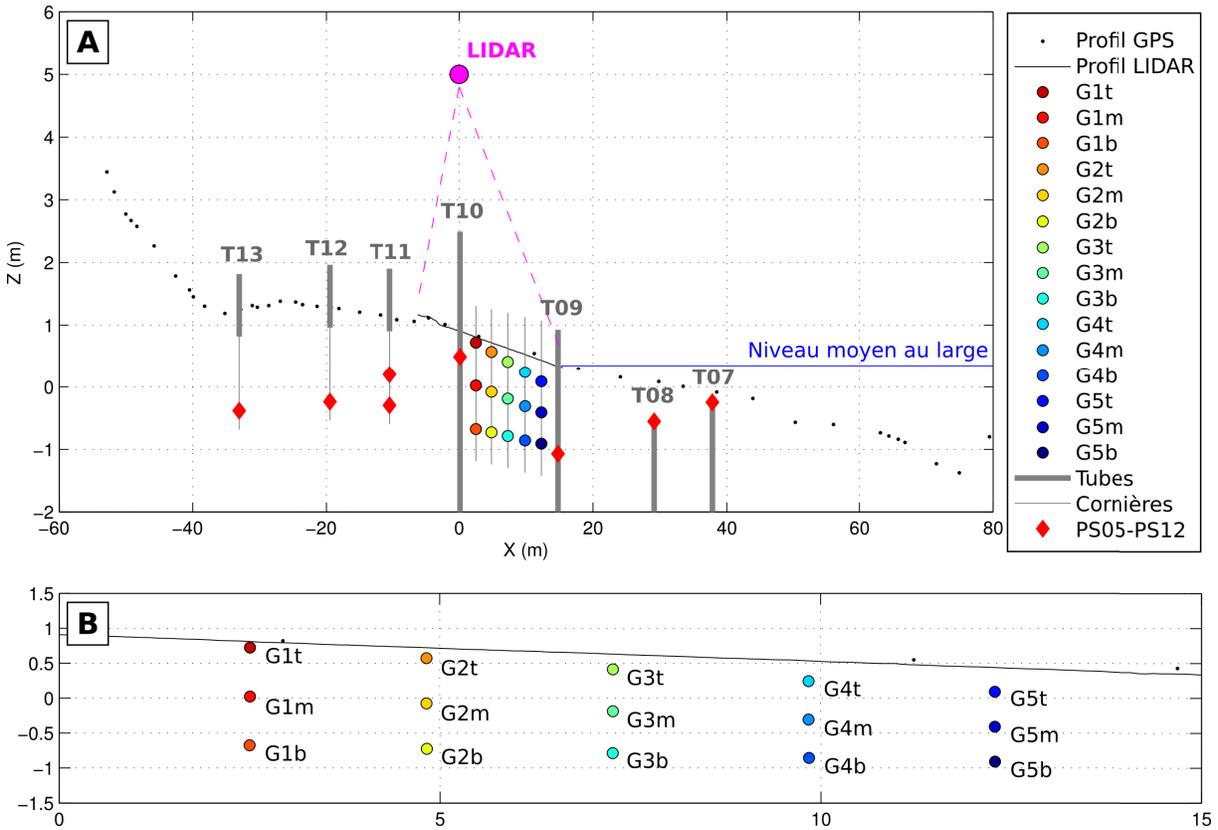


FIGURE 3.14 – Déploiement de capteurs haute-fréquence le long d’un profil cross-shore sur la plage de Rousty : (A) profil de plage et disposition des appareils dans le dispositif expérimental et (B) détail du réseau de capteurs de pression.

### 3.3.3 Positionnement des appareils

La position  $(x, y, z)$  du sommet des cornières a été prise au DGPS au moment de la mise en place et lors du retrait des appareils. La position des capteurs de pression sur la cornière étant connue (elle a été mesurée au moment du déploiement), on en déduit donc assez précisément la position de chaque capteur. Le tableau 3.4 regroupe la position de chaque capteur de pression.

### 3.3.4 Mesures morphologiques

En parallèle des mesures hydrodynamiques par les capteurs de pression, un suivi haute-fréquence de la morphologie du profil au niveau de la zone étudiée a été réalisé conjointement à l’aide du LiDAR et des capteurs de pression.

TABLE 3.4 – Tableau récapitulatif des positions des capteurs de pression câblés.

Appareil	Cornière	Position DGPS			Précision post-traitement DGPS		
		x (m)	y (m)	z (m)	dx (mm)	dy (mm)	dz (mm)
G1t	C01	820457.971	6263207.766	0.723	4	4	20
G1m	C01	820457.971	6263207.766	0.023	4	4	20
G1b	C01	820457.971	6263207.766	-0.677	4	4	20
G2t	C02	820457.213	6263205.439	0.572	4	4	20
G2m	C02	820457.213	6263205.439	-0.078	4	4	20
G2b	C02	820457.213	6263205.439	-0.728	4	4	20
G3t	C03	820457.060	6263202.998	0.412	4	4	20
G3m	C03	820457.060	6263202.998	-0.188	4	4	20
G3b	C03	820457.060	6263202.998	-0.788	4	4	20
G4t	C04	820457.212	6263200.423	0.242	4	4	20
G4m	C04	820457.212	6263200.423	-0.308	4	4	20
G4b	C04	820457.212	6263200.423	-0.858	4	4	20
G5t	C05	820457.306	6263197.980	0.090	4	4	20
G5m	C05	820457.306	6263197.980	-0.410	4	4	20
G5b	C05	820457.306	6263197.980	-0.910	4	4	20

L'interface entre l'air et le milieu étudié (alternativement le swash ou le lit sableux lors des cycles uprush/backwash) est capturée par le LiDAR. La position du lit sableux

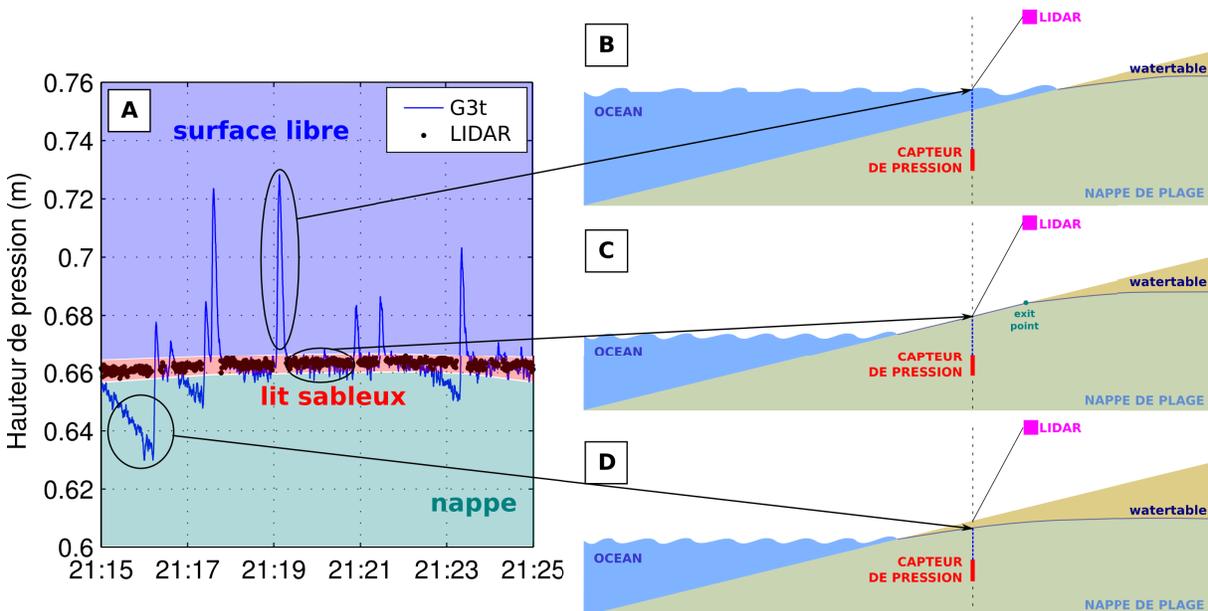


FIGURE 3.15 – Hauteur de pression instantanée au capteur G3t et position du lit sableux donnée par le LiDAR (A), et différence de mesure entre le LIDAR et les capteurs de pression en fonction de l'immersion ou non de la plage et du degré de saturation de la plage (B-C-D).

peut être extraite en chaque point du profil en raison du fait que, lorsqu'il est découvert, le lit renvoie un signal quasi-constant (figure 3.15A). Le LiDAR renvoie donc la position du lit sableux lorsque celui-ci est découvert, soit entre deux swash (figure 3.15C et D). La méthode d'extraction de la position du lit sableux à partir des données LiDAR est détaillée dans les travaux de Martins et al. (2016).

La position du lit sableux peut, en certains cas, être extraite des mesures faites par les capteurs de pression (figure 3.15). Lorsque la plage est recouverte (figure 3.15B), les capteurs de pression (comme le LiDAR) vont capter la surface libre de l'eau. Lorsque le sable est découvert mais que la plage n'est pas totalement saturée (figure 3.15D), les capteurs de pression (contrairement au LiDAR) vont capter le toit de la nappe. Enfin, lorsque le sable est découvert et que la plage reste saturée (figure 3.15C), les paliers observés dans le signal de pression (figure 3.15A) correspondent à la position du lit qui coïncide avec le toit de la nappe de plage.



## Deuxième partie

### Préparation et Traitement des données



# Chapitre 4

## Préparation des données

### 4.1 Données des capteurs de pression autonomes

Avant d'être utilisables pour l'analyse, les données des capteurs de pression autonomes nécessitent une série de corrections et d'ajustements que nous allons détailler ci-dessous. La figure 4.1 présente dans l'ordre les différentes corrections appliquées.

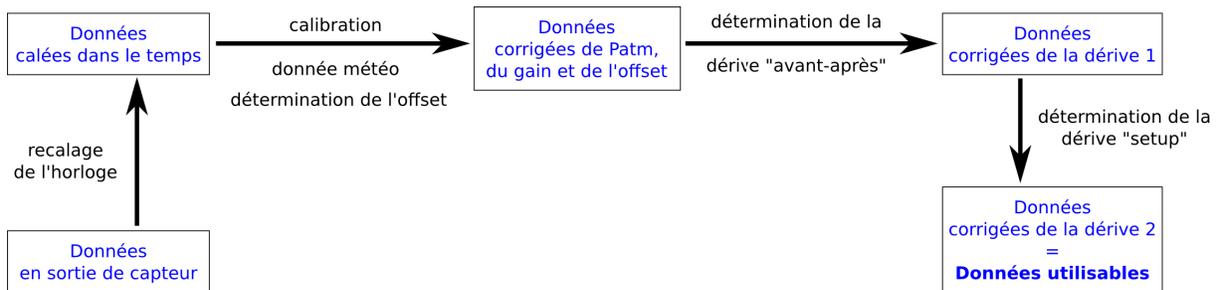


FIGURE 4.1 – Cheminement explicatif des corrections appliquées aux données des capteurs de pression autonomes avant de pouvoir être utilisées pour l'analyse.

#### 4.1.1 Recalage de l'horloge

L'horloge interne des capteurs de pression autonomes a tendance à dériver au cours du temps. Les expériences menées précédemment en laboratoire ont montré que cette dérive était linéaire. Afin de synchroniser au mieux les appareils, nous avons effectué un "ping" (on applique une pression de courte durée sur la membrane) sur chaque capteur, avant la mise à l'eau et après le retrait, à des dates et heures connues prises avec l'ordinateur sur lequel tout les appareils ont été programmés et avec lequel ils sont synchronisés. On corrige ensuite le temps  $t$  donné par les capteurs de pression à partir des dates et heures

au moment des pings (figure 4.2) de la manière suivante :

$$t = t_{ping1} + (t_{CP} - t_{CP1}) * (t_{ping2} - t_{ping1}) / (t_{CP2} - t_{CP1}) \quad (4.1)$$

avec  $t_{CP}$  la date donnée par le capteur,  $t_{ping1}$  et  $t_{ping2}$  les dates des pings avant et après le déploiement,  $t_{CP1}$  et  $t_{CP2}$  les dates données par la capteur au moment des pings avant et après le déploiement.

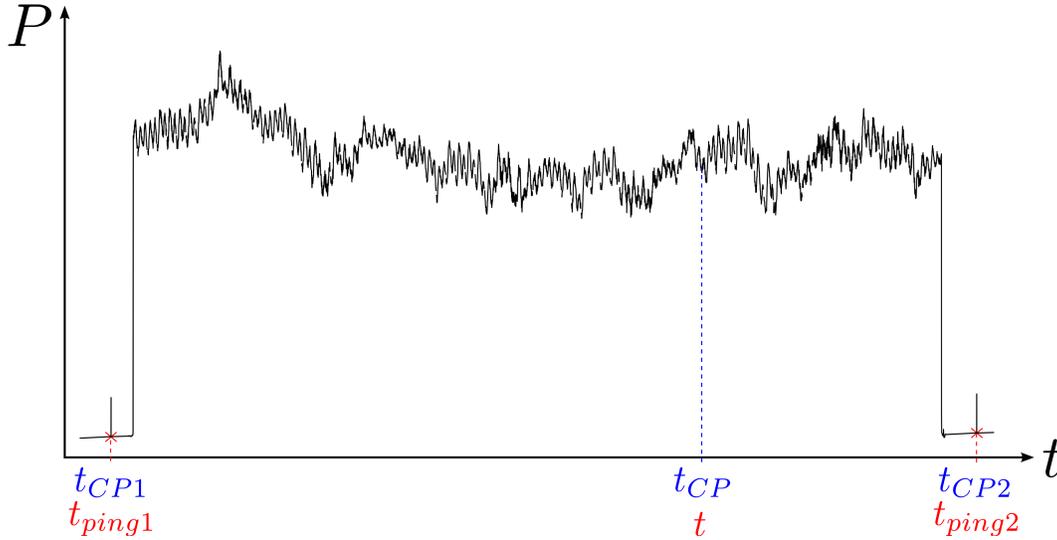


FIGURE 4.2 – Schéma explicatif de la méthode utilisée pour le recalage de l'horloge.

### 4.1.2 Calibration des capteurs de pression

Les capteurs de pression OSSI ainsi que les capteurs de pression intégrés aux profileurs de courant (ADCP et Aquadopp) ont été calibrés dans le bassin à houle de SeaTech (École d'ingénieur de l'Université de Toulon). Les capteurs ont été fixés à un support rigide puis immergés à différentes profondeurs connues en paliers de quelques minutes afin de garantir la stabilité du plan d'eau (figure 4.3A). Il est important de noter que la calibration s'effectue dans de l'eau douce ( $\rho_{ed} = 1000kg/m^3$ ) et que les mesures sur le terrain s'effectuent dans de l'eau salée ( $\rho_{es} = 1025kg/m^3$ ).

On trace les droites de calibration suivantes :

$$P_{capteur} - P_{atm} = Gain \times P_{palier} + Offset \quad (4.2)$$

(figure 4.3B), avec  $P_{capteur}$  la pression mesurée par le capteur,  $P_{atm}$  la pression atmosphérique au moment de la calibration et  $P_{palier} = \rho_{ed}gh_{palier}$  la pression hydrostatique de la colonne d'eau au dessus du capteur pour chaque palier,  $g$  étant l'accélération de pesanteur

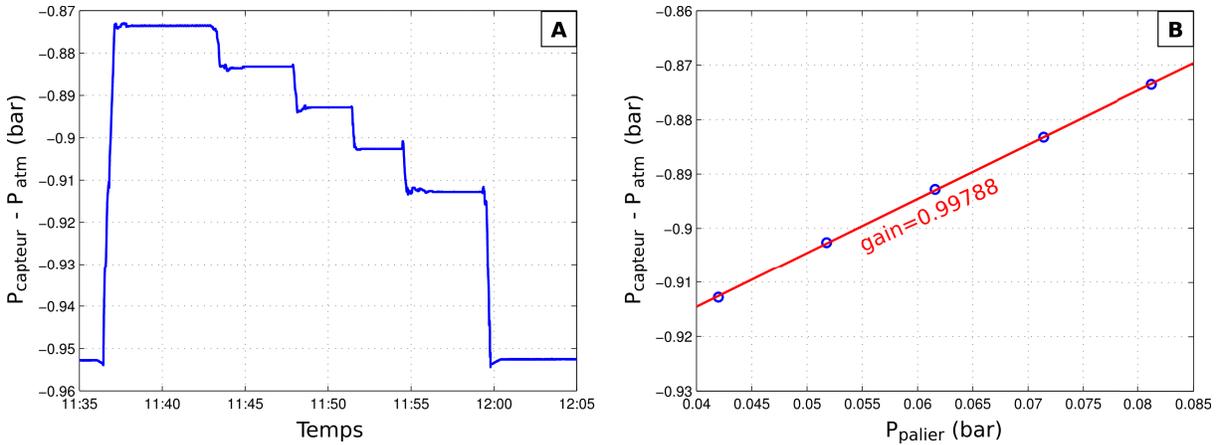


FIGURE 4.3 – Exemple de calibration. (A) Signal corrigé de la pression atmosphérique et (B) droite de calibration obtenue.

et  $h_{\text{palier}}$  l'épaisseur de la colonne d'eau au dessus du capteur. Le *Gain* est la pente de la relation linéaire passant par les points de calibration. Notons que dans le cas d'un capteur idéal le *Gain* serait égal à 1. La valeur de l'*Offset* sera déterminée sur site au début du déploiement.

### 4.1.3 Calcul de l'offset et correction de la dérive

#### Détermination de l'offset

La valeur de l'offset est déterminée sur site avant la mise à l'eau des appareils. Nous avons choisi la période du 18 novembre vers 06h lorsque tous les capteurs sont au repos et avons calculé l'offset comme étant la valeur absolue de la moyenne du signal sur une période de 30 minutes (figure 4.4A).

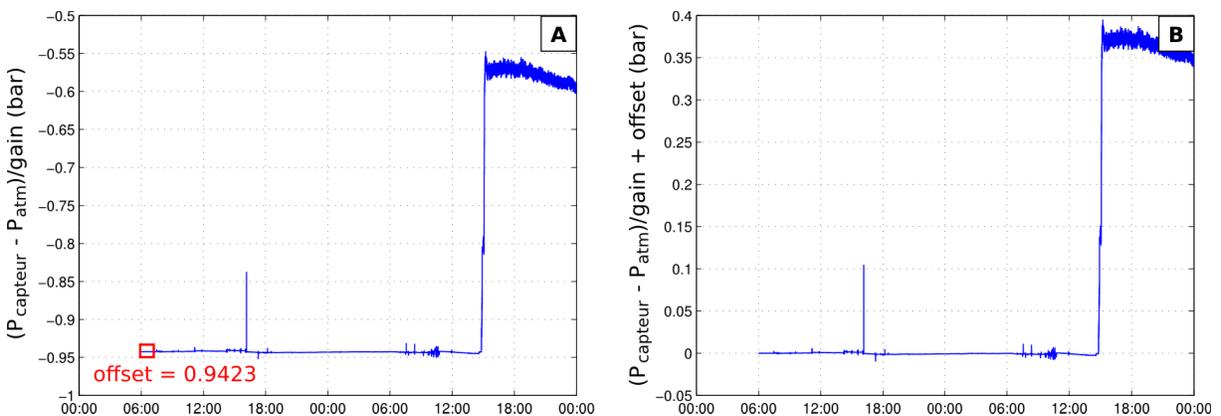


FIGURE 4.4 – Exemple d'offset. (A) Signal corrigé de la pression atmosphérique et du gain et (B) signal corrigé de la pression atmosphérique, du gain et de l'offset.

Nous obtenons donc une valeur de pression de la colonne d'eau au dessus du capteur corrigée de la pression atmosphérique, du gain ainsi que de l'offset (figure 4.4B). Nous avons appliqué la formule suivante :

$$P = (P_{\text{capteur}} - P_{\text{atm}}) / \text{Gain} + \text{Offset} \quad (4.3)$$

avec  $P_{\text{capteur}}$  la pression mesurée par le capteur,  $P_{\text{atm}}$  la pression atmosphérique au moment de la mesure, le  $\text{Gain}$  obtenu lors de la calibration et l' $\text{Offset}$  obtenu lors de cette étape.

Idéalement la détermination de l'offset à pression atmosphérique suffit mais certains capteurs présentent des problèmes de seuil, un signal bruité (à pression atmosphérique on se trouve en bas de la gamme de mesure) ou des effets de température. Dans ce cas on effectue une nouvelle correction une fois le capteur immergé à partir d'un capteur pour lequel la première correction a bien fonctionné.

### Correction de la dérive "avant-après"

Les capteurs de pression dérivent au cours du temps. Pour compenser cet effet dans les futures analyses nous avons effectué une correction de la dérive sur les valeurs de  $P$  obtenues à l'issue des deux premières corrections. Pour cela nous avons identifié des périodes avant et après le déploiement où les capteurs étaient stables (hors périodes de transport) et à l'air libre (donc à pression atmosphérique), et nous avons calculé la moyenne des valeurs de  $P$  correspondantes sur des périodes de 30 minutes. Pour la période avant nous avons choisi la même que pour l'offset, soit le 18 novembre à 06h et pour la période après nous avons choisi la période du 11 février à 23h après retour au gîte et nettoyage des capteurs.

On corrige cette dérive de la manière suivante :

$$P_{\text{corrigée}}(t) = P(t) - \Delta P(t) \quad (4.4)$$

avec  $\Delta P(t)$  l'effet de cette dérive à l'instant  $t$ . Le calcul de  $\Delta P(t)$  s'effectue de la manière suivante :  $\Delta P(t) = pe_1(t - t_{\text{avant}})$  avec  $pe_1 = (P_{\text{après}} - P_{\text{avant}}) / (t_{\text{après}} - t_{\text{avant}})$  la pente de la dérive,  $P_{\text{avant}}$  et  $P_{\text{après}}$  correspondant à la pression avant et après le déploiement,  $t_{\text{avant}}$  et  $t_{\text{après}}$  les temps correspondants à ces pressions et  $t$  le temps de la pression à corriger. La figure 4.5 schématise la méthode utilisée pour le calcul de la correction de la dérive "avant-après". Notons que cette correction n'a pu être faite que sur les capteurs de pression OSSI, les profileurs de courant (et donc leur capteur de pression) s'étant arrêtés avant leur sortie de l'eau.

Si le plan d'eau est à l'équilibre hydrostatique, on peut obtenir la hauteur d'eau au dessus de chaque capteur grâce à la formule suivante :  $h = P / (\rho_{\text{es}} g)$ .

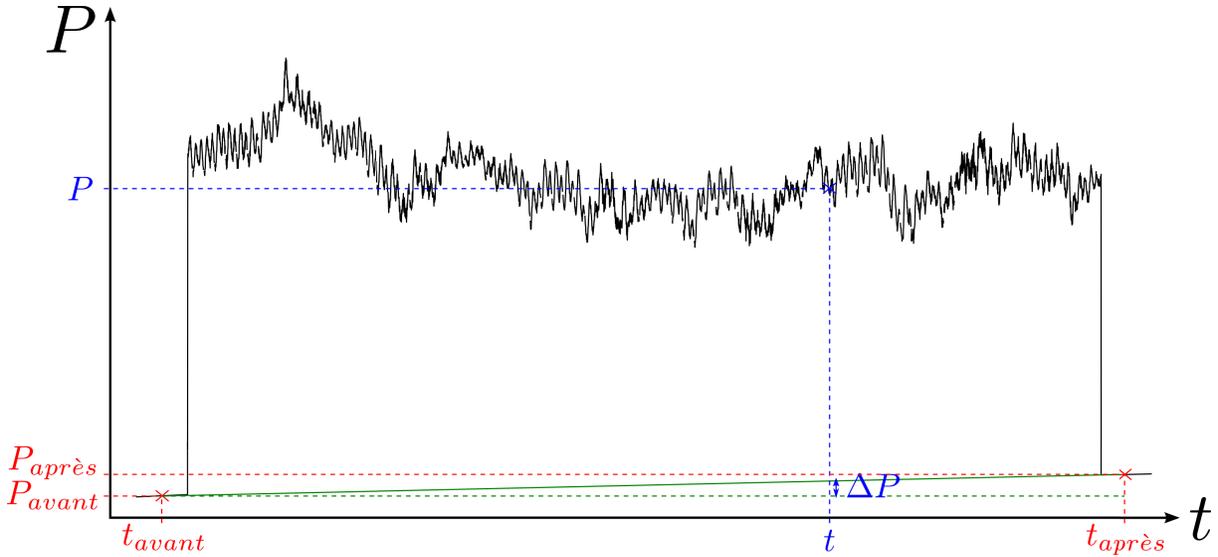


FIGURE 4.5 – Schéma explicatif de la méthode utilisée pour la correction de la dérive "avant-après".

De même que pour la détermination de l'offset, la détermination de la dérive "avant-après" à pression atmosphérique est suffisante pour certains capteurs mais pas pour tous. Dans ce cas on contrôle la dérive a posteriori à l'aide du setup (ou dérive "setup").

### Correction de la dérive "setup"

Sur la base de ces différentes corrections nous avons calculé le niveau d'eau moyen observé aux différents capteurs puis calculé le setup de la façon suivante :  $Setup = Niveau_{capteur_i} - Niveau_{capteur_1}$ . Ces valeurs de setup montrent que certains capteurs dérivent toujours (figure 4.6A), signe qu'une nouvelle correction de dérive est nécessaire. Pour déterminer cette dérive, on sélectionne les périodes de faible agitation ( $H_S < 0.5m$ ) et on détermine la pente de la dérive (i.e. pente de la tendance linéaire du nuage de points). Les capteurs PS02 et PS05 sont considérés stables car la valeur de la précédente dérive était assez faible et les paliers permettant de la calculer étaient bien marqués et donc identifiables avec certitude. La dérive du capteur PS01 sera donc calculée à partir du setup entre les capteurs PS01 et PS02. Nous utiliserons ensuite la valeur corrigée en PS01 pour déterminer la dérive des capteurs PS03 et PS04, car PS01 étant situé le plus au large le niveau d'eau mesuré doit correspondre au SWL et ne pas présenter de setup. On utilise donc le setup entre les capteur PS03/4 et PS01.

La correction appliquée (figure 4.6B) est de la forme :

$$P = P - pe_2(\rho_{es}g)(t - ta) \quad (4.5)$$

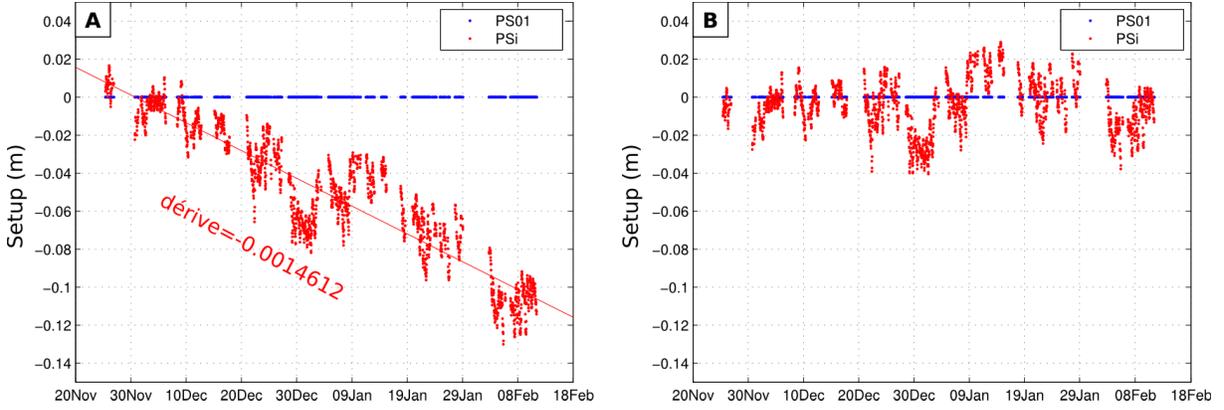


FIGURE 4.6 – Exemple de dérive sur le setup. (A) Setup des capteurs PS01 et PSi avant la correction de dérive et (B) setup des capteurs PS01 et PSi après la correction de dérive.

avec  $pe_2$  la pente de la dérive et  $ta$  la période à partir de laquelle on corrige cette dérive, cette période correspond à celle choisie pour le calage vertical des capteurs. Un facteur ( $\rho_{esg}$ ) est ajouté car la dérive est calculée pour des niveaux (donc des hauteurs d'eau). Notons que pour les profileurs de courant cette correction de dérive est la seule que l'on peut appliquer, car on ne dispose pas des valeurs de pression "hors-eau" après le déploiement du fait que ces appareils ont cessé de fonctionner avant leur sortie de l'eau.

#### 4.1.4 Récapitulatif des corrections

La pression récupérée en sortie des capteurs est corrigée de la pression atmosphérique, de l'offset ainsi que de la première et seconde dérives lorsqu'il y a lieu. La formule utilisée est la suivante :

$$P(t) = \frac{P_{\text{capteur}}(t) - P_{\text{atm}}(t)}{\text{Gain}} + \text{Offset} - pe_1(t - t_{\text{avant}}) - pe_2(t - t_{\text{calme}}) \quad (4.6)$$

avec  $t_{\text{avant}}$  la date correspondant au palier avant mise à l'eau et autour de laquelle on articule la première correction de dérive (soit le 18 novembre à 06h30) et  $t_{\text{calme}}$  la date correspondant à la période calme utilisée pour le calage vertical des capteurs et autour de laquelle on articule la seconde correction de dérive (soit le 4 décembre à 06h).

La pression  $P$  obtenue à l'issue de toutes ces corrections est celle que nous utiliserons par la suite pour les analyses. Le tableau 4.1 nous donne la valeur des différents paramètres utilisés pour la correction de la mesure de pression.

TABLE 4.1 – Tableau récapitulatif des corrections effectuées sur la mesure de pression.

Appareil	<i>Gain</i>	<i>Offset</i>	$pe_1$	$pe_2$
PS1	0.99788	0.9423	-0.0001461	0.00081649
PS2	0.99043	0.9895	0.0000120	/
PS3	1	0.9765	-0.0000258	0.00074602
PS4	0.99662	0.9453	-0.0000045	-0.0014612
PS5	1.05630	0.9930	0.0000177	/
PS6	1.00630	0.9720	-0.0000074	/
PS7	0.99226	0.9841	0.0000223	/
PS8	1.05100	0.9924	-0.0000054	/
CP1	1	0.8094	/	0.000105996
CP2	1.0370	0.8877	/	-0.0045950
CP3	1	1.0004	/	-0.0090755
CP4	1.0655	0.9167	/	-0.0018739

## 4.2 Données de courant

### 4.2.1 Identification des cellules hors eau des profileurs de courant

Les profileurs de courant mesurent sur un nombre donné de cellules d'épaisseur constante (i.e. tranche d'eau), que cette cellule soit effectivement dans l'eau ou non. Il faut donc retirer de ces profils les cellules situées au dessus de la surface de l'eau.

Une première correction de cette sorte est réalisée à la sortie de l'appareil, basée sur la position de la surface calculée à partir des données non corrigées du capteur de pression interne à l'appareil. Cependant la position de cette surface est calculée à partir des données

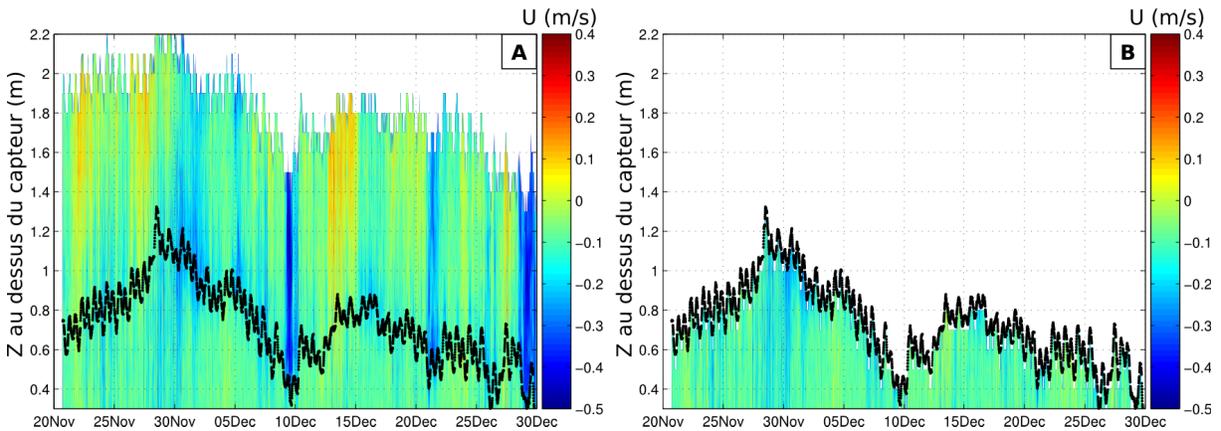


FIGURE 4.7 – Exemple de profil de courant, les points noirs représentent la position de la surface. (A) Profil avant correction et (B) profil après correction.

de pression non corrigées des effets de la pression atmosphérique, de l'offset ou de la dérive. Il reste donc un nombre considérable de données correspondant à des cellules hors d'eau (figure 4.7A). On détecte alors la surface à partir des valeurs de pression corrigées du capteur de pression interne au profileur de courant et on supprime les cellules qui se trouvent au dessus de cette surface (figure 4.7B).

#### 4.2.2 Rotation des composantes U et V du courant

Les composantes U et V du courant sont choisies de manière à correspondre aux axes Nord-Sud et Est-Ouest avec des valeurs de U positives vers le Nord et des valeurs de V positives vers l'Ouest. Cependant la plage n'étant pas tout à fait E-W (orientée WNW-ESE de 4°), nous allons appliquer une légère rotation au repère afin que les nouvelles composantes U et V soit respectivement cross-shore et long-shore (figure 4.8). La formule appliquée pour la rotation du repère est la suivante :

$$\begin{pmatrix} U' \\ V' \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \cos 4^\circ & -\sin 4^\circ \\ \sin 4^\circ & \cos 4^\circ \end{pmatrix} \begin{pmatrix} U \\ V \end{pmatrix} \quad (4.7)$$

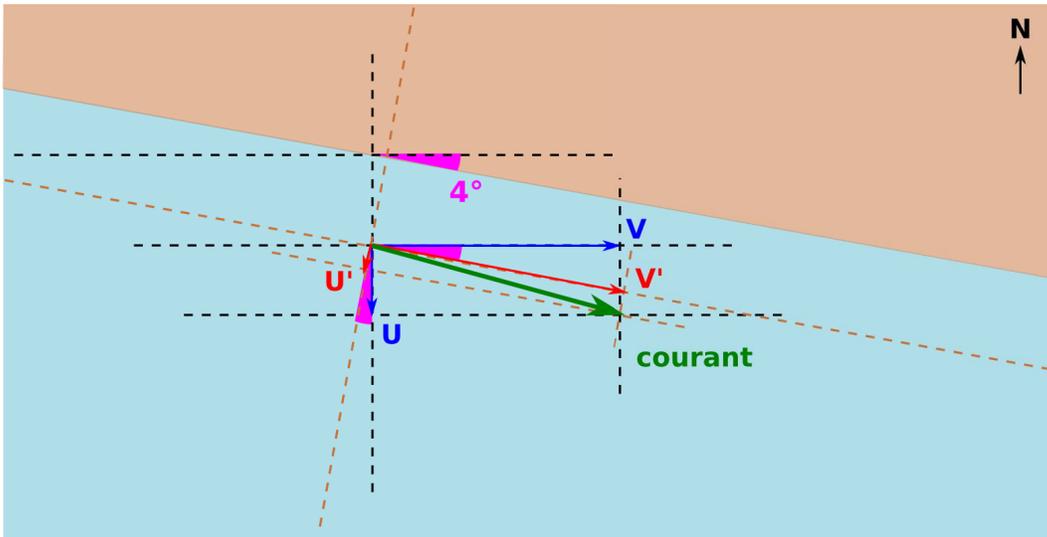


FIGURE 4.8 – Schéma explicatif de la rotation du repère appliquée aux composante U et V des mesures de courant.

### 4.3 Données des capteurs de pression câblés

Les capteurs de pression câblés donnent des mesures de pression relative (directement compensée de la pression atmosphérique). Ces capteurs ont également été calibrés dans le bassin à houle de SeaTech. On détermine, de la même façon que pour les capteurs autonomes (partie 4.1.2), des droites de calibration de la forme :

$$P_{\text{capteur}} = \text{Gain} \times P_{\text{palier}} + \text{Offset} \quad (4.8)$$

avec  $P_{\text{capteur}}$  la pression relative au capteur et  $P_{\text{palier}} = \rho_{\text{ed}} g h_{\text{palier}}$  la pression hydrostatique pour chaque palier.

TABLE 4.2 – Tableau récapitulatif des calibrations effectuées sur les capteurs de pression câblés.

Appareil	Gain	Offset
G1t	0.01962	-0.02127
G1m	0.01997	-0.01013
G1b	0.02076	0.01260
G2t	0.02004	-0.01635
G2m	0.01281	0.01953
G2b	0.01941	0.04226
G3t	0.01994	-0.00171
G3m	0.01962	0.04918
G3b	0.01530	-0.00702
G4t	0.01508	-0.00630
G4m	0.04695	0.04051
G4b	0.01941	0.04357
G5t	0.01990	-0.02953
G5m	0.01993	0.00201
G5b	0.04044	0.01689



# Chapitre 5

## Traitement des données

### 5.1 Analyse spectrale

#### 5.1.1 Spectre d'énergie

L'analyse spectrale suppose que les séries temporelles représentent des processus aléatoires stationnaires. Les conditions de houle n'étant pas parfaitement stationnaires, l'analyse de données des vagues est menée sur des durées d'enregistrement pendant lesquelles les conditions évoluent peu dans le temps. Nous choisissons ici de travailler sur des périodes de 30 minutes. Par ailleurs, pour renforcer la stationnarité, nous filtrons la composante linéaire du signal (qui correspond à la légère variation du niveau moyen sur 30min) pour ne garder que les oscillations.

L'évolution de la surface libre est supposée être représentée par une superposition de houles d'Airy (ondes de faible amplitude), d'amplitudes, phases et directions différentes. Une houle d'Airy est de la forme  $\eta(x, t) = a \sin(\omega t - kx)$ . La représentation en superposition de houles d'Airy est donc de la forme :

$$\eta(x, t) = \sum_{n=1}^{\infty} a_n \sin(\omega_n t - k_n x + \varphi_n) \quad (5.1)$$

avec  $k_n$  le vecteur d'onde vérifiant la relation de dispersion  $\omega_n^2 = gk_n \tanh(k_n h)$ .

Les houles réelles sont caractérisées par leur énergie et sa répartition, on définit alors leur spectre de densité d'énergie  $E(f)$  (en  $m^2/Hz$ ), qui correspond à l'énergie dans l'intervalle de fréquence  $[f, f + df]$ . Il est défini comme suit :

$$E(f)df = \frac{1}{2} \left[ \sum_n a_n^2 \right]_f^{f+df} \quad (5.2)$$

On considère une série temporelle  $x(t)$  avec  $N$  données mesurées pendant un intervalle de temps  $T$  à une fréquence d'échantillonnage  $f$  (ici nous avons  $T = 30min$  à  $f = 5Hz$  soit  $N = 9000$ ).

La transformée de Fourier rapide (FFT) de la série  $x$  de longueur  $N$  est donnée par la formule suivante :

$$X(k) = \sum_{j=1}^N x(j) e^{-\frac{2\pi i}{N}(j-1)(k-1)} \quad (5.3)$$

On obtient alors le module (amplitude) pour la bande de fréquence  $[f_i - \Delta f/2, f_i + \Delta f/2]$  de largeur  $\Delta f = 1/(N\Delta t)$  et centrée sur  $f_i = (i - 1)/(N\Delta t)$  :

$$a_i = \frac{2}{N} |X_i| \quad (5.4)$$

On peut donc en déduire une quantité d'énergie pour chaque bande de fréquence de largeur  $\Delta f$  :

$$E(f_i) = \frac{1}{2} a_i^2 = \frac{2}{N^2} |X_i|^2 \quad (5.5)$$

Cette quantité d'énergie  $E$  est également appelée densité spectrale d'énergie (DSE), en  $Pa^2/Hz$  ou  $m^2/Hz$  selon qu'elle est calculée à partir de données de pression ou de hauteur d'eau.

Il faut cependant noter que cette valeur de  $E$  n'est pas un estimateur consistant de la fonction de densité d'énergie  $W(f)$ . Des techniques de lissage sont donc nécessaires. Nous avons ici choisi d'utiliser une moyenne glissante sur la fréquence, donc sur la bande

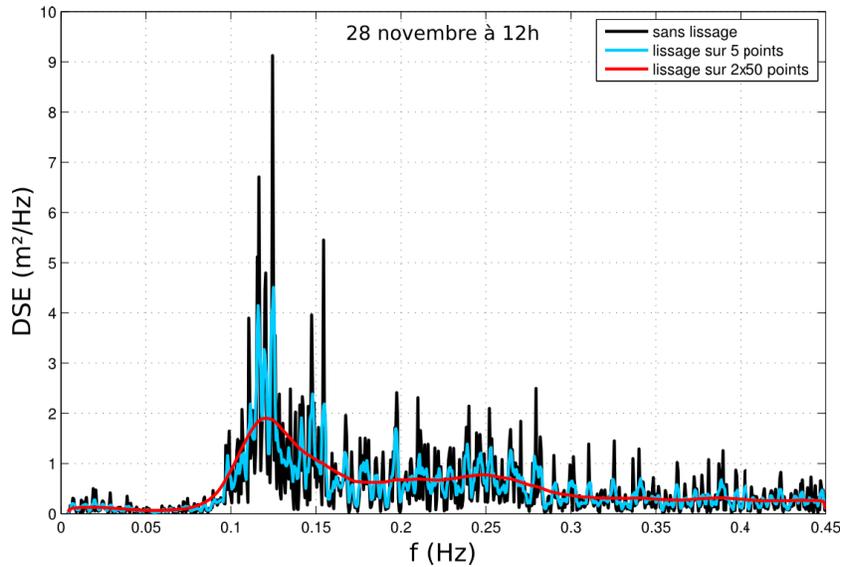


FIGURE 5.1 – Densité spectrale d'énergie moyenne sur 30 minutes : sans lissage (en noir), avec lissage sur 5 points (en bleu) et avec lissage sur 2x50 points (en rouge).

$[f_i - m, f_i + m]$  avec un recouvrement de  $2m/(2m + 1)$  :

$$W(f_i) = \frac{1}{2m + 1} \sum_{j=-m}^{j=+m} E(f_{i+j}) \quad (5.6)$$

Nous utilisons ici une moyenne glissante sur 5 points ( $m = 2$ ) avec un recouvrement de 80%. La figure 5.1 montre le résultat de ce lissage. Nous avons également réalisé un lissage sur deux fois 50 points, mais qui tend à masquer les pics secondaires dans la bande gravitaire.

### 5.1.2 Estimation des fluctuations de surface libre à partir des mesures de pression

Si le plan d'eau est à l'équilibre hydrostatique (i.e. lorsque les forces de gravitation sont contrebalancées par un gradient de pression de direction opposée), alors la relation entre la pression à la profondeur  $z$  et la hauteur d'eau ( $\eta - z$ ) (figure 5.2) est de la forme :

$$P(z) = \rho g(\eta - z) \quad (5.7)$$

avec  $\rho$  la densité de l'eau de mer et  $g$  l'accélération de la pesanteur. Cette relation est valable pour des variations assez lentes (basse fréquence) de la surface libre, du type ondes longues ou onde de marée, ou pour des très petits fonds.

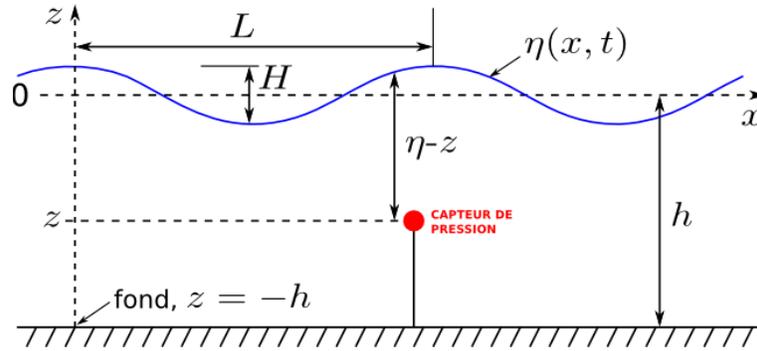


FIGURE 5.2 – Représentation schématiques des différentes grandeurs utilisées dans les équations de cette section.

Pour des variations plus rapides (haute fréquence) associées à des vagues, en profondeur intermédiaire à profonde, on préférera utiliser la théorie linéaire (voir section 1.1.2) :

$$P(z) = \rho g \eta \frac{\cosh k(z + h)}{\cosh kh} - \rho g z \quad (5.8)$$

avec  $k$  le nombre d'onde ( $k = 2\pi/L$  avec  $L$  la longueur d'onde),  $z$  la profondeur de mesure ( $z = 0$  à la surface et  $z < 0$  sous l'eau) et  $h$  la profondeur locale, car le fond étant mobile, la profondeur de mesure n'est généralement pas égale à la profondeur locale.

La profondeur de mesure et la profondeur locale sont déterminées toutes les 30 minutes en moyennant le signal de pression sur cette période et en appliquant la formule de l'équilibre hydrostatique. Ceci est correct dans la mesure où le niveau moyen varie peu sur 30 minutes et le plan d'eau moyen peut être considéré comme à l'équilibre hydrostatique. On utilise les formules suivantes :

$$z = -\frac{\bar{P}}{\rho g} \quad \text{et} \quad h = d - z \quad (5.9)$$

avec  $d$  la distance entre le capteur et le fond, la position verticale du capteur et du fond étant connue.

On utilise une méthode itérative pour résoudre la relation de dispersion en profondeur intermédiaire et calculer la longueur d'onde  $L$  (et donc le nombre d'onde  $k$ ) pour chaque fréquence du spectre d'énergie, à partir de la fréquence  $f$  (donc de la période  $T = 1/f$ ) et de la célérité de l'onde

$$C = \sqrt{\frac{gL}{2\pi} \tanh \frac{2\pi h}{L}} \quad \text{et} \quad L = CT \quad (5.10)$$

On peut alors appliquer la formule de la théorie linéaire pour calculer l'amplitude  $A_i$  en  $m$  à partir de l'amplitude  $a_i$  en  $Pa$  :

$$A_i = \frac{a_i \cosh kh}{\rho g \cosh k(z+h)} \quad (5.11)$$

On en déduit ainsi l'énergie associée aux variations de hauteur d'eau pour chaque bande de fréquence de largeur  $\Delta f$  :

$$E(f_i) = \frac{1}{2} A_i^2 \quad (5.12)$$

La figure 5.3 présente la différence entre les spectres d'énergie associés aux hauteurs d'eau obtenues par application de l'équilibre hydrostatique ou de la théorie linéaire. On peut voir que pour les basses fréquences, la théorie linéaire et l'équilibre hydrostatique donnent les mêmes résultats. Au contraire, pour des fréquences plus importantes ( $f > 0.1Hz$ ), l'application de l'équilibre hydrostatique provoque une diminution importante du pic d'énergie. Pour le capteur PS01 le plus au large, la densité spectrale d'énergie au pic, moyennée sur les 3 mois de mesure, est de l'ordre de  $0.13m^2/Hz$  lorsqu'on applique l'équilibre hydrostatique et de  $0.18m^2/Hz$  lorsqu'on applique la théorie linéaire.

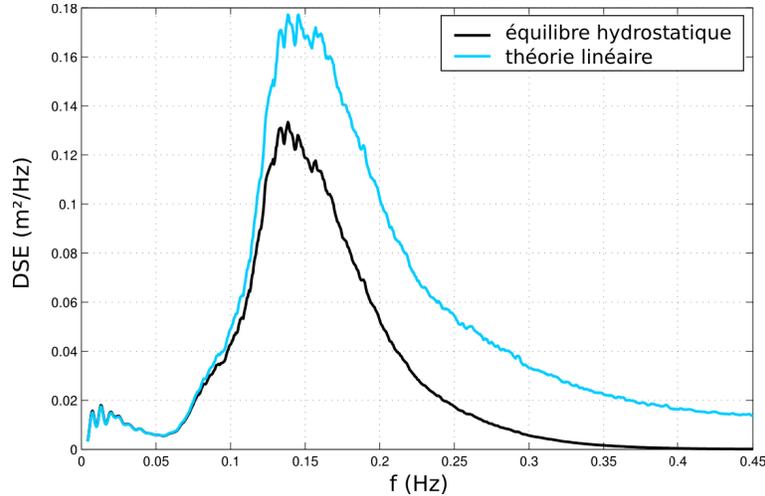


FIGURE 5.3 – Densité spectrale d’énergie moyenne sur l’ensemble des données (3 mois) obtenue par application de l’équilibre hydrostatatique (en noir) et la théorie linéaire (en bleu).

### 5.1.3 Bornes du spectre d’énergie

Il s’agit maintenant de borner le spectre, c’est-à-dire d’identifier la gamme de fréquence sur laquelle le spectre est bien représentatif de l’énergie du système. On appellera fréquence de coupure inférieure la fréquence en-dessous de laquelle la transformée de Fourier n’est plus à même de représenter correctement l’énergie du signal échantillonné et que celle-ci diverge. On appellera fréquence de coupure supérieure (ou cutoff) la fréquence au-dessus de laquelle l’application de la théorie linéaire provoque une divergence de la densité spectrale d’énergie.

La figure 5.4 présente les spectres d’énergie zoomés autour des fréquences de coupures inférieure et supérieure. Nous avons choisi de nous baser sur le spectre du capteur PS01 situé le plus au large pour déterminer ces fréquences de coupure. Sur la figure 5.4A, on remarque que la densité spectrale d’énergie commence à diverger pour des fréquences inférieures à  $0.004Hz$  (soit une période d’environ  $4min$ ), on prendra donc cette valeur comme fréquence de coupure inférieure. Cette limite est en accord avec la limite inférieure des ondes infragravitaires fixée par Certain et al. (2005). Sur la figure 5.4B, on peut voir que la densité spectrale d’énergie obtenue par l’application de la théorie linéaire commence à diverger pour des fréquences supérieures à  $0.45Hz$  (soit une période d’environ  $2s$ ), on prendra donc cette valeur comme fréquence de coupure supérieure. Cette valeur correspond généralement bien à la fréquence de coupure habituellement prise pour  $f_c/\lambda_c = 2z_m$  avec  $z_m$  la position de la mesure.

On observe donc des oscillations du plan d’eau à l’échelle des groupes de vagues. Ces oscillations sont d’autant plus importantes que la cambrure des vagues est forte, elles

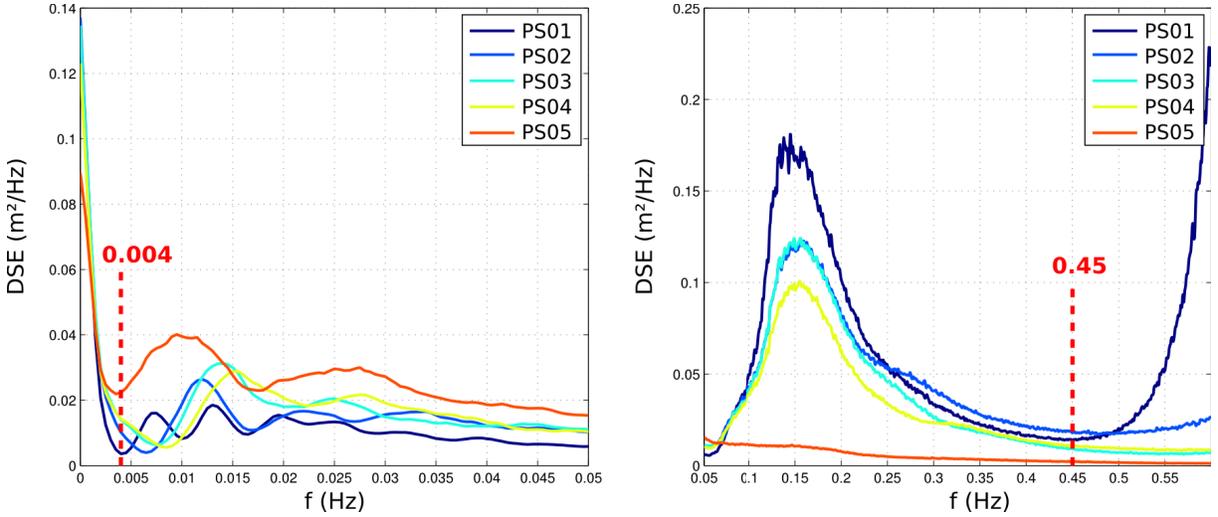


FIGURE 5.4 – Stack des spectres d'énergie utilisés pour la détermination de (A) la fréquence de coupure inférieure et (B) la fréquence de coupure supérieure.

sont donc fortement amplifiées au voisinage du rivage. La figure 5.5 montre la différence de répartition d'énergie entre le capteur PS01 situé au large et le capteur PS05 proche du rivage. Pour le capteur PS01, on peut voir des pic d'énergie atteignant les  $3m^2/Hz$  pour des fréquences comprises entre  $0.1$  et  $0.2Hz$ , et presque pas d'énergie dans les basses fréquences. Pour le capteur PS05, on peut voir que l'on n'a presque plus d'énergie dans les hautes fréquences et que l'on retrouve des pics d'énergie plus faibles (environ  $0.6m^2/Hz$ ) mais pour des fréquences inférieures à  $0.05Hz$  (soit une période de  $20s$ ).

Lors de l'analyse spectrale on classe les oscillations de la surface dans deux grands

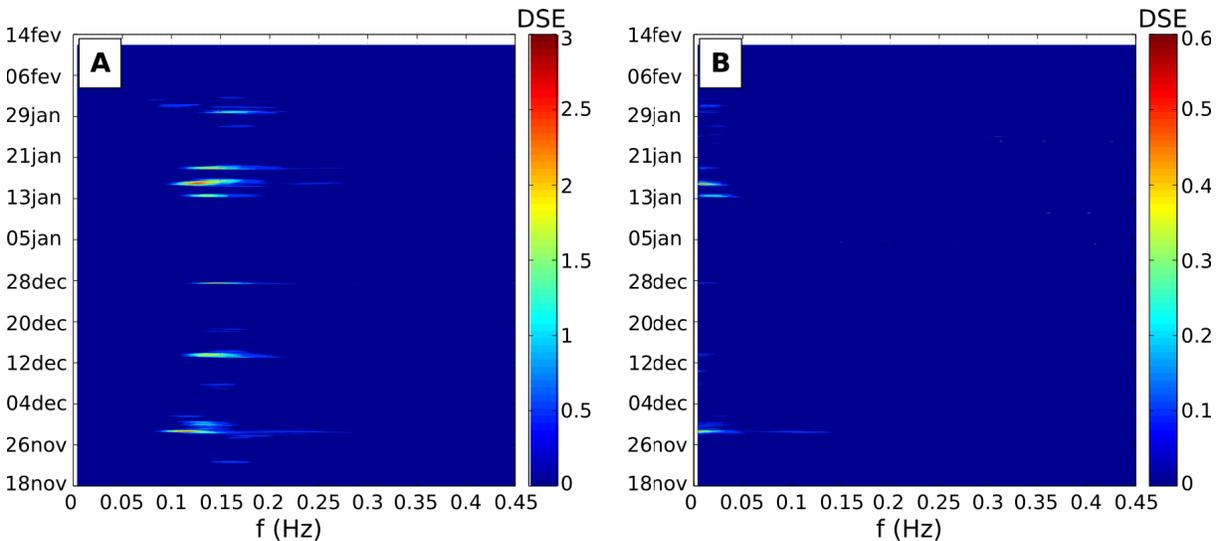


FIGURE 5.5 – Évolution des spectres d'énergie au cours du temps pour les capteurs (A) PS01 et (B) PS05.

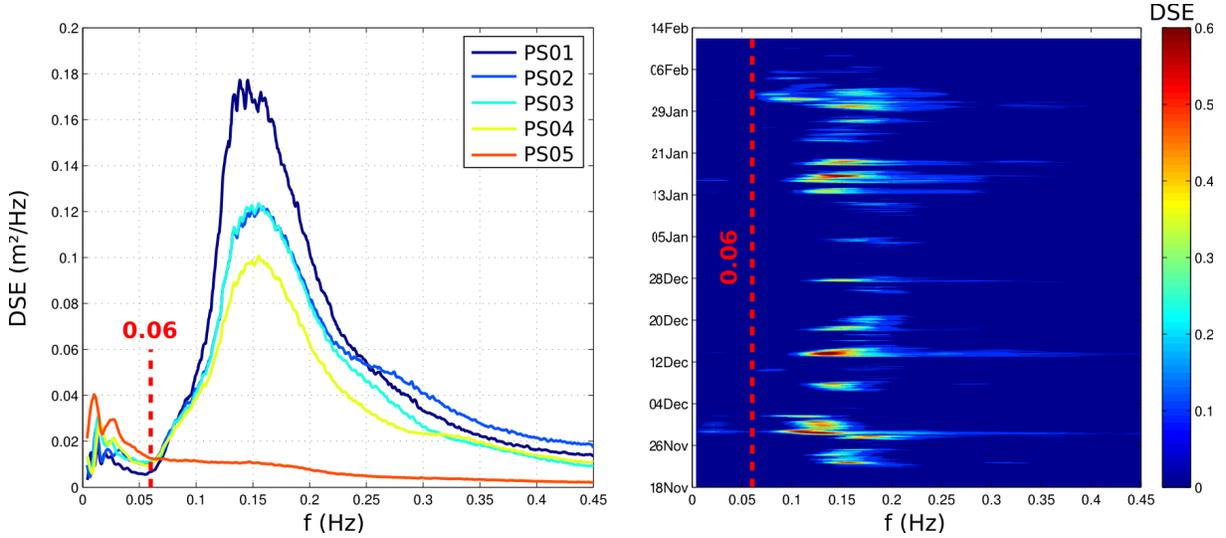


FIGURE 5.6 – Détermination de la limite  $f_{lim}$  entre les domaines gravitaire et infragravitaire. (A) Stack des spectres d'énergie et (B) évolution temporel des spectres d'énergie au capteur PS04.

domaines de fréquence : les ondes infragravitaires pour  $f < f_{lim}$  et les ondes gravitaires, regroupant la houle et la mer de vent, pour  $f > f_{lim}$ . La limite  $f_{lim}$  entre ces deux domaines est généralement prise égale à  $0.05 Hz$  (Certain et al., 2005; Stockdon et al., 2006; Sénéchal et al., 2011). La figure 5.6 montre la détermination de cette limite. On la prend ici égale à  $0.06 Hz$  (soit une période d'environ  $17s$ ) car il s'agit de la fréquence correspondant au creux d'énergie entre les domaines gravitaire et infragravitaire.

#### 5.1.4 Calculs de $H_S$ et $T_p$

La hauteur significative  $H_S$  est une quantité statistique utilisée pour caractériser l'état de la mer. Elle est définie comme la moyenne des hauteurs crête à creux du tiers des plus hautes vagues. En pratique, on assimile plutôt  $H_S$  à  $H_{m0}$ , déterminée à partir du spectre d'énergie.  $H_{m0}$  est définie comme quatre fois l'écart-type de l'élévation de la surface. À partir des valeurs d'énergie  $E$  précédemment calculées on détermine la hauteur significative :

$$H_S = 4 \sqrt{\sum_f E(f)} \quad (5.13)$$

La période pic  $T_p$  correspond à la période des vagues dominantes. Elle est définie comme la période à laquelle la densité spectrale du spectre d'énergie est maximale :

$$T_p = \frac{1}{f(E_{max})} \quad (5.14)$$

Cette méthode pose cependant problème lorsque le spectre de houle présente deux pics d'énergie d'intensités similaires. En effet il peut arriver que la fréquence pic passe de l'un à l'autre de ces pics en peu de temps. La figure 5.7 montre un exemple de cette alternance pour deux périodes d'1h30 consécutives, avec une fréquence pic à  $0.09\text{Hz}$  le 1<sup>er</sup> février à 10h30 (soit une période pic d'environ 11s) et une à  $0.17\text{Hz}$  à 11h (soit une période pic d'environ 6s). Ceci explique les fluctuations parfois brusques de la période que l'on observe sur la figure 6.3 que nous présenterons plus tard.

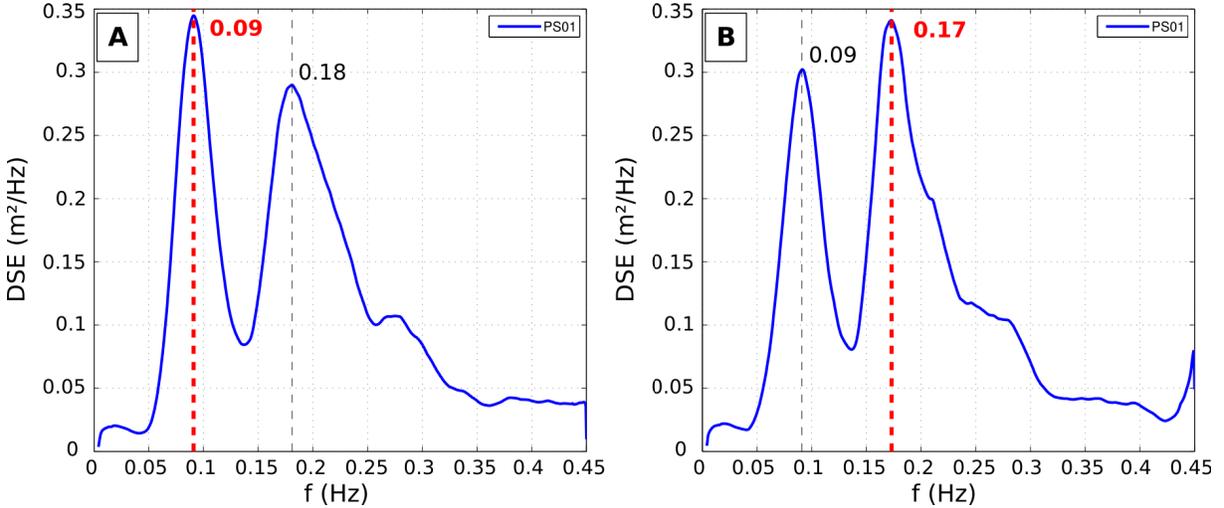


FIGURE 5.7 – Exemple d’alternance de fréquence pic entre deux pics d’intensité similaire le 1<sup>er</sup> février (A) à 10h30 et (B) à 11h.

## 5.2 Transformation de la houle

### 5.2.1 Reconstitution des paramètres de vague en eau profonde

On cherche à retrouver les paramètres des vagues en eau profonde ( $H_o$  et  $L_o$ ) afin de pouvoir propager la houle sur le profil bathymétrique (ou shoaling) et de comparer nos données avec les précédentes études réalisées, comme celles de Stockdon et al. (2006) pour le setup ou celles de Komar and Gaughan (1972) ou Thornton and Guza (1983) pour le déferlement.

On suppose que la période pic  $T_p$  en eau profonde est identique à celle calculée au niveau du capteur PS01 (tube T01), car celui-ci est a priori situé en amont de la zone de déferlement. La longueur d’onde en eau profonde se calcule à partir de la relation de dispersion de la manière suivante :

$$L_o = \frac{g}{2\pi} T_p^2 \quad (5.15)$$

La célérité de propagation de l'onde et la vitesse de groupe en eau profonde s'écrivent donc

$$C_o = \sqrt{\frac{g}{k_o}} \quad \text{et} \quad C_{go} = \frac{1}{2}C_o \quad (5.16)$$

avec  $k_o = \frac{2\pi}{L_o}$  le nombre d'onde en eau profonde.

Le flux d'énergie  $EC_g$  se conserve, avec  $E = H^2/2$  et  $H$  la hauteur de la houle. On retrouve donc la hauteur de vague en eau profonde à partir de la hauteur de vague  $H$  au capteur PS01 et des vitesses de groupe  $C_g$  au capteur et  $C_{go}$  en eau profonde :

$$H_o = H \sqrt{\frac{C_g}{C_{go}}} \quad (5.17)$$

$$\text{avec } C_g = \sqrt{\frac{g}{k} \tanh(kh)} \left( \frac{1}{2} + \frac{kh}{\sinh(2kh)} \right) \quad (5.18)$$

On utilise la méthode itérative décrite en partie 5.1.2 pour calculer la longueur d'onde  $L$  (et donc le nombre d'onde  $k$ ) au capteur PS01 à partir de la période pic  $T_p$  calculée à ce capteur.

## 5.2.2 Propagation de la houle sur le profil bathymétrique (ou shoaling)

On veut calculer  $H_s$  en chaque point du profil bathymétrique, pour cela nous allons propager la houle selon le modèle d'Airy (voir section 1.1.2) à partir des paramètres de vagues en eau profonde précédemment calculés.

La hauteur significative des vagues en chaque point  $H_{TL}$  (théorique local) s'obtient de la manière suivante :

$$H_{TL} = H_o \sqrt{\frac{C_{go}}{C_g}} \quad (5.19)$$

$$\text{avec } C_{go} = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{g}{k_o}} \quad \text{et} \quad C_g = \sqrt{\frac{g}{k} \tanh(kh)} \left( \frac{1}{2} + \frac{kh}{\sinh(2kh)} \right) \quad (5.20)$$

Le calcul de  $L$  (et donc de  $k$ ) en chaque point du profil se fait également de manière itérative à partir des données de  $T_p$  du capteur PS01.

## 5.2.3 Déferlement

Il est possible d'estimer la position cross-shore des brisants (ou par abut de langage, point de déferlement) grâce au calcul de  $H_{TL}$  et d'un critère de déferlement. Le choix de ce critère sera discuté dans la section 8.1.1.

Tous ces critères font cependant intervenir la hauteur au déferlement  $H_b$ , qui correspond ici à la hauteur significative théorique  $H_{TL}$  calculée au point de déferlement par propagation de la houle sur la bathymétrie (section 5.2.2). Certains font également intervenir la longueur d'onde au déferlement  $L_b$ , également calculée par propagation de la houle sur la bathymétrie, ou la profondeur au déferlement  $h_b$  qui correspond à la profondeur locale au point de déferlement (différence entre le MWL local et la position du fond).

### 5.3 Quantification du cisaillement vertical

Nous allons travailler sur la structure verticale du courant, pour cela nous avons besoin d'un paramètre pour quantifier la cisaillement vertical. Nous utiliserons ici la vorticité, qui est définie comme le rotationnel de la vitesse :

$$\vec{\omega} = \vec{\nabla} \wedge \vec{v} = \begin{pmatrix} \partial_y v_z - \partial_z v_y \\ \partial_z v_x - \partial_x v_z \\ \partial_x v_y - \partial_y v_x \end{pmatrix} \quad (5.21)$$

On s'intéresse ici au cisaillement vertical du courant moyen cross-shore et longshore, c'est-à-dire à la composante horizontale de la vorticité. Sur les échelles spatio-temporelles qui nous intéressent la composante verticale de la vitesse  $W$  est négligeable devant les composantes horizontales  $U$  et  $V$  (que nous supposons uniquement dépendantes de la profondeur). On obtient donc une vorticité de la forme :

$$\omega = \begin{pmatrix} -\partial_z V \\ \partial_z U \\ 0 \end{pmatrix} \quad (5.22)$$

On calcule la vorticité pour chaque composante du courant indépendamment l'une de l'autre. On applique les formules suivantes :

$$\Omega_U = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n-1} \frac{|U_{i+1} - U_i|}{\Delta z} \quad \text{et} \quad \Omega_V = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^{n-1} \frac{|V_{i+1} - V_i|}{\Delta z} \quad (5.23)$$

avec  $U$  et  $V$  les composantes horizontales du courant, l'indice  $i$  correspond l'indice de la couche ( $n$  étant le nombre de couches dans la colonne d'eau) et  $\Delta z$  l'épaisseur de la couche.

## 5.4 Dynamique phréatique

Pour chaque capteur de pression câblé, on calcule la hauteur de pression  $h$  :

$$h = P/\rho g + z_c$$

avec  $P$  la pression relative (directement corrigée de la pression atmosphérique) mesurée par le capteur,  $\rho$  la masse volumique de l'eau de mer et  $z_c$  la position verticale du capteur dans le référentiel altimétrique normal NGF (figure 5.8). Cette hauteur de pression est égale à la position du toit de la nappe de plage si et seulement si la distribution de la pression dans le massif poreux était purement hydrostatique.

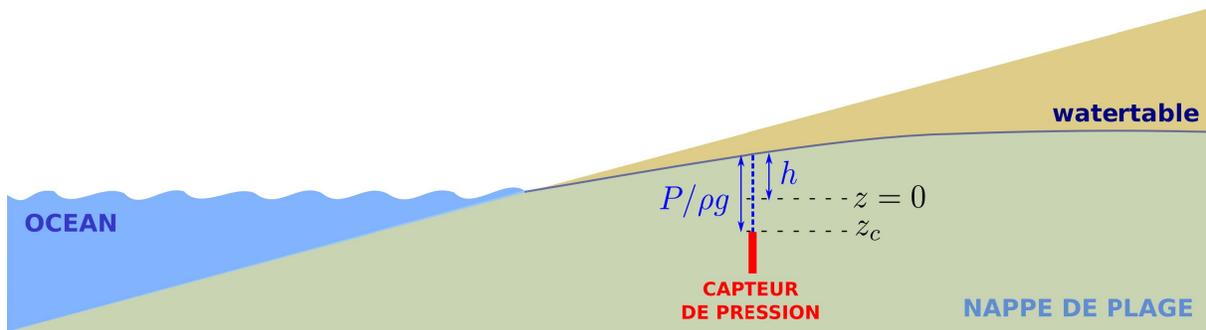


FIGURE 5.8 – schéma explicatif de la hauteur de pression dans le référentiel altimétrique RGF93.

La distribution de pression dans la plage n'est cependant pas hydrostatique. La figure 5.9A montre la hauteur de pression moyennée sur 30 minutes pour chaque capteur de pression du réseau. On remarque des différences de hauteur de pression entre les capteurs d'un même piquet ainsi qu'entre les capteurs de deux piquets consécutifs. Ceci montre bien la présence de gradient de pression verticaux et horizontaux. Ces gradients induisent un écoulement dans le milieu poreux dont la vitesse peut être calculée selon la loi de Darcy :

$$\vec{v} = -\kappa \vec{\nabla} h$$

avec  $\vec{v}$  le champ de vitesse 2D (selon un plan vertical) et  $\kappa$  la conductivité hydraulique estimée à  $0.016\text{cm/s}(\pm 4\%)$  par une série de mesure réalisées sur trois échantillons récoltés en surface sur le site d'étude à l'aide de la "falling head method" de Klute and Dirksen (1986).

La figure 5.9B montre le champ de pression moyen pour la période du 13 décembre de 17h30 à 18h (encadré noir sur la 5.9A). Il a été interpolé linéairement à partir des données discrètes des capteurs de pression (triangulation). Les ronds blanc correspondent à la position des capteurs de pressions répartis sur les piquets G1 à G5. Les pointillés noirs

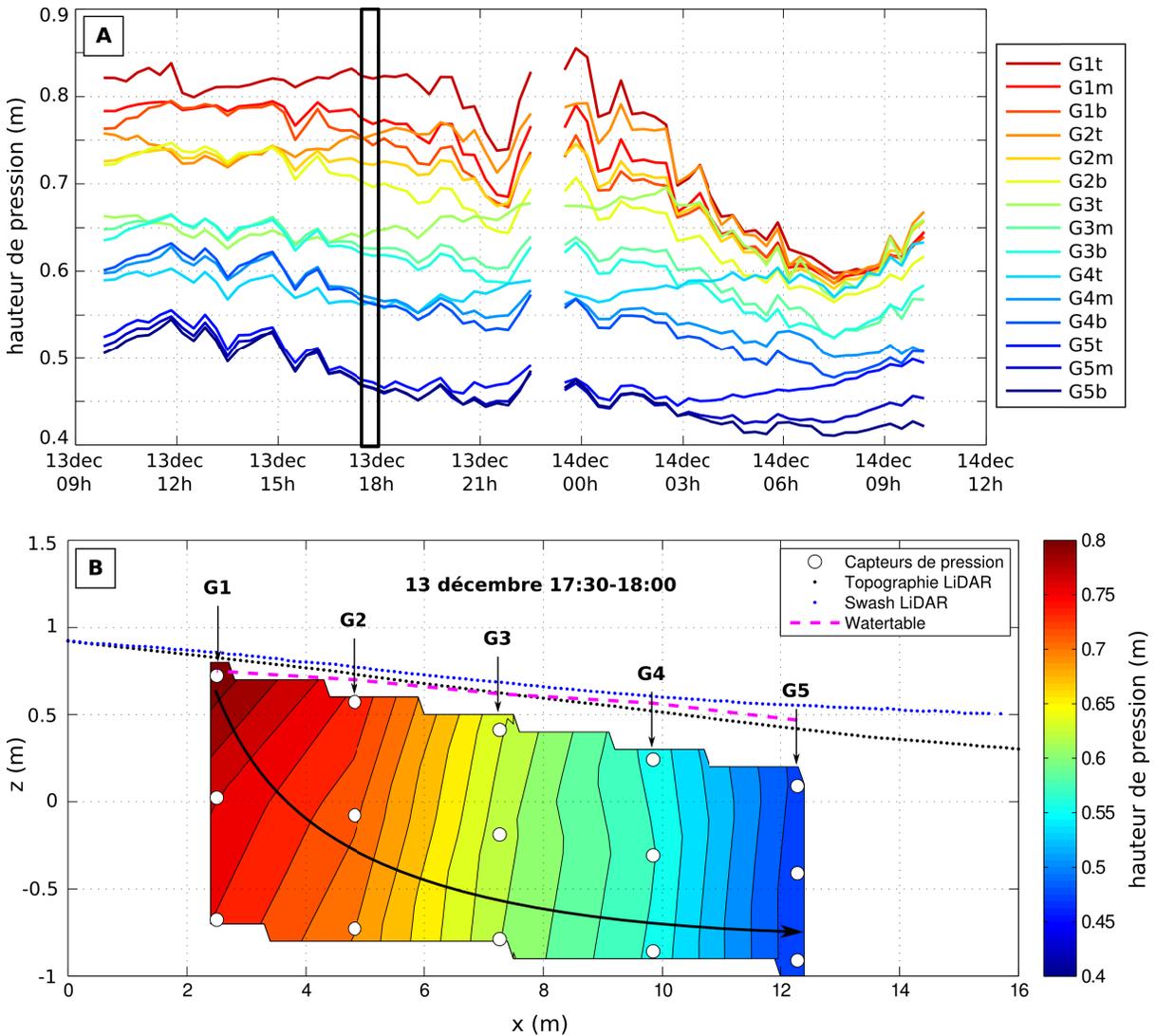


FIGURE 5.9 – Hauteur de pression moyennée sur 30 minutes (A) et représentation 2D du champ de pression moyen associé pour la période du 13 décembre de 17h30 à 18h (B).

correspondent à la position moyenne du lit sableux enregistrée par le LIDAR, les pointillés bleus correspondent à la surface moyenne du swash enregistrée par le LiDAR et la ligne en tirets violets représente la position moyenne du toit de la nappe (ou watertable) déterminée à partir des données de capteurs de pression supérieurs. Les gradients de pression sont perpendiculaires aux isobares, et donc la circulation est également perpendiculaire à ces lignes. La flèche noire illustre le schéma de circulation observable pour cette période. La circulation moyenne est clairement bi-dimensionnelle, ce qui correspond à la présence de gradients de pression horizontaux et verticaux. Ces données seront analysées dans le chapitre 10.

## Troisième partie

### Campagne expérimentale de Rousty



# Chapitre 6

## Conditions météo-marines

Le but de ce chapitre est de décrire les conditions météo-marines impactant le site d'étude lors de la campagne ROUSTY201412. Les données de vent et de pression atmosphérique sont fournies par MétéoFrance, les données de direction de provenance des vagues au large sont fournies par les simulations WW3 de Previmer (figure 6.1), les données de houle ( $H_o$ ,  $T_p$ ) au large sont reconstituées à partir des données en PS01 et les données de SWL mesurées en CP01 (points non indiqués ici).



FIGURE 6.1 – Carte de la région autour du site d'étude avec indication des points de mesures météorologiques et les points de grille Previmer.



## 6.1 Vents

Les données de vent sont fournies par MétéoFrance, au sémaphore du Grau du Roi. Elles sont présentées sous forme de rose des vents (figure 6.2), de séries temporelles d'intensité et de direction (figure 6.3A-B) et de statistiques (pourcentages d'occurrence, tableau 6.1).

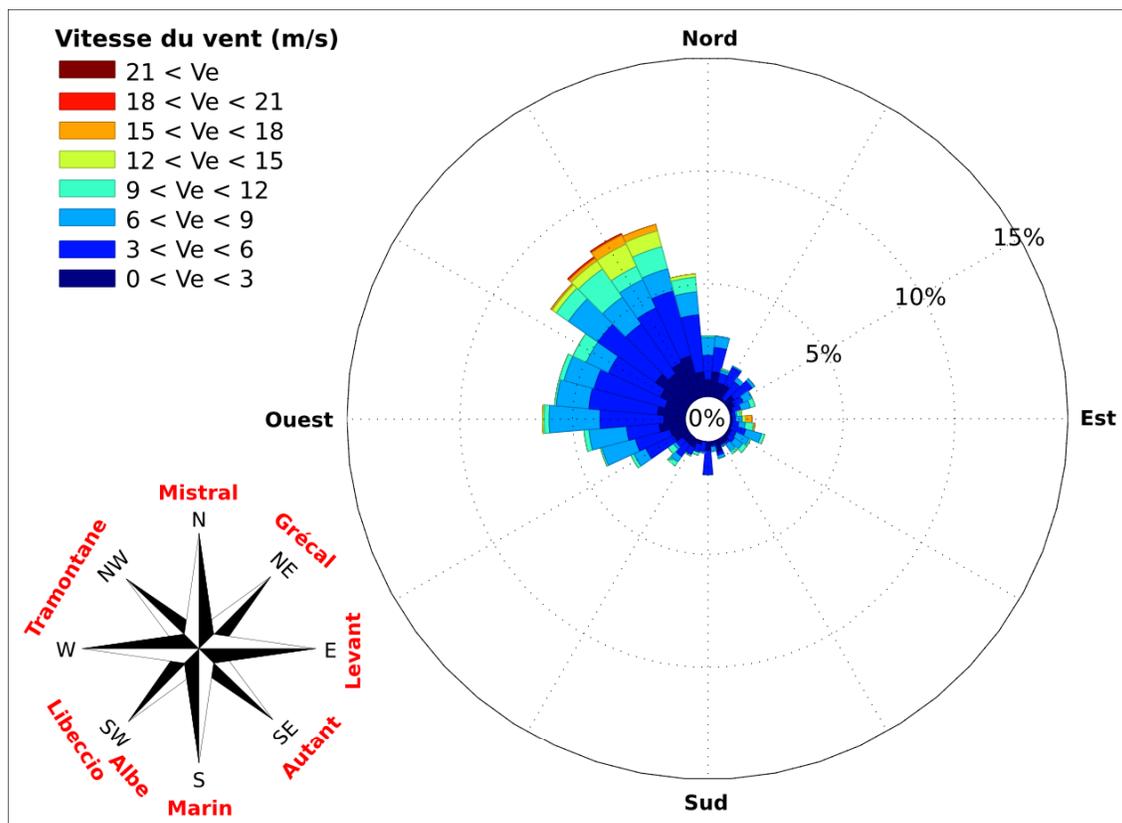


FIGURE 6.2 – Rose des vents locale sur la période étudiée (données MétéoFrance) et indication sur l'orientation des vents régionaux.

On peut distinguer trois catégories de vents principaux (figures 6.3A-B) :

- Les vents de secteur Nord ou vents de terre, du type Tramontane, Mistral ou Grecale (de l'Ouest au Nord-Est), modérés ( $5-10\text{m/s}$ , figure 6.3A-B points oranges, 25%) à forts ( $> 10\text{m/s}$ , figure 6.3A-B points rouges, 20%) ;
- Les vents de secteur Sud-Ouest, du type Albe ou Libeccio (du Sud-Ouest à l'Ouest), modérés (figure 6.3A-B points verts clairs, 10%) à forts (figure 6.3A-B points verts foncés, 8%) ;
- Les vents de secteur Sud-Est, du type Marin, Autant ou Levant (du Sud à l'Est), modérés (figure 6.3A-B points bleus clairs, 9%) à forts (figure 6.3A-B points bleus, 3%).

Notons que les tempêtes de secteur Est ( $> 5m/s$ ) sont beaucoup moins fréquentes sur la période étudiée (3% du total) que pour le climat de vent décrit par Sabatier (2001) sur la période 1993-1998 (22%, section 2.2).

TABLE 6.1 – Pourcentages d’occurrence des catégories de vent (exprimés en pourcentage de temps total).

	Secteur Nord (W à NE)	Secteur Sud-Ouest (SW à W)	Secteur Sud-Est (S à E)
Vent fort ( $> 10m/s$ )	20%	8%	3%
Vent modéré ( $5-10m/s$ )	25%	10%	9%
Vent faible ( $< 5m/s$ )		25%	

## 6.2 Pression atmosphérique

La figure 6.3C présente la série temporelle des données de pression atmosphérique au niveau de la mer, moyennées à partir des données fournies par MétéoFrance à Marignane et à Maugio. On observe des fluctuations de la pression atmosphérique, de  $985$  à  $1040hPa$ , avec des fluctuations suivant les conditions anticycloniques (longues durées, de l’ordre de  $10hPa$  sur un mois), dépressionnaires (chute de pression de  $20$  à  $30hPa$  sur des événements de quelques jours) et journalières (marée atmosphérique, variation de l’ordre de  $2hPa$  sur des périodes de 12h).

On observe une majorité (48% du total) de hautes pressions ( $> 1020hPa$ ) et un peu moins (23% du total) de basses pressions ( $< 1010hPa$ ), dont un épisode de très basse pression ( $< 995hPa$ ) les 30-31 janvier (2.8% du total) associé à un vent de Sud-Ouest relativement fort (environ  $10m/s$ ). Les moyennes pressions ( $1010-1020hPa$ ) représentent quant à elles 29% du total des pressions atmosphériques mesurées sur la période du 18 novembre 2014 au 11 février 2015.

## 6.3 Niveaux au large

Le niveau marin au large (figure 6.3D), ou SWL (Still Water Level) est moyenné sur 36h afin de gommer les effets de la marée. Il enregistre également des variations importantes, de  $+0.8m$  à  $-0.1m$  NGF. Le niveau moyen au large sur l’ensemble du déploiement (du 18 novembre 2014 au 11 février 2015) est égal à  $+0.23m$ . La répartition entre les surcotes ou niveaux hauts ( $> 0.3m$ ), les niveaux moyens ( $0.15-0.3m$ ) et les décotes ou niveaux bas ( $< 0.15ms$ ) des niveaux marins est assez homogène (respectivement 32%, 33% et 31%),

avec cependant parmi les hauts niveaux un épisode de plus haut niveau ( $> 0.5m$ ) les 28-29-30 novembre (7% du total).

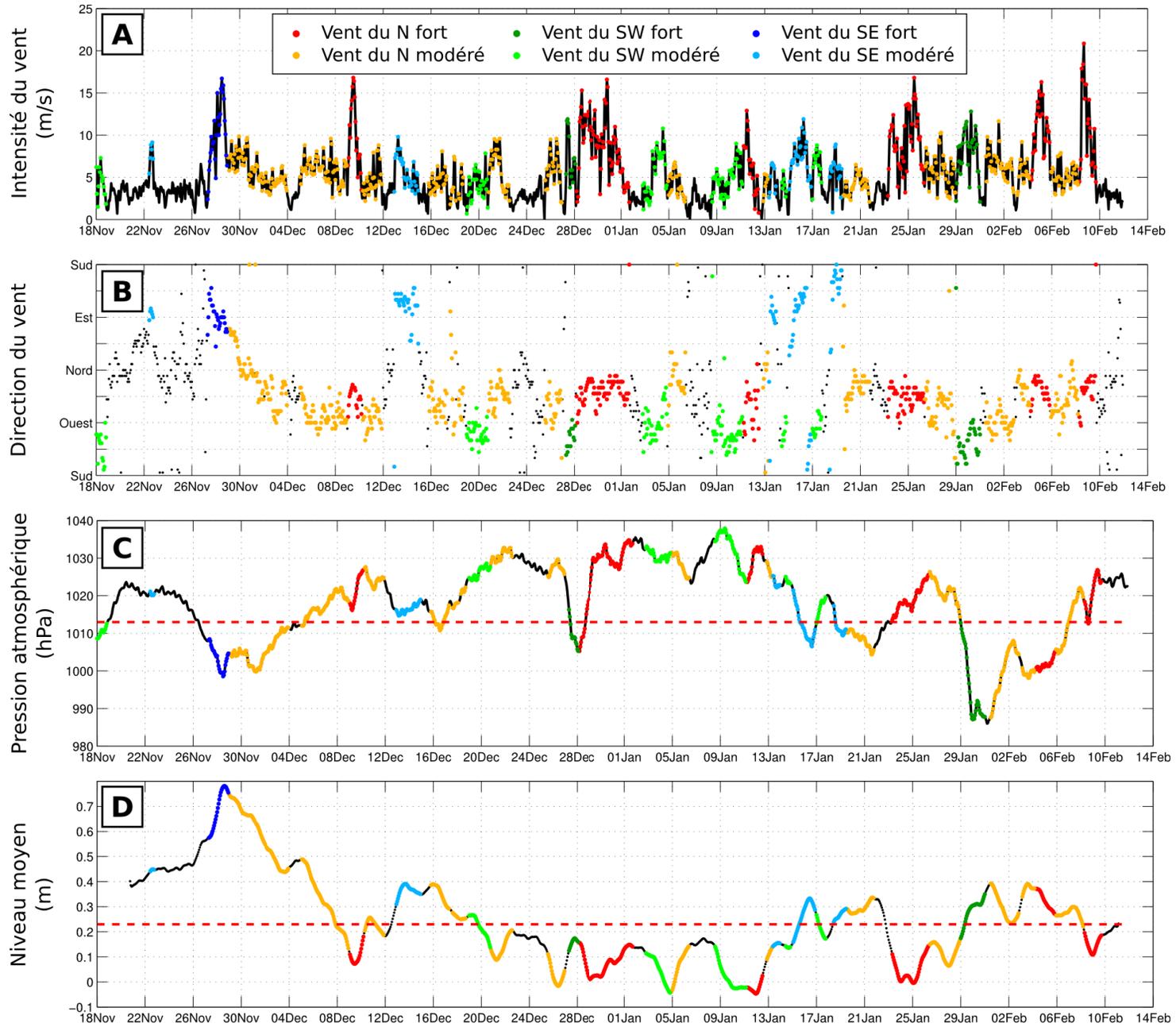
*note : la somme de ces pourcentages est inférieure à 100 car la mise en place et le retrait des capteurs se sont étalés sur plusieurs jours (du 18 au 21 novembre et du 9 au 11 février) et tous n'ont donc pas fonctionné du 18 novembre au 11 février.*

On observe que les vents de secteur Nord modérés à forts (points oranges et rouges) sont associés à des pressions atmosphériques hautes (ou en hausse) et des niveaux marins bas (ou en baisse). Les vents de secteur Sud-Ouest forts (points verts foncés) sont associés à des chutes importantes de pression atmosphérique (-15 à 25hPa en un ou deux jours) et des niveaux marins moyens en hausse (+5 à 15cm). Les vents de secteur Sud-Ouest modérés (points verts) sont associés à des pressions atmosphériques moyennes à hautes ( $> 1010hPa$ ) et des niveaux marins moyens à bas en baisse. L'épisode de vent de secteur Sud-Est fort (points bleus) est associé à une pression atmosphérique basse et un très haut niveau marin. Les vents de secteur Sud-Est modérés (points bleus clairs) sont associés à des pressions atmosphériques moyennes (ou en baisse) et des niveaux marins moyens en hausse.

Ces comportements sont typiques de conditions météo-marines attendues dans cette zone, à savoir des régimes anticycloniques de beau temps associés à des niveaux marins bas, des hautes pressions et des vents de secteur Nord (ou vents de terre) et des régimes dépressionnaires associés à des niveaux marins, des basses pressions et des vents de secteur Sud (ou vents marins de tempête). Il faut noter que les vents de secteur Sud-Ouest modérés (vents mesurés localement) peuvent correspondre à des situations globales de type anticycloniques (i.e. qui conjuguent des hautes pressions et baisses de niveau marin).

## 6.4 Vagues au large

Les données de houle au large sont présentées sous forme de rose des houles (figure 6.4), de séries temporelles de hauteur, période et direction de provenance (figure 6.3E-F-G) et de statistiques (pourcentages d'occurrence, tableau 6.2). Les données de hauteur et période sont obtenues par reconstitution à partir des données mesurées au capteur PS01. Il convient ici de noter que nous ne disposons pas de réelles données de forçage au large en terme de direction ; de même, on ne connaît pas son évolution à l'intérieur du système étudié. Les seules données de direction de provenance des vagues disponibles sont celles mesurées par le capteur CP02 au tube 4, du 20 novembre au 1<sup>er</sup> janvier. Nous avons donc récupéré les résultats des simulations WAVEWATCH III (R) MEDMULTI - NorthMed.2min de Previmer, moyennées sur les points compris dans la zone 43°18'N-4°24'E/43°24'N-4°33'E.



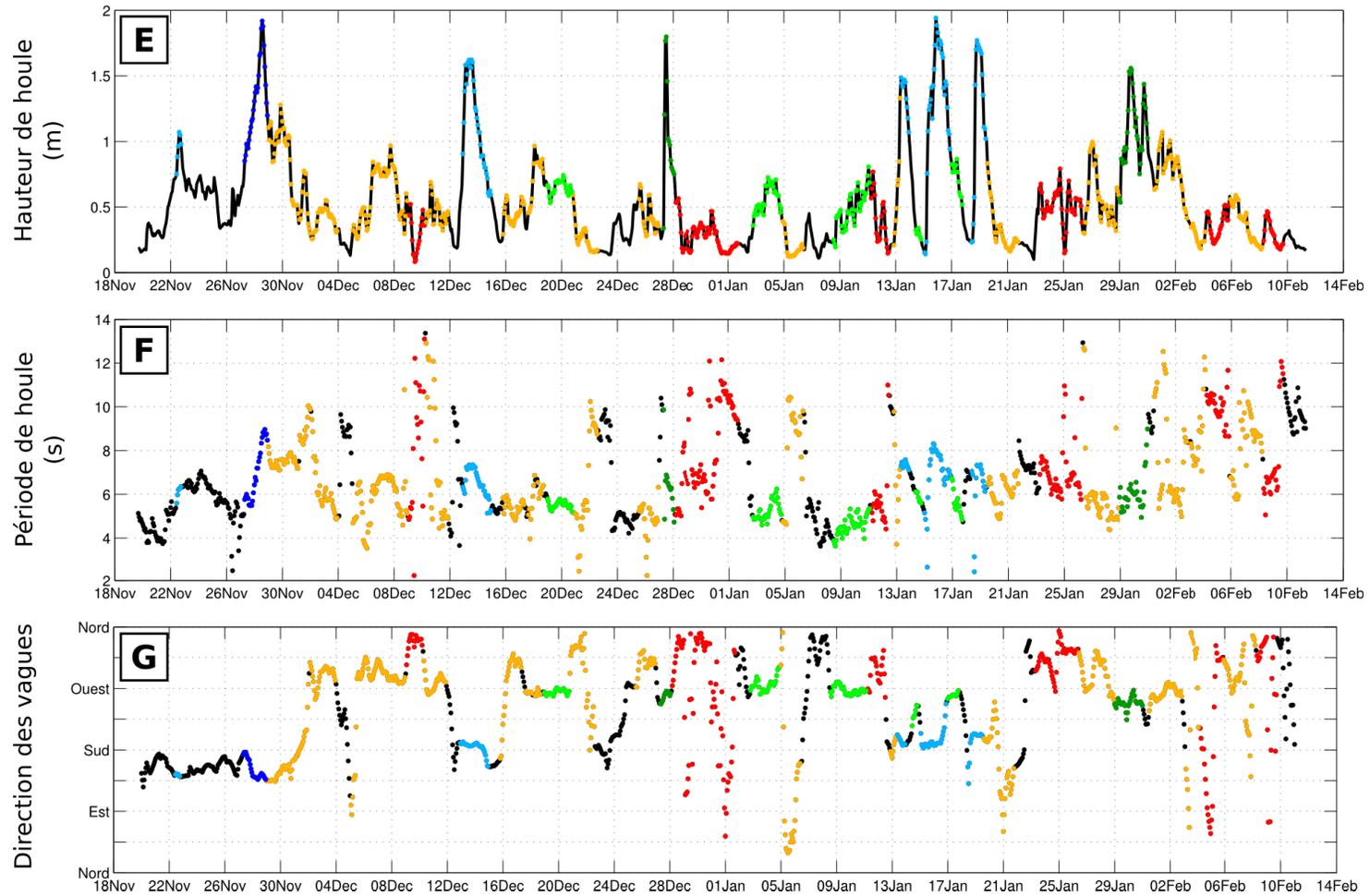


FIGURE 6.3 – Conditions météo-marines à l’entrée du système. (A) Intensité et (B) direction du vent, (C) Pression atmosphérique au niveau de la mer et (D) Niveau moyen au large ou SWL, (E) Hauteur, (F) période et (G) direction de la houle au large. Coloration des points en fonction des catégories de vent remarquables.

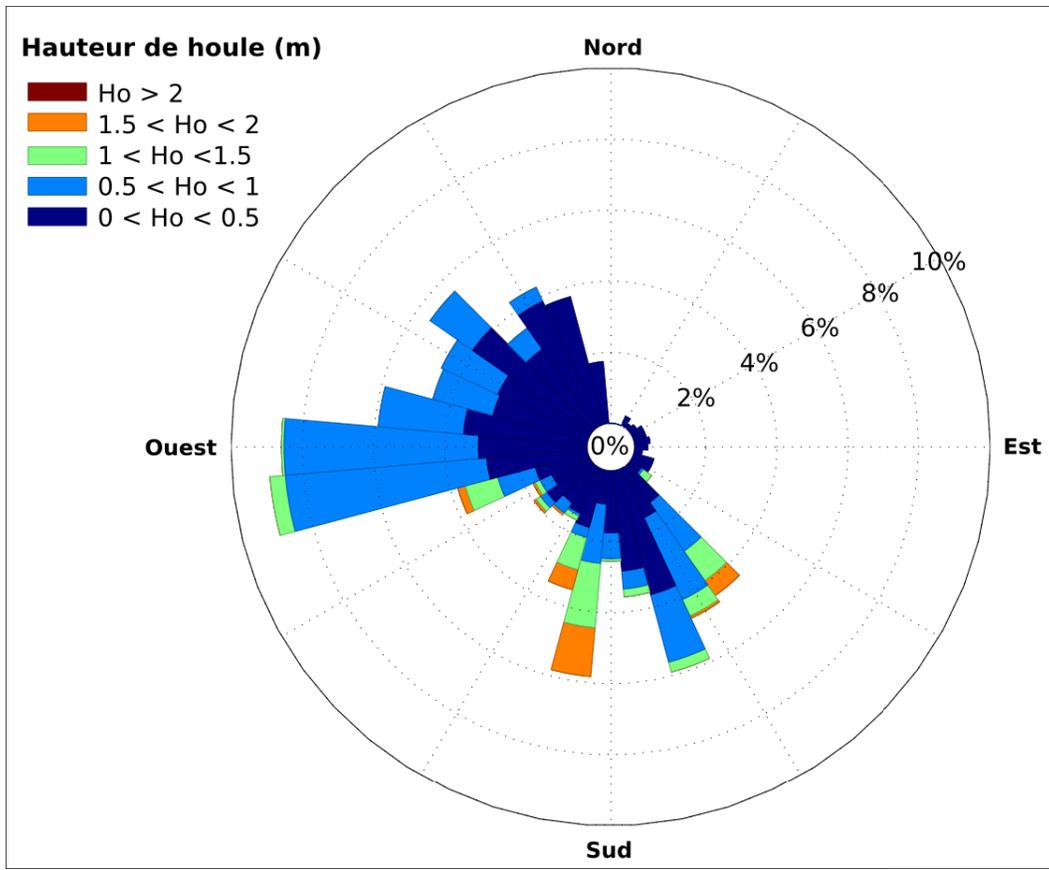


FIGURE 6.4 – Rose des houles.

On peut distinguer trois catégories de houles principales en fonction de la hauteur, subdivisées en deux ou trois sous-catégories en fonction de la direction (figure 6.3E-F-G) :

- Les épisodes de fortes houles ( $H_o > 1m$ ), les 28-30 novembre, 13 et 27 décembre, 13, 16, 19, 29 et 30 janvier (soit 20% du total). Ces épisodes sont généralement de période moyenne ( $T_p$  compris entre 6 et 8s) avec toutefois deux événements de période plus longue ( $T_p > 8s$ ) les 28 novembre et 30 janvier. Ils correspondent :
  - aux épisodes de forts vents de secteur Sud-Ouest (points verts foncés), pour les houles de secteur Ouest ;
  - aux épisodes de secteur Sud-Est établis (points bleus et bleus clairs), pour les houles de secteur Sud et Sud-Est.
- Les épisodes de houles modérées ( $H_o = 0.5-1m$ ), légèrement plus nombreux (27% du total) et souvent étalés sur plusieurs jours consécutifs. Ces épisodes sont de période légèrement plus courte ( $T_p$  compris entre 4 et 6s) avec toutefois un événement de période plus longue ( $T_p > 8s$ ) le 1<sup>er</sup> décembre. Ils correspondent :
  - aux épisodes de vents modérés de secteur Sud-Ouest (points verts), pour une partie des houles de secteur Ouest ;

- aux épisodes de vents de secteur Nord-Ouest établis (une partie des points oranges et rouges), pour la seconde partie des houles de secteur Ouest ;
- aux épisodes de vents de secteur Nord à Nord-Est (l'autre partie des points oranges), pour les houles de secteur Sud et Sud-Est.
- Les épisodes de houles faibles ( $H_o < 0.5m$ ) représentant la majorité des houles observées lors du déploiement (49% du total). Une partie de ces épisodes sont de périodes plus longues ( $T_p > 8s$ ), notamment les 22 décembre, 1<sup>er</sup> et 5 janvier. Ils correspondent :
  - à des épisodes de forts vents de secteur Nord-Ouest (l'autre partie des points rouges), pour les houles de secteur Nord à Nord-Ouest ;
  - à des épisodes de vent faibles de secteurs variés.

Les transitions brutales entre les périodes courtes et longues, ainsi que les oscillations de grande amplitude observées dans certains cas, sont généralement dues aux problèmes de détermination de la période pic (voir section 5.1.4).

TABLE 6.2 – Pourcentages d'occurrence des différentes catégories de houle (exprimés en pourcentage du temps total).

	Secteur Sud à Sud-Est	Secteur Ouest
Houle forte ( $> 1m$ )	12%	8%
Houle modérée ( $0.5-1m$ )	6%	21%
Houle faible ( $< 0.5m$ )	49%	

La figure 6.5A représente la période des vagues en fonction de leur hauteur. On remarque deux types de houle. Le premier correspond aux points rouges de la figure 6.5, il s'agit de houles longues ( $T_p > 7s$ ) pratiquement toujours de faible amplitude (exception faite de quelques points) associées à des vents de secteur Nord-Ouest (points rouges). Ces

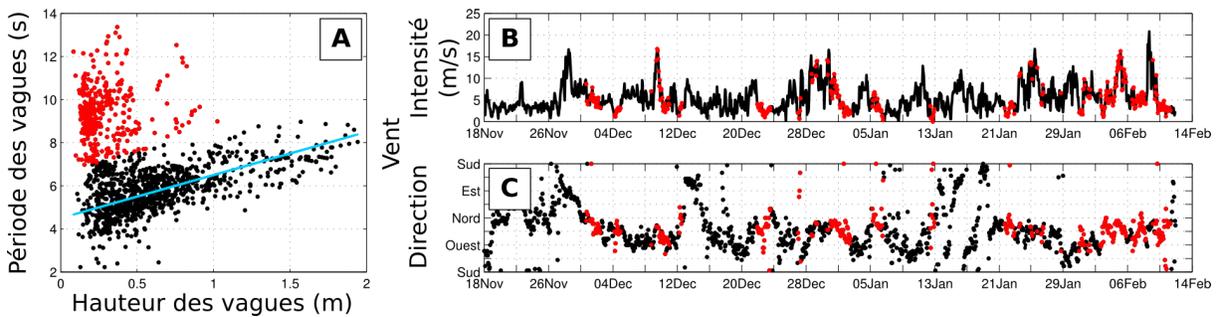


FIGURE 6.5 – Corrélation entre la hauteur et la période des vagues au large (A), ainsi que la représentation des points particuliers sur les séries temporelles de vent, intensité (B) et direction (C).

houles sont générées assez loin au Sud-Ouest de la zone d'étude (au niveau de Perpignan ou des Baléares) et se propagent contre le vent dans la zone d'étude, ce qui a pour effet de gommer les hautes fréquences et donne une mer calme avec une houle longue très propre. Le second type correspond à des houles courtes (ainsi que de la mer du vent) qui peuvent être très grosses lorsque le vent souffle dans le sens de propagation générant ainsi des hautes fréquences (tendance indiquée par le trait bleu).

## 6.5 Régimes typiques météo-marins

On cherche maintenant à caractériser des régimes de forçages météo-marins typiques afin de mieux comprendre la dynamique de notre système littoral tout au long de la saison hivernale 2014-2015. La question du lien entre les mesures réalisées localement et les régimes météorologiques à plus grande échelle est généralement assez complexe dans le contexte méditerranéen marqué par une forte variabilité spatio-temporelle des systèmes climatiques.

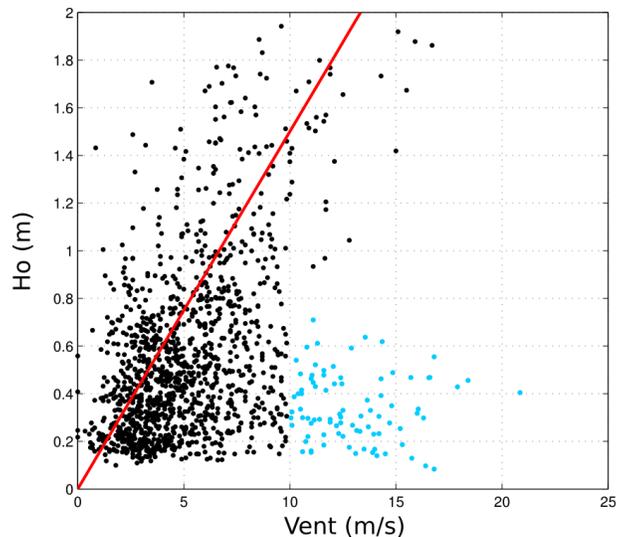


FIGURE 6.6 – Diagramme de corrélation entre la hauteur de la houle au large et l'intensité du vent.

Pour une partie des données recueillies, on observe une bonne corrélation entre la hauteur de la houle au large et l'intensité du vent (figure 6.6, ligne rouge). On a ici une homogénéité entre les conditions globales et les mesures locales, les coups de vent du large étant associés aux fortes houles entrant sur notre système. Le reste des données, représentant des houles faibles pour des vents forts (figure 6.6, points bleu), correspond à des vents de terre (essentiellement Nord-Ouest). L'effet de ces forts vents de terre opposés à la houle arrivant du large aboutit localement à des conditions de vagues généralement

très peu énergétiques, avec des amplitudes faibles ( $H_o < 0.6m$ ) et des périodes plutôt longues ( $T_p > 8s$ ).

TABLE 6.3 – Pourcentages d’occurrence des différentes classes de vent et de houle (exprimés en pourcentage du temps total).

Houle Vent	Forte ( $> 1m$ )		Modérée ( $0.5-1m$ )		Faible ( $< 0.2m$ )
	S-SE	O	S-SE	O	
Vent N établi	/	/	1%	11%	33%
Vent SW établi	/	8%	/	10%	/
Vent SE établi	12%	/	/	/	/
Vent faible	/	/	5	/	16%



# Chapitre 7

## Vue d'ensemble des mesures réalisées

Ce chapitre présente une vue d'ensemble des mesures réalisées. Il permet de faire une première description synthétique du fonctionnement du système littoral étudié avant de décrire plus précisément la dynamique de la surface libre, les courants et la circulation souterraine dans la nappe de plage. Nous y présenterons les données de houles pour les capteurs de pression PS01 à PS05 et pour les profileurs de courant CP01 et CP04, et les données de courant des profileurs CP01 à CP04 (figure 7.1), ainsi que les profils topobathymétriques réalisés lors de la campagne ROUSTY201412.

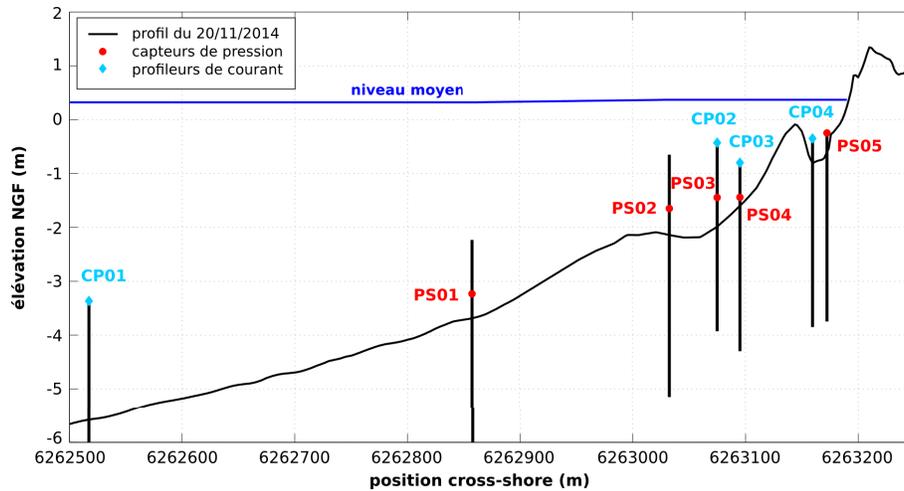


FIGURE 7.1 – Profil topo-bathymétrique de Rousty avec les différents appareils utilisés dans le chapitre 7.



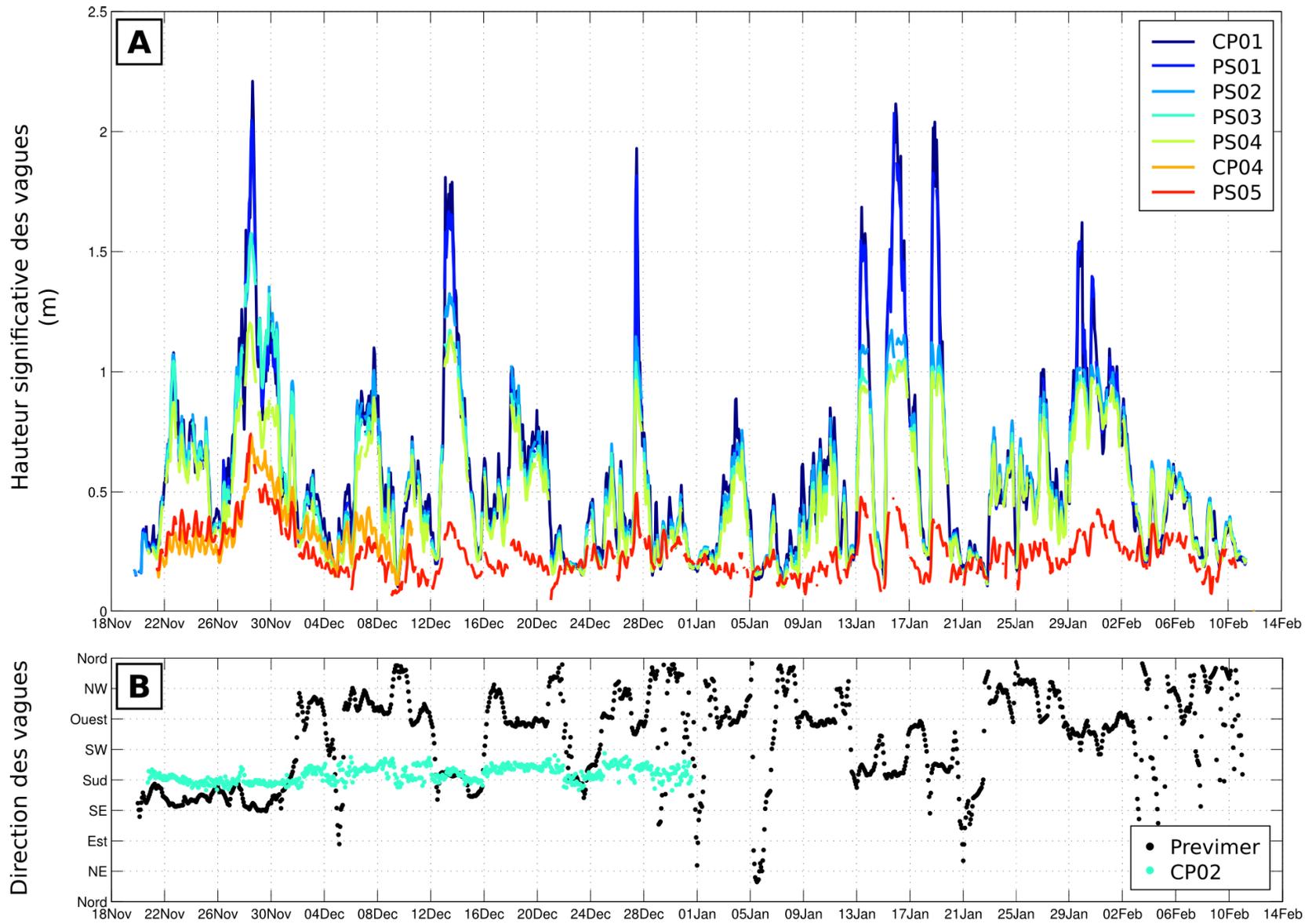
## 7.1 Vagues

La figure 7.2A présente les séries temporelles des hauteurs significatives des vagues mesurées en chaque point instrumenté du profil (i.e. pour chaque tube). On identifie facilement le rôle joué par les barres qui découplent les données de hauteurs significatives en provoquant le déferlement, en fonction des conditions de houle incidente. En effet, lors des événements les plus énergétiques (28 novembre, 13, et 27 décembre, 13, 16, 19 et 29-30 janvier), les vagues déferlent à partir de la barre externe, induisant une chute nette de la hauteur significative entre les capteurs du large (CP01 et PS01) et ceux sur la face de la barre interne (PS03 et PS04). Dans la majeure partie des cas, les houles plus modérées peuvent se propager jusqu'à la barre interne sans déferler, puis déferlent et dissipent leur énergie sur la barre avant d'atteindre les capteurs de la fosse (CP04 et PS05). En de très rares occasions, les houles sont suffisamment petites pour ne plus déferler sur la barre et tous les capteurs enregistrent pratiquement la même hauteur significative du large à la côte. Le déferlement fait l'objet d'une partie plus détaillée par la suite (voir partie Déferlement).

La figure 7.2B présente les séries temporelles de la direction de provenance des vagues mesurées au niveau de la barre interne par le module de houle du profileur de courant CP02 (tube 4), et fournies par Previmer au large. La plage de direction est assez réduite (Sud à Sud-Ouest), mais il convient de noter que ces valeurs ont été mesurées sur le flanc externe de la barre interne, la houle a donc sûrement déjà été réfractée par la bathymétrie. On remarquera les différences importantes que l'on peut observer entre les données mesurées sur la barre et les résultats des simulations Previmer. Pour les houles de secteur Sud-Est à Sud-Ouest, on observe bien un effet de la réfraction : en arrivant sur notre site, les houles s'orientent pratiquement toujours perpendiculairement à la côte. Pour les houles de secteur Ouest, on observe également un effet de réfraction : elles arrivent sur notre site en s'orientant quasi-perpendiculairement avec une légère composante SSW. Pour les houles de secteur Nord, la houle calculée par les simulations Previmer passe au large de Beauduc, celle que nous observons sur la barre correspondent à une autre composante de la houle au large masquée par la composante Nord.

## 7.2 Courants

Les données de courant sont présentées sous forme de rose de courant (figure 7.3) et de séries temporelles d'intensité du courant total et des composantes cross-shore et longshore, moyennées sur la verticale (figure 7.2C-D-E).



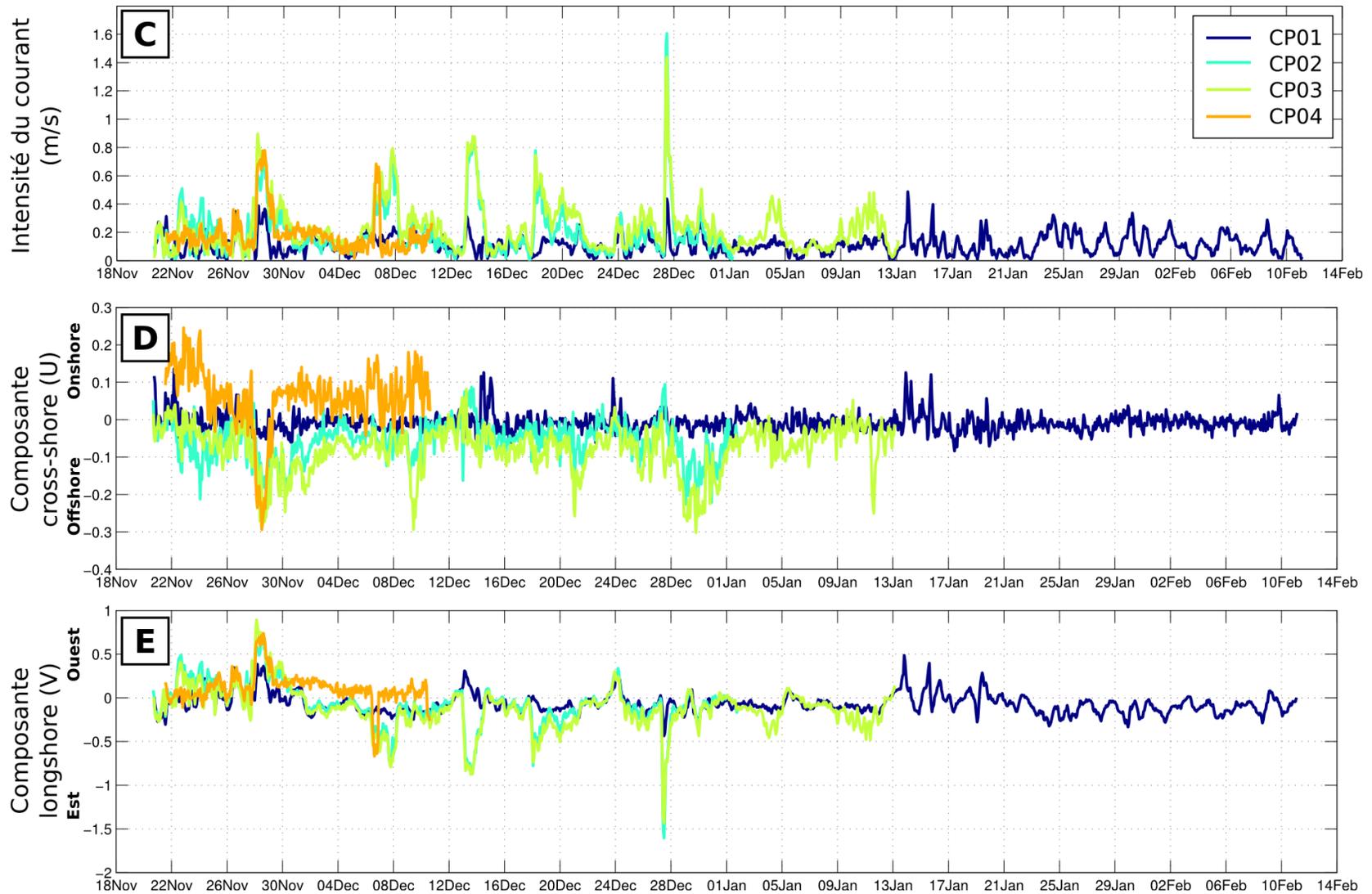


FIGURE 7.2 – Mesures réalisées dans le système, données moyennées sur 90min. (A) Hauteur significative des vagues et (B) direction de provenance des vagues en CP02 (sur la barre). (C) Intensité du courant total et des composantes (D) cross-shore et (E) longshore.

On peut faire une première série d'observations générales :

- Sur tous les sites, la composante longshore domine largement la composante cross-shore, typiquement  $-1.5 < V < 1m/s$  et  $-0.3 < U < 0.1m/s$  pour CP02/CP03.
- Les courants sont plutôt modérés tout au long du déploiement ( $V_e < 0.4m/s$ ) avec cependant des pics d'intensités les 28 novembre, 6-8, 13, 18 et 27 décembre clairement associés aux événements de houle.
- Les pics de courant au large (CP01) sont généralement plus faibles (maximum  $0.5m/s$ ) que pour les courants au niveau de la barre (CP02 et CP03, maximum  $1.6m/s$ ) ou dans la fosse de lévigation interne (CP04, maximum  $0.8m/s$ ).

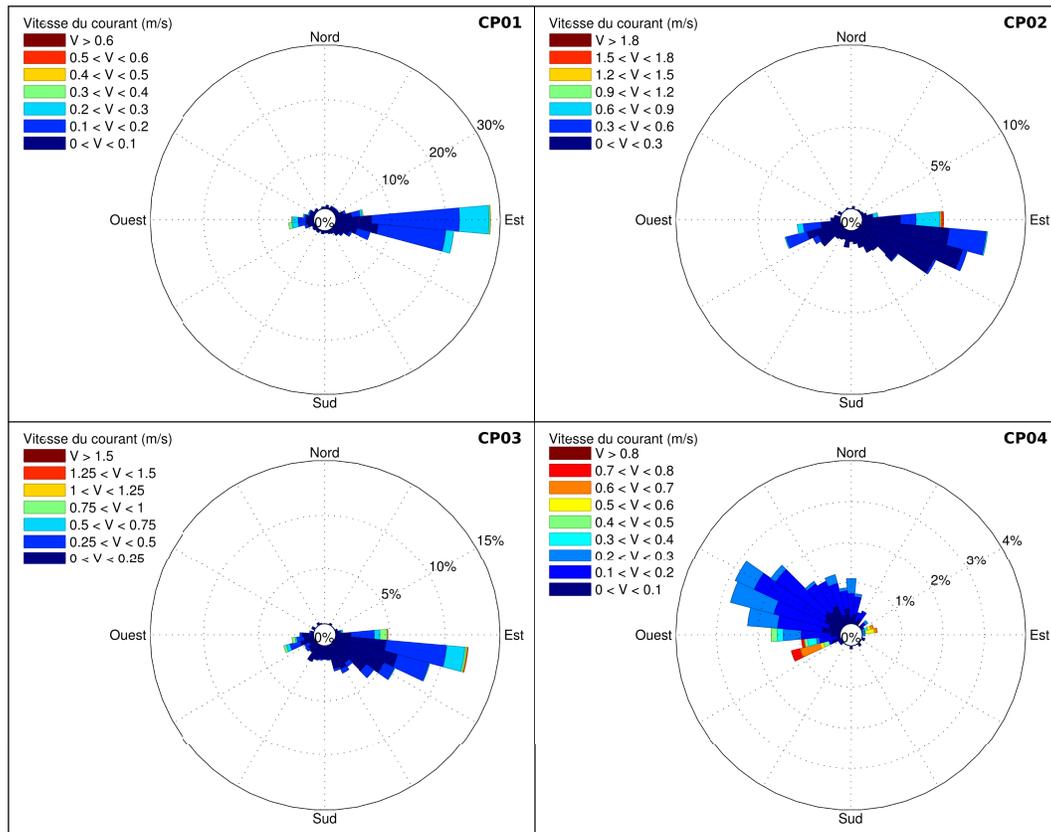


FIGURE 7.3 – Rose des courants pour chaque profileur de courant.

Plus en détail, on note que, au large (en CP01) le courant cross-shore est majoritairement faible avec quelques épisodes onshore ( $U = 0.1m/s$ ) les 22 novembre, 14 et 24 décembre, 14 et 16 janvier. Le courant longshore est également faible avec quelques épisodes plus intenses ( $V = 0.3-0.5m/s$ ) vers l'Ouest les 28 novembre, 13 et 24 décembre, 14, 16 et 19 janvier et vers l'Est le 27 décembre. Sur la barre (en CP02/CP03) le courant cross-shore est principalement offshore et faible ( $U > 0.1m/s$ ) avec quelques événements plus intenses les 24, 28 et 30 novembre, 9, 21 et 29-31 décembre et 11 janvier et deux événements onshore les 13 et 27 décembre. Le courant longshore présente plusieurs événe-

ments plus intenses vers l'Ouest les 22-24 et 28 novembre et 24 décembre, et vers l'Est les 7-8, 13, 18, 20 et 27 décembre. Dans la fosse (en CP04) le courant cross-shore est essentiellement onshore avec un épisode offshore intense le 28 novembre. Le courant longshore présente 2 pics d'intensité, un vers l'Ouest le 28 novembre et un vers l'Est le 7 décembre.

### 7.3 Evolution morphologique

Les profils topo-bathymétriques réalisés le long de la ligne d'appareils ont des emprises cross-shore différentes selon qu'ils sont réalisés au DGPS ou au tachéomètre ou encore extraits des levés topo-bathymétriques réalisés au DGPS couplé à un sondeur bathymétrique (figure 7.4). Les profils réalisés au DGPS s'étendent généralement jusqu'au courantomètre CP04 et parfois jusqu'à la barre interne lorsque la fosse de lévigation est peu profonde. Les profils réalisés au tachéomètre peuvent s'étendre jusqu'à la barre externe, entre les capteurs de pression PS01 et PS02. L'information bathymétrique pour les tubes les plus au large (courantomètre CP01 et capteur de pression PS01) n'est disponible qu'à partir des profils extraits des levés topo-bathymétriques au DGPS couplé à un sondeur bathymétrique.

Le 20 novembre, on a un profil de plage typique avec une barre et une fosse de lévigation interne bien marquées et une barre et une fosse de lévigation externe plus lissées dans la partie immergée, ainsi qu'un bourrelet de plage avec un profil assez raide et une bêche bien marquée dans la partie émergée. Le 30 novembre, la barre interne s'est approfondie et décalée vers le large, avec une fosse de lévigation peu marquée. On remarque également que la bêche a été comblée et que la ligne de rivage a reculé, en partie à cause de l'augmentation du niveau marin. Le 10 décembre, la barre interne s'est élargie et élevée côté plage et la fosse de lévigation s'est creusée (et légèrement décalée vers le rivage). Le niveau marin a diminué et la partie émergée de la plage semble s'être lissée. Le 20 décembre la barre externe s'est aplanie en s'approfondissant légèrement et la fosse de lévigation interne s'est comblée à nouveau. Le 30 décembre, la barre interne s'étrécit et s'élève en se rapprochant légèrement de la côte. Au rivage, le profil de plage commence à se raidir. Le 10 janvier, la barre interne s'est de nouveau approfondie et la fosse de lévigation comblée, alors que la barre externe commence à s'élever. Le 20 janvier, la barre externe continue de s'élever, rendant la fosse de lévigation interne plus marquée. Le profil de plage s'est raidi (semblable à celui du 20 novembre) au rivage et le bourrelet s'est aplani. À partir du 30 janvier (jusqu'au 10 février), la barre interne s'élève et la fosse de lévigation se creuse en raidissant le flanc onshore de la barre. La barre externe continue de s'élever, marquant de plus en plus la fosse de lévigation externe. La ligne de rivage se décale vers le large, en gardant un profil de plage raide.

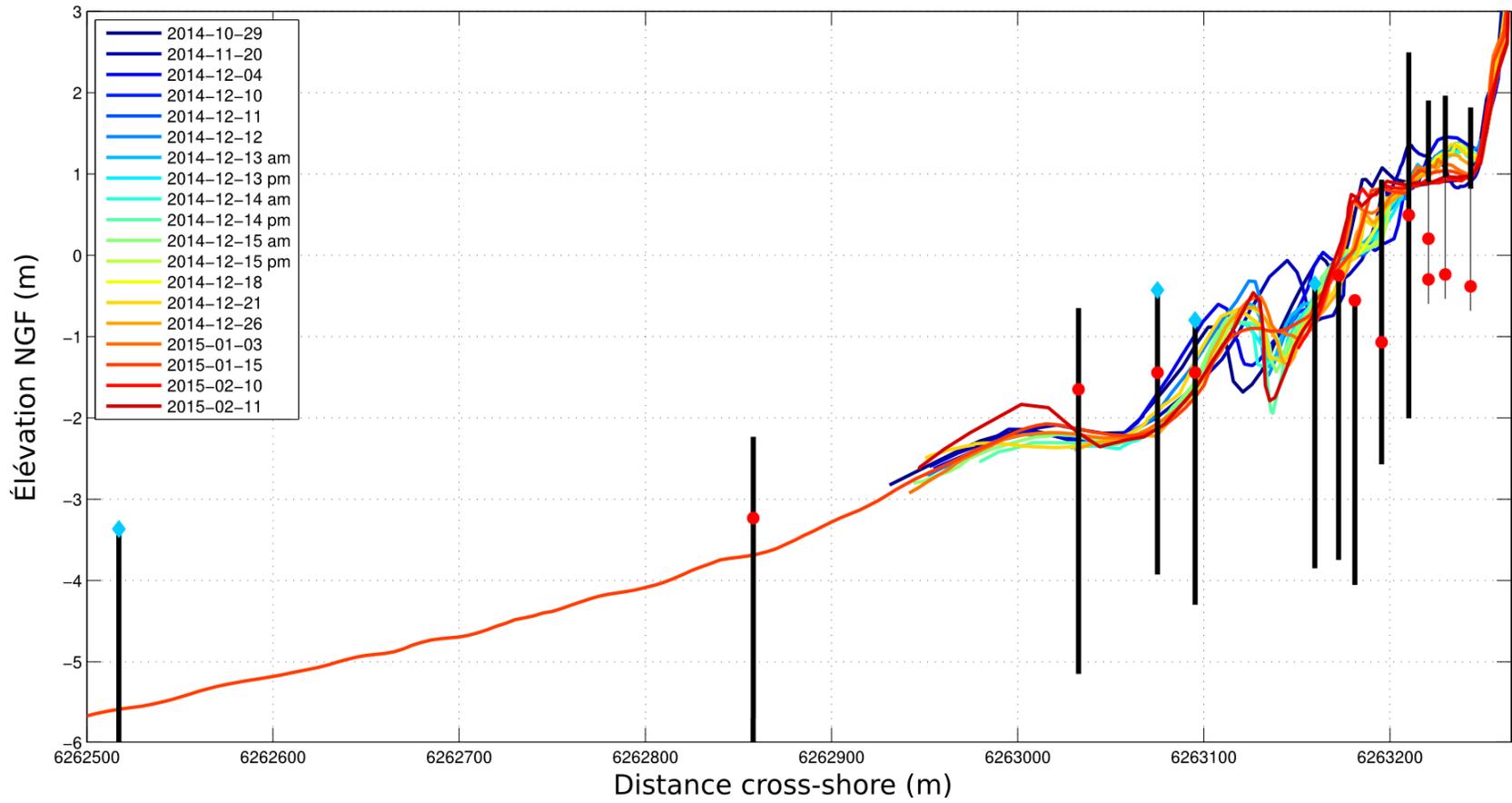


FIGURE 7.4 – Ensemble des profils topo-bathymétriques de Rousty réalisés lors de la campagne ROUSTY201412.

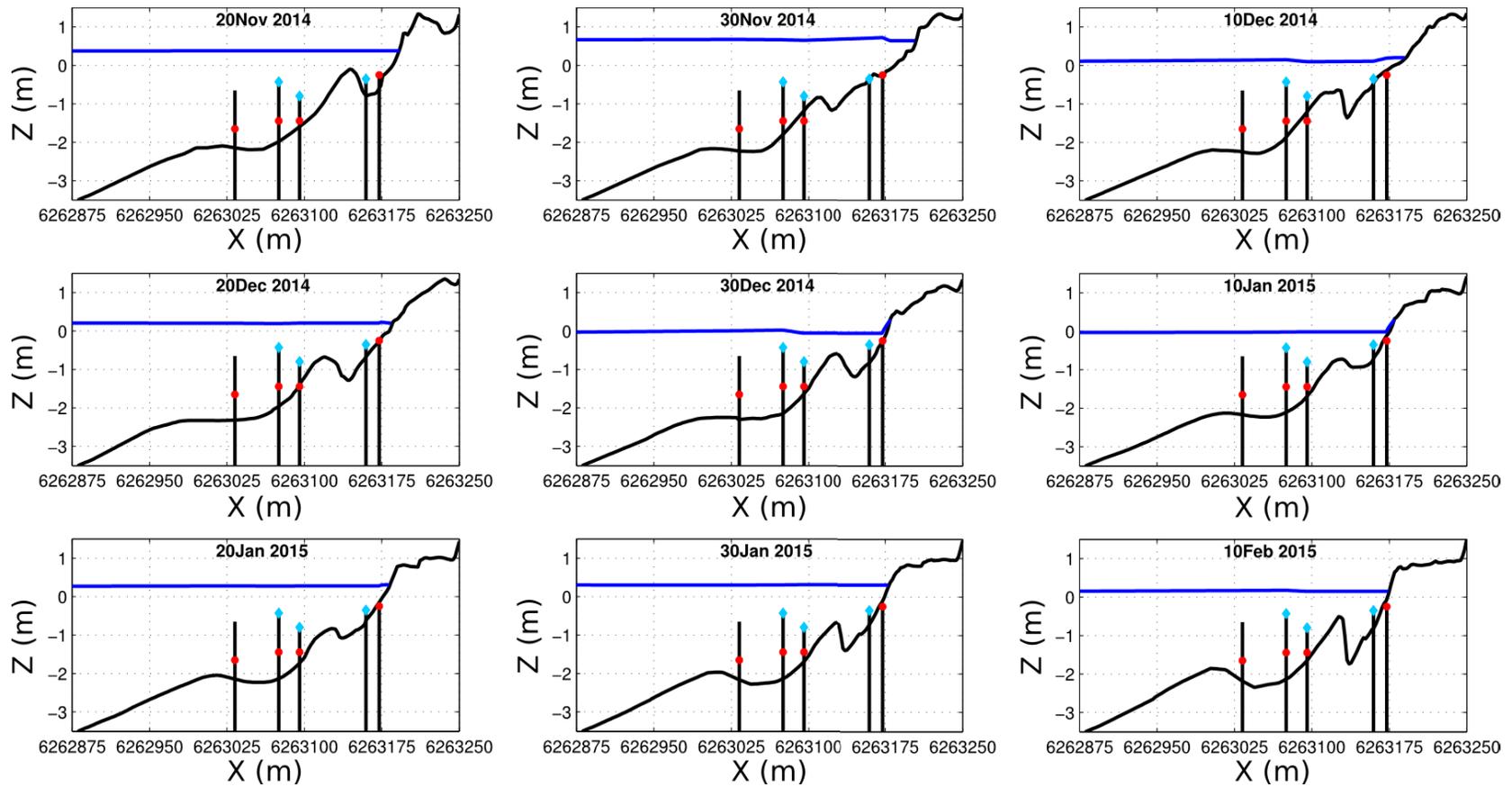


FIGURE 7.5 – Série de profils bathymétriques avec emplacement des instruments et position du niveau moyen.



# Chapitre 8

## Dynamique de la surface libre

Dans ce chapitre, nous allons nous intéresser à différents processus de la dynamique de surface libre. Nous discuterons d'abord des seuils de déferlement en fonction de la profondeur locale et des hauteurs de houle. Nous analyserons ensuite le setup/setdown en différents points du profil, proche de la côte et sur les barres interne et externe, et comparerons les résultats obtenus proche de la côte aux relations existantes dans la littérature. Nous nous intéresserons pour finir aux caractéristiques des ondes infra-gravitaires observées sur ce site. Dans ce chapitre nous utiliserons les données de houle et de niveau des capteurs de pression PS01 à PS05 et du profileur CP04 (figure 8.1), ainsi que les données de vent, de pression atmosphérique, de SWL et de houle au large.

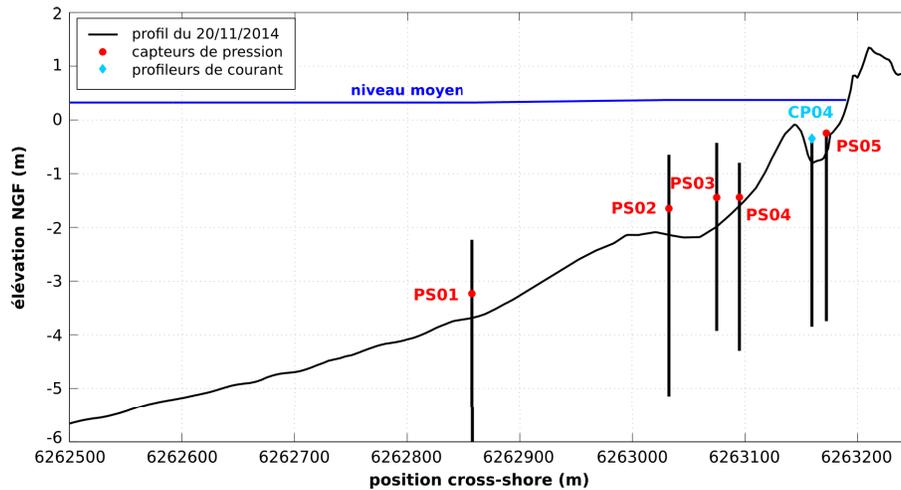


FIGURE 8.1 – Profil topo-bathymétrique de Rousty avec les différents appareils utilisés dans le chapitre 8.



## 8.1 Déferlement

### 8.1.1 Critère de déferlement et saturation

Le déferlement des vagues, et en particulier sa position le long du profil bathymétrique, est un élément essentiel de l'analyse de notre système littoral en termes de transformations des vagues et de courants. Notre ligne d'instruments déployés sur un profil cross-shore n'a pas été dessinée pour identifier précisément la position du point de déferlement. Cependant, en comparant les hauteurs significatives sur des points de mesures successifs, on peut évaluer que le déferlement est supposé avoir eu lieu entre les capteurs présentant un écart de  $H_S$  important. Pour des houles irrégulières réelles, le déferlement s'observe en fait sur une zone assez large car chaque vague prise individuellement, de période et hauteur spécifique, doit atteindre sa cambrure limite avant de déferler. Notre méthode, consistant à comparer deux capteurs successifs, va ainsi davantage caractériser une hauteur de saturation (hauteur limite moyenne atteinte localement par les vagues), qu'un critère de déferlement proprement dit. De manière générale, cette méthode montre que le déferlement a généralement lieu entre les tubes 2 et 3 pour les événements de forte houle, au niveau de la barre (entre les tubes 4 et 6) voire encore plus vers la côte pour les événements les plus calmes. Les critères Miche (1944), Komar and Gaughan (1972) et Thornton and Guza (1983) prévoient un déferlement en des positions variées en fonction de la hauteur de houle (figure 8.2), ce qui se rapproche de ce que l'on observe sur notre

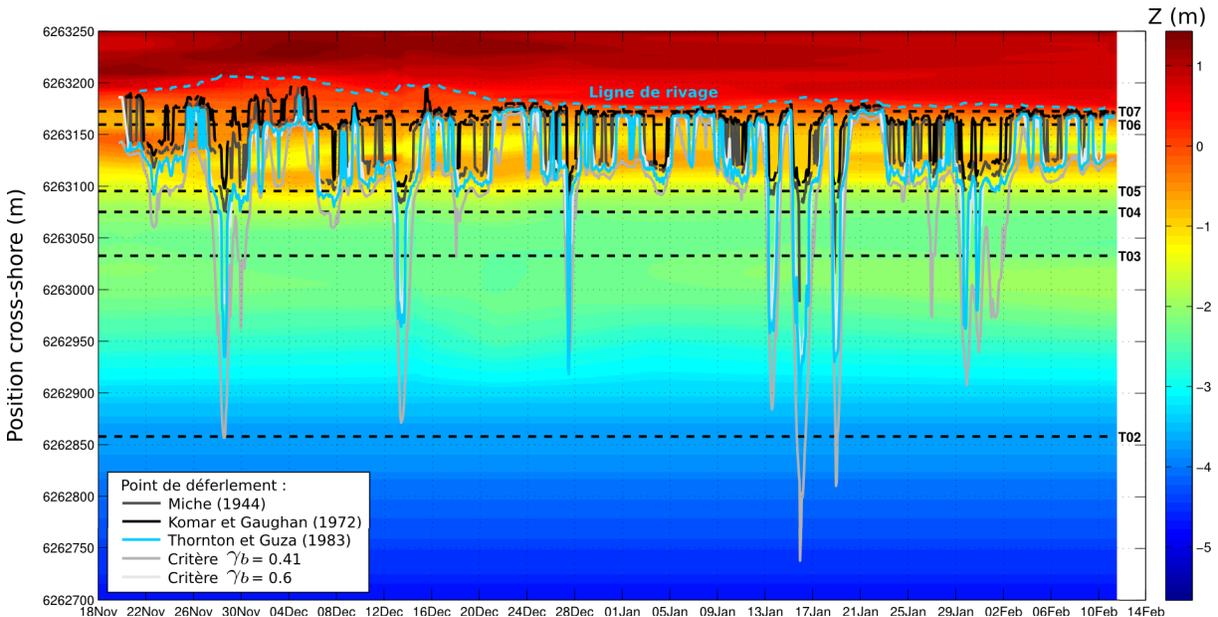


FIGURE 8.2 – Positionnement cross-shore du point de déferlement selon les différents critères retenus dans la littérature et identifiés dans cette section.

site. Les critères de Miche (1944) et Komar and Gaughan (1972) ont cependant tendance à sous-estimer la position du déferlement. Par exemple, pour les événements du 28 novembre et 13 décembre, le déferlement selon les différents critères se ferait au niveau des tubes 4 et 5, alors que si l'on se réfère aux écarts de hauteur significative il devrait avoir lieu entre les tubes 2 et 3. Cette position est bien estimée par le critère de Thornton and Guza (1983).

Pour chaque tube nous avons calculé le paramètre  $\gamma = H_S/h$  pour la hauteur de houle mesurée localement par le capteur  $H_S$  et pour celle calculée par shoaling  $H_{TL}$  (voir partie 5.2.2) dans l'hypothèse où le déferlement est absent ( $\gamma_{TL}$ ). On suppose en effet que, tant que la houle n'a pas commencé à déferler, les hauteurs théoriques  $H_{TL}$  et mesurées  $H$  seront très proches car seulement influencées par les effets de frottement sur le fond, de dissipation sans déferlement, de réforme, etc., de même pour les  $\gamma$ . Lorsque les valeurs de  $\gamma_{TL}$  et  $\gamma$  commenceront à diverger on devrait retrouver la valeur du critère de déferlement.

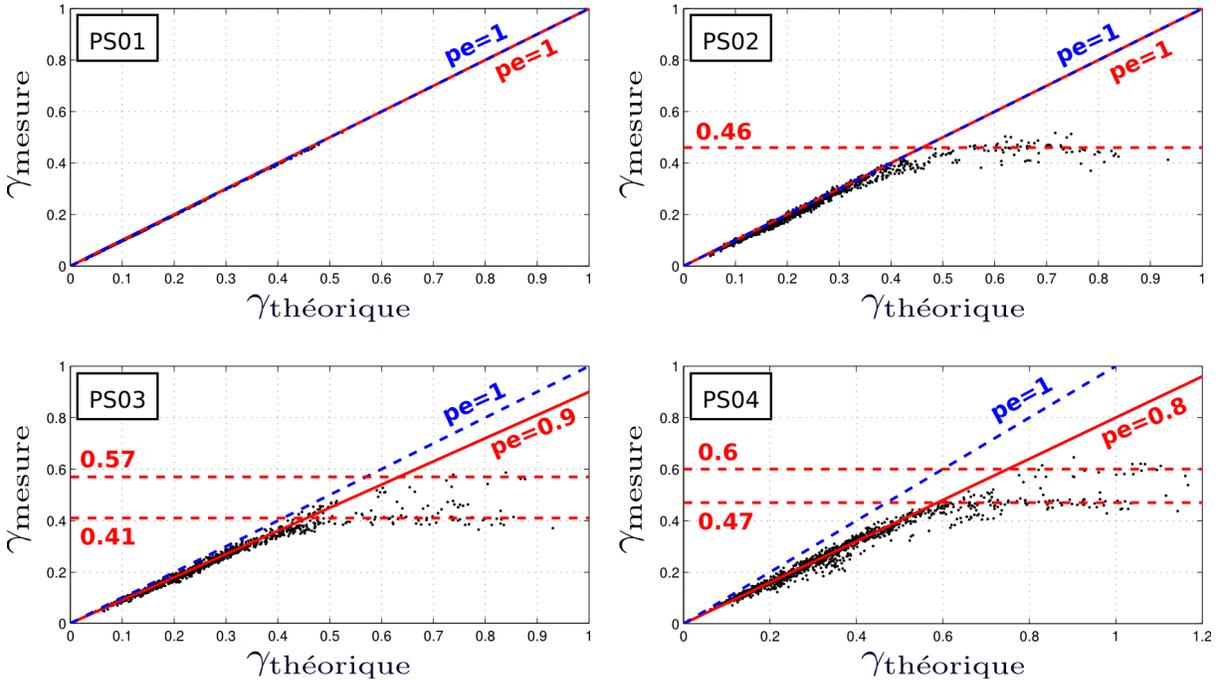


FIGURE 8.3 – Comparaison des  $\gamma_{TL} = H_{TL}/h$  et  $\gamma = H_S/h$  pour les capteurs de pression PS01 à PS04 (tubes 2 à 5) et identification de seuils.

La figure 8.3 présente les comparaisons entre les  $\gamma_{TL} = H_{TL}/h$  et  $\gamma = H_S/h$  pour les capteurs de pression PS01 à PS04. On observe bien une rupture de pente qui nous permet d'identifier le déclenchement du déferlement. Il faut également noter que la pente avant le déferlement s'écarte de 1 en diminuant lorsqu'on se rapproche de la côte. Comme expliqué ci-dessus, ceci vient du fait que certains processus (comme la dissipation, l'interaction avec le courant, les processus de réfraction et l'interaction avec le vent) ne sont pas représentés

par la théorie linéaire purement cross-shore que nous avons utilisée pour reproduire la propagation de la houle le long du profil bathymétrique. On observe donc naturellement un  $H_{TL}$  supérieur au  $H_S$ , il en va donc de même pour les  $\gamma$ . Afin de mieux appréhender ces processus il faudrait utiliser un modèle plus complexe de propagation de la houle, mais ce n'est pas le but de ce travail.

On identifie les seuils de  $\gamma$  qui correspondent au(x) critère(s) de déferlement (lignes tiretées rouges). Il est remarquable que plusieurs seuils de déferlement apparaissent lorsque l'on se rapproche de la barre interne. Pour le capteur PS02 (sur la barre externe), on observe un seuil à 0.46, et tous ces points correspondent à des périodes de houles fortes et des coups de vents E-SE ou SW. Pour le capteur PS03 on observe deux seuils, un premier à 0.41 qui correspond à des périodes de fortes houles et des coups de vent E-SE ou SW, et un second à 0.57 qui correspond à un épisode de forte houle et de vent fort de secteur Est (le 28 novembre). Pour le capteur PS04, on observe également deux seuils, un premier à 0.47 qui correspond à des périodes de fortes houles et de vents E-SE ou SW, et un second à 0.6 qui correspond à des périodes de fortes houles et de vents modérés à fort de secteur Est ou Ouest. On constate que les seuils de déferlement  $\gamma_b$  estimés ici varient entre 0.41 et 0.6, et prévoient une position du déferlement très proche de celle que l'on trouve avec le critère de Thornton and Guza (1983)  $\gamma_b = 0.59$ . Nous avons donc choisi de nous baser sur ce critère issu de la littérature pour la suite de nos analyses.

Cette analyse du seuil de déferlement n'a pas été réalisée au niveau de la fosse de lévigation interne. Les spectres d'énergie dans la fosse étant dominés par l'infra-gravité, le plan d'eau (et donc la profondeur) varie de façon importante avec l'infra-gravité. Une analyse des seuils de déferlement dans la fosse n'est donc pas réalisable aussi simplement que sur la barre et nécessiterait des analyses plus fines qui seront menées hors du cadre de cette thèse.

### 8.1.2 Discussion

L'analyse fine du critère de déferlement est un sujet complexe que nous ne pourrions aborder en détail dans le cadre de ce travail de thèse. Cependant quelques éléments de discussion peuvent être dès à présent apportés pour essayer de mieux comprendre les variations du critère de déferlement qui va contrôler, rappelons le, nombre de processus hydro-sédimentaires. Dans la majeure partie de nos données, le déferlement et la saturation sont atteints autour de  $\gamma = 0.41-0.47$ , ce qui est une valeur inférieure au seuil fourni par exemple par Thornton and Guza (1983). Les analyses futures devront tenter d'éclaircir la raison de cette différence. Ici, nous cherchons en premier lieu à identifier, si elles existent, les conditions hydrodynamiques spécifiques qui provoquent l'augmentation du seuil de déferlement par rapport à cette valeur de référence établie pour le site étudié, i.e., pour

le dire simplement, les conditions hydrodynamiques qui autorisent le passage de vagues plus grosses pour une profondeur donnée. La première piste est le rôle joué par la pente, en suivant par exemple les travaux de Smith (2001). Or, en regardant les pentes locales issues des profils recueillis sur les périodes incriminées (essentiellement le 28 novembre, le 7 et le 13-14 décembre), aucun indice évident ne vient montrer que la pente joue un rôle. Le rôle du vent a aussi été suspecté, mais aucune observation consistante n’a pu confirmer cette hypothèse : le vent est plutôt fort du secteur Est pour le 28 novembre et 13-14 décembre, et a contrario plutôt modéré et d’O-NO pour le 7 décembre, et ce pour un seuil de déferlement analogue. La troisième hypothèse explorée est l’influence des courants cross-shore qui pourraient modifier le critère de déferlement de manière analogue à ce qu’on observe dans les embouchures avec le phénomène de wave-blocking (voir van der Westhuysen 2011). Sur la période du 28 novembre, le courant cross-shore est dirigé vers le large et assez modéré (de l’ordre de 20cm/s) et homogène sur la verticale, et sur celle du 13-14 décembre le courant moyen est également plutôt vers le large mais plus faible (de l’ordre de 5cm/s). De telles vitesses de courant n’influencent vraisemblablement que très peu la propagation de la houle. Une estimation de ces effets peut être faite dans le cadre de la théorie linéaire, où la relation de dispersion en présence de courant est modifiée par l’ajout d’un terme  $kU$  à la fréquence angulaire  $\omega$ . Dans les cas que nous étudions ici, le rapport  $\frac{kU}{\omega}$  ne devrait pas dépasser quelques pourcents, ce qui tend à indiquer que les courants cross-shore ne sont pas le facteur principal dans la modification des critères de déferlement et de saturation. Nos observations montrent que celui-ci semble plutôt être la présence de courants longshore forts, présents dans les trois cas sur la barre externe et la face de la barre interne, d’intensité entre 0.5 et 1m/s (vers l’ouest pour le 28 novembre, vers l’est dans les 2 autres cas). Une telle observation n’a, à ma connaissance, jamais été documentée et nécessitera une analyse plus poussée pour comprendre les processus physiques en jeu : comment un fort courant transverse peut modifier significativement le critère de saturation de la zone de surf ?

## 8.2 Setup/setdown

Nous avons calculé le setup/setdown (i.e. différence entre le niveau d’eau mesuré en un point et le niveau moyen au large) en différents points du profil, correspondant aux instruments situés sur la barre externe (PS02), dans la fosse de lévigation externe (PS03), sur le flanc externe de la barre interne (PS04), dans la fosse de lévigation interne (CP04) et proche de la côte (PS05). La figure 8.4 présente l’évolution temporelle du setup/setdown pour ces cinq points.

Rappelons que le dispositif mis en place n’est pas dimensionné pour la mesure du setup

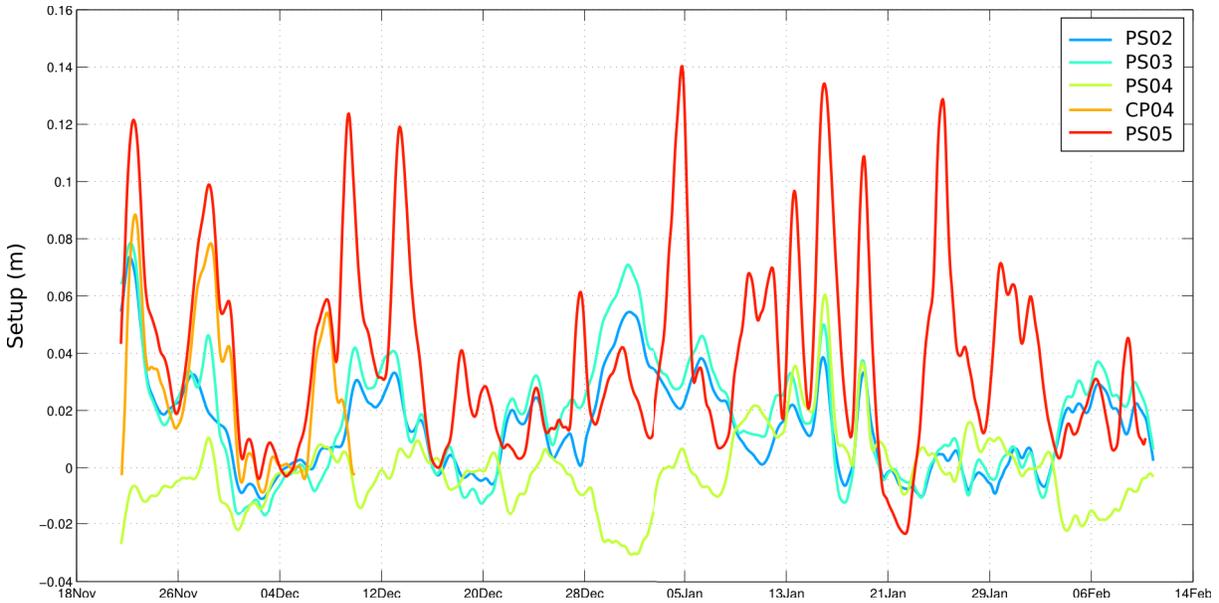


FIGURE 8.4 – Série temporelle de setup pour les capteurs de pressions PS02 à PS05 et du profileur de courant CP04 (tubes 3 à 7).

au rivage, car la position des instruments est fixe et la zone de swash mobile le long du profil en fonction de la marée, des décotes/surcotes et des changements morphologiques du profil. Nous nous intéressons donc au setup en zone de surf.

Les setup les plus élevés (autour de 10/15cm) sont mesurés après la barre, dans la fosse de lévigation interne et proche de la côte (CP04 et PS05). Les setup mesurés sur la barre externe et dans la fosse externe sont plus faibles (autour de 4/8cm). Sur le flanc de la barre interne on observe des périodes de setup modéré (autour de 4/8cm) et de setdown (autour de -2/-3cm). On pourra également noter la bonne corrélation entre les capteurs de la barre et de la fosse externe (PS02 et PS03, figure 8.5).

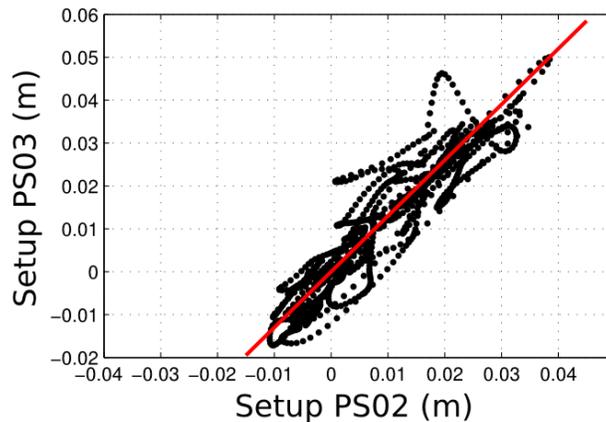


FIGURE 8.5 – Relations intersites entre les setup calculés pour les capteurs de pression situés sur la barre et dans la fosse interne (PS02 et PS03).

## 8.2.1 Setup sur la barre externe (et/ou fosse)

Sur la barre externe et dans la fosse (PS02 et PS03), la surélévation du niveau marin dûe aux vagues est assez faible dans l'ensemble, avec des amplitudes proches des incertitudes de mesures et de positionnement. On se limitera donc ici à faire des analyses sur les tendances générales observées. On identifie trois grandes tendances (figure 8.6) :

- Un premier groupe de points, représentant la majorité des données, pour des  $H_o$

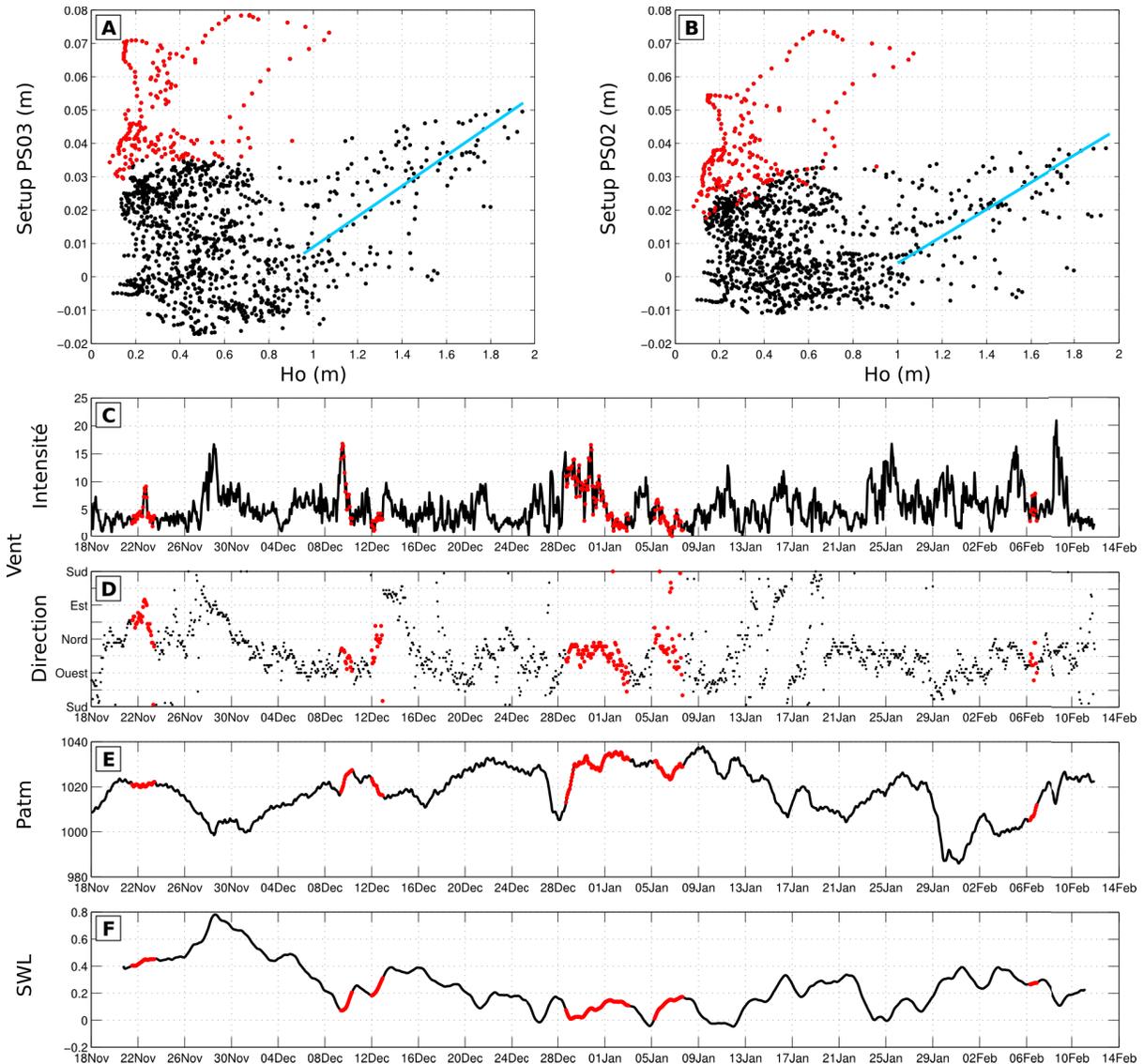


FIGURE 8.6 – Influence de la hauteur de houle au large  $H_o$  sur le setup dans la fosse de lévigation externe (A) et sur la barre externe (B) : identification de points particuliers (en rouge) ainsi que leur représentation sur les séries temporelles d'intensité (C) et de direction (D) du vent, de pression atmosphérique (E) et de niveau marin (F), et tendance générale sans ces points (en bleu).

typiquement inférieurs à  $1m$ , pour lequel aucune variation significative de niveau n'est observée. Il n'y a dans ce cas pas ou peu de déferlement.

- Un groupe de points dénotant une augmentation du niveau moyen avec la hauteur des vagues (tendance autour de la ligne bleue), on est ici dans l'observation du wave-setup au déferlement.
- Un groupe de points (en rouge) qui montre une nette surélévation ( $> 5cm$ ) pour des vagues clairement non déferlantes. Ces points correspondent à des conditions anticycloniques, avec des vents de secteur E-NE ou W-NW, de hautes pressions atmosphériques et de bas niveau marin (voir section 9.2.3).

## 8.2.2 Setup sur la barre interne

Sur la barre interne (PS04), où le déferlement est le plus souvent observé, on identifie deux grandes tendances (figure 8.7) :

- Les points dont le setup augmente avec la hauteur de vague au large (tendance autour de la ligne rouge) mais seulement à partir d'un certain seuil ( $H_o > 0.8m$ ). Ces points correspondent à des vents établis ( $> 5m/s$ ) principalement de secteur Sud-Est (figure 8.9). Ils coïncident également avec des périodes de setup dans la fosse interne (figure 8.8, points rouges).
- Les points dont le setup reste faible voire nul bien que la hauteur des vagues au large augmente (tendance autour de la ligne tiretée bleue). Ces points correspondent à des vents de secteur E-SE et W-SW d'intensité variable (figure 8.9). Ils coïncident également avec des périodes de setup faible dans la fosse externe (figure 8.8, points bleus).

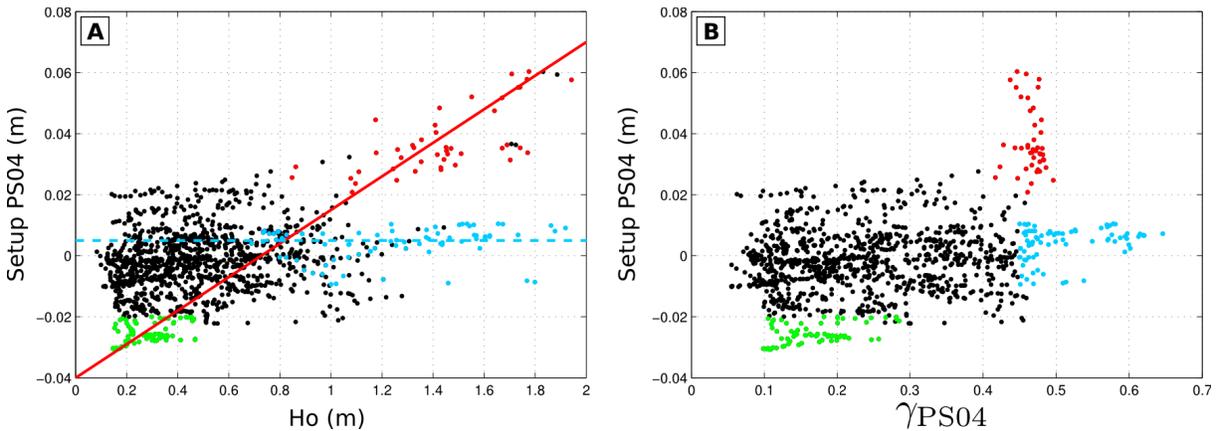


FIGURE 8.7 – Influence de la hauteur de houle au large  $H_o$  (A) et du paramètre  $\gamma$  (B) sur le setup sur la barre interne (PS04) : identification de tendance et groupes de points remarquables.

Ces deux tendances font écho aux observations réalisées sur le déferlement (section 8.1.1). Pour bien mettre en valeur ce mécanisme, nous représentons en rouge les points à  $\gamma = 0.47$  et en bleu ceux à  $\gamma = 0.6$  sur la figure 8.7. La figure 8.7B, représente le setup en fonction de  $\gamma$ . Nous retrouvons un lien physique entre ces différentes mesures : pour un  $H_o$  donné, lorsque que le déferlement est atteint (points rouges), il produit bien une surélévation du niveau moyen, alors que lorsque le déferlement se produit plus tard (points bleus), aucun setup significatif n'est observé.

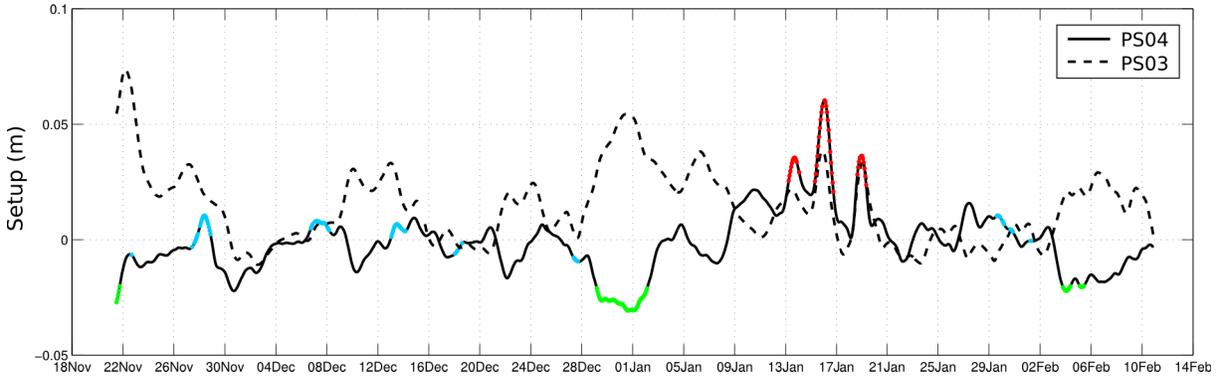


FIGURE 8.8 – Évolution temporelle du setup sur la barre interne (PS04) et dans la fosse externe (PS03).

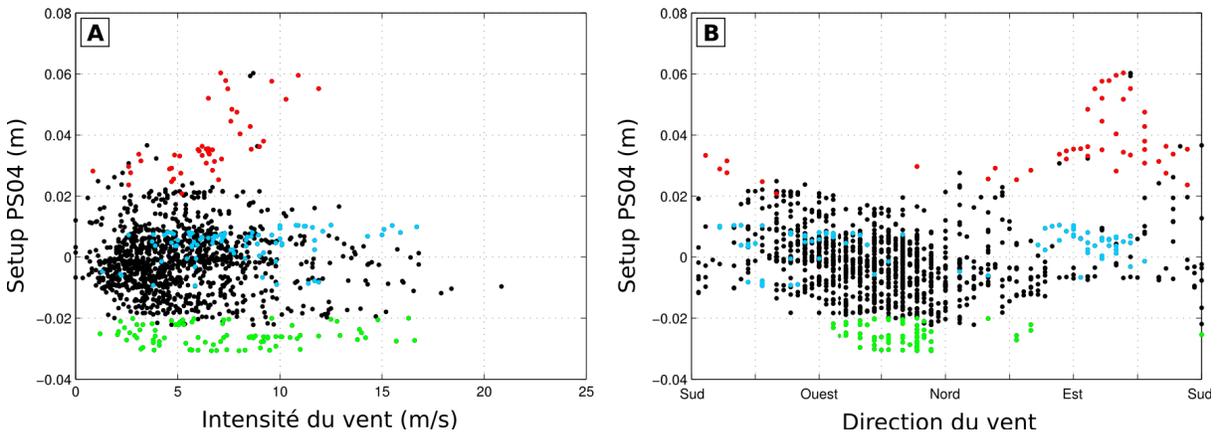


FIGURE 8.9 – Influence de l'intensité (A) et de la direction (B) du vent sur le setup sur la barre interne (PS04) : identification de groupes de points remarquables.

Nous portons également attention à un groupe de points particuliers qui présentent du setdown relativement important (2-3cm) pour des houles faibles (figure 8.7A, points verts). Ces points correspondent à des vents de secteur Nord-Ouest d'intensité variable (figure 8.9). Ils coïncident également avec des épisodes de setup dans la fosse interne (figure 8.8, points verts). Cette série de points montrant un setdown sur la barre est plutôt reliée aux conditions de vent de terre et à des courants offshore forts sur la barre (figure 9.15,

section 9.2.1). Il est particulièrement remarquable de noter que le niveau est plus bas en PS04 (proche du sommet de la barre) que plus au large. Ces observations révèlent a priori un processus particulier qui sera détaillé dans la section 9.2.3.

### 8.2.3 Setup proche de la côte

À proximité de la côte (PS05) la majorité des vagues a déferlé, on s'attend à observer une augmentation du niveau moyen avec la hauteur de vague au large. Ce qui est clai-

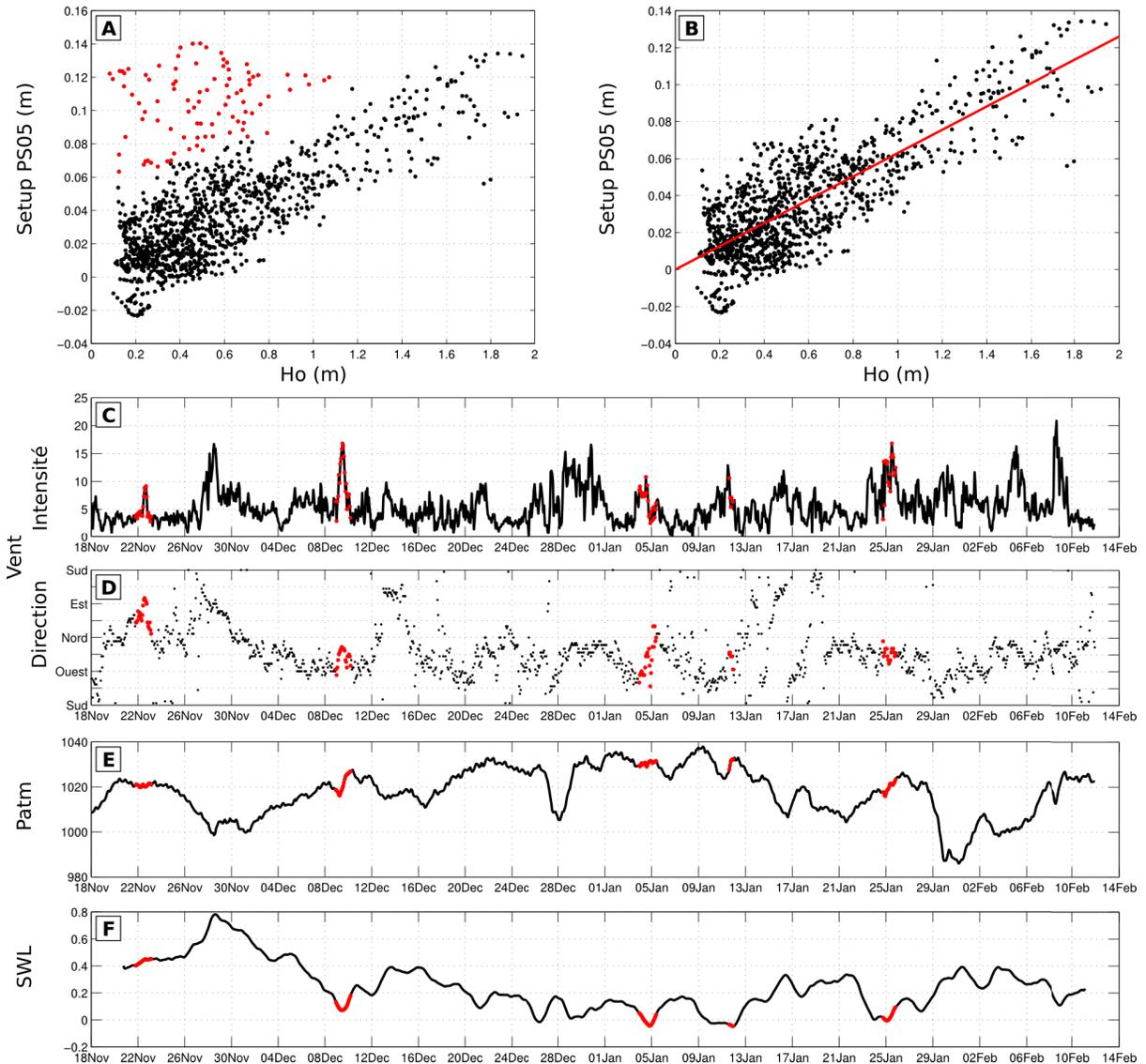


FIGURE 8.10 – Influence de la hauteur de houle au large  $H_o$  sur le setup proche de la côte (PS05) : (A) identification de points particuliers et (B) tendance générale sans ces points, ainsi que leur représentation sur les séries temporelles d'intensité (C) et de direction (D) du vent, de pression atmosphérique (E) et de niveau marin (F).

rement observé pour la majorité des points (figure 8.10B, trait rouge). La représentation en fonction de  $H_o$  utilisée ici fournit une tendance générale quasiment linéaire, qui sera discutée plus en détail dans la section 8.2.4. On observe cependant un groupe de points qui présentent un setup important pour des hauteurs de vagues au large faibles à modérées (figure 8.10, points rouges), en dehors de la tendance générale. Ces points correspondent à des périodes de vents établis de secteur Nord, de hautes pressions atmosphériques et de bas niveaux marins. Ces points, qui correspondent généralement aux points particuliers évoqués à la fin de la précédente section, feront l'objet d'une discussion spécifique dans la section 9.2.3. Nous allons ici soustraire ces points de l'analyse du setup proche de la côte, car ils ne sont pas représentatifs de la tendance générale.

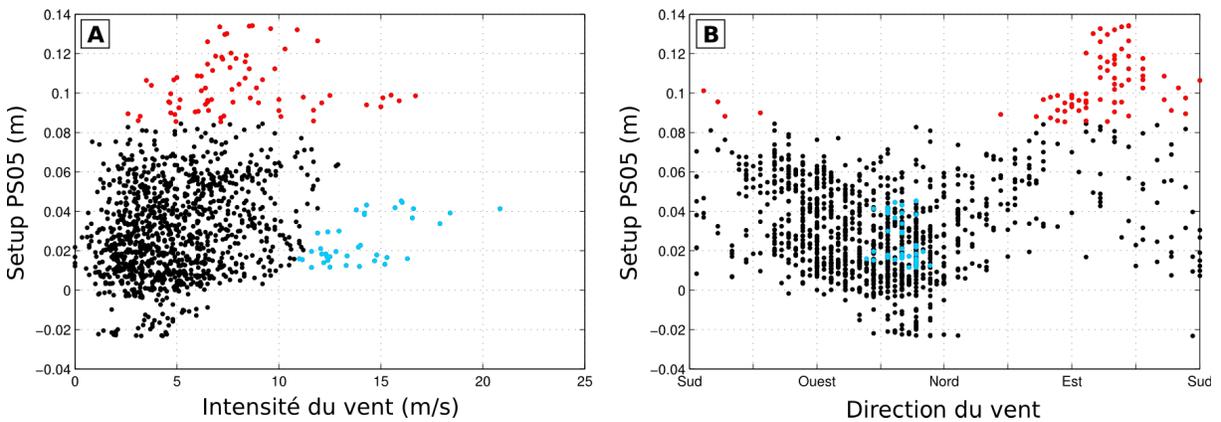


FIGURE 8.11 – Influence de l'intensité (A) et de la direction (B) du vent sur le setup proche de la côte (PS05) : identification de groupes de points remarquables.

On remarque que les setup les plus importants ont lieu pendant des épisodes de vent établi ( $> 5m/s$ ) principalement de secteur Sud-Est (figure 8.11, points rouges). Certains épisodes de vent fort ( $> 10m/s$ ) ne présentent que peu voire pas de setup (points bleus), il est intéressant de noter que ces points correspondent tous à des épisodes de secteur Nord-Ouest.

## 8.2.4 Discussion : comparaison avec Stockdon et al. (2006)

Comme nous l'avons expliqué plus haut, notre instrumentation a été dessinée pour faire une caractérisation générale de l'hydrodynamique d'un système littoral, les mesures réalisées ne permettent pas de faire des comparaisons exactes avec tous les travaux réalisés sur le wave-setup sur le rivage. Cependant, en gardant à l'esprit ces limitations, une série d'observations peuvent être discutées en regard des relations existant dans la littérature, en particulier celles réalisées par Stockdon et al. (2006). Nos mesures fournissent à ce titre un jeu de données unique dans le contexte méditerranéen en décrivant l'ensemble d'une saison

hivernale sur un site plutôt qu'un événement particulier ou plusieurs événements similaires sur plusieurs sites différents. Elles sont comparées aux différentes relations proposées par Stockdon et al. (2006) sur la figure 8.12.

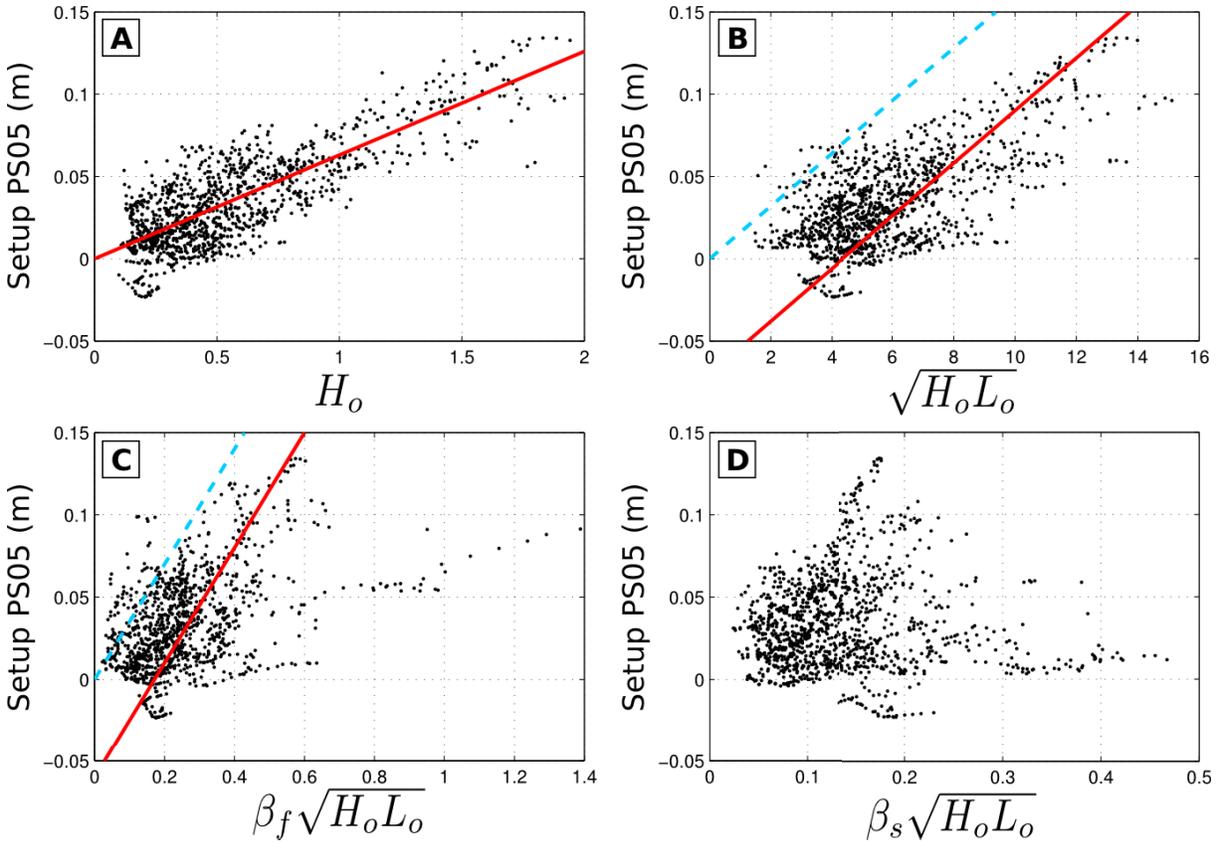


FIGURE 8.12 – Influence de divers paramètres sur le setup proche de la côte (PS05) : (A) la hauteur de houle au large  $H_o$ , (B) le paramètre  $\sqrt{H_o L_o}$ , (C) le paramètre  $\beta_f \sqrt{H_o L_o}$  faisant intervenir la pente de plage au rivage, et (D) le paramètre  $\beta_s \sqrt{H_o L_o}$  faisant intervenir la pente de plage pour toute la zone de surf.

La première observation que l'on peut faire est que le setup proche de la côte (PS05) est mieux caractérisé (meilleure régression) par  $H_o$  que  $\sqrt{H_o L_o}$  (figure 8.12A-B). La dispersion des points obtenue dans le deuxième cas provient probablement en grande partie de la nature des états de mer que nous étudions. En effet, du fait de la variabilité des systèmes climatiques méditerranéens, les champs de vagues à la côte combinent généralement plusieurs houles et mers du vent. Les spectres obtenus sont donc généralement très étalés, ce qui ne permet pas de définir proprement une fréquence pic unique. La forte variabilité de la fréquence pic se répercute dans la détermination de  $L_o$ , ce qui va nécessairement générer de la dispersion dès que l'on introduit la longueur d'onde comme étant un paramètre déterminant.

Il faut noter également que, étant donné que nos mesures ne sont pas réalisées exac-

tement au rivage mais légèrement en amont, on doit s'attendre à une minimisation systématique du setup par rapport aux relations de Stockdon et al. (2006). Cela se traduit, sur les représentations graphiques, par un décalage du nuage de points sur l'axe des abscisses. La figure 8.12 compare nos données avec les différentes relations proposées par Stockdon et al. (2006) (notées en tirets bleus) :  $\langle \eta \rangle = 0.016\sqrt{H_o L_o}$  (figure 8.12B) ou  $\langle \eta \rangle = 0.35\beta\sqrt{H_o L_o}$ , avec  $\beta_f$  et  $\beta_s$  respectivement les pentes du rivage (ou foreshore) et de la zone de surf (figures 8.12C et D respectivement). La définition de ces différentes pentes est donnée en section 1.1.3.

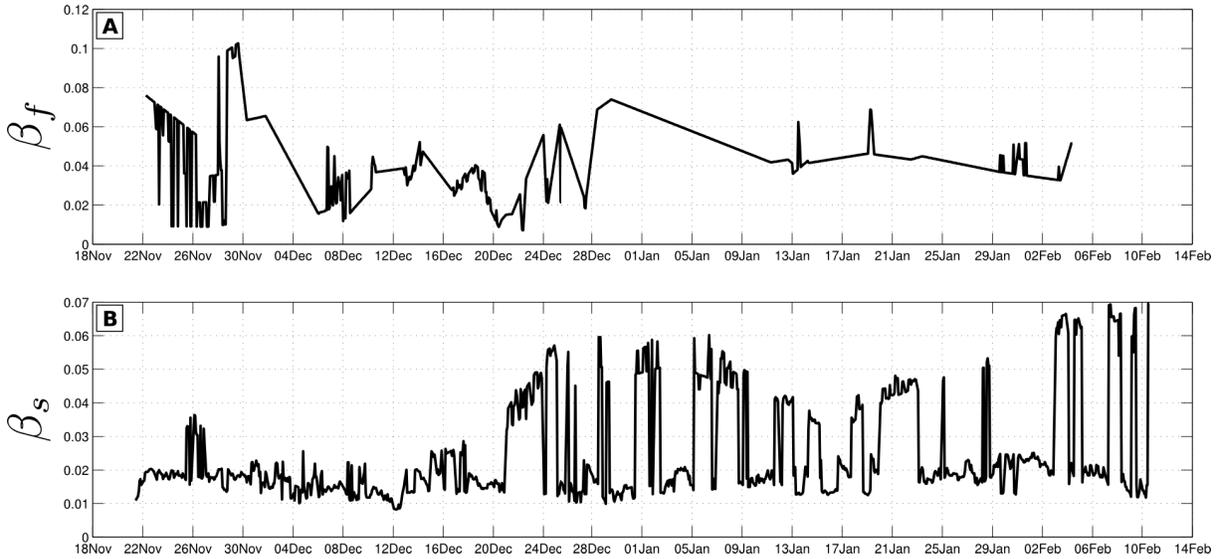


FIGURE 8.13 – Évolution temporelle des pentes de plage au rivage (ou foreshore)  $\beta_f$  (A) et de la zone de surf  $\beta_s$  (B) calculées à partir de nos données.

Pour le calcul de  $\beta_f$  nous avons utilisé la hauteur significative mesurée au point le plus proche du rivage (PS05), nous avons donc pris la pente moyenne de la zone de  $\pm 0.5H_S$  autour de la ligne de rivage (intersection du MWL local avec la bathymétrie). Pour le calcul de  $\beta_s$ , la position  $x_b$  du point de déferlement a été déterminée à l'aide du critère de Thornton and Guza (1983)  $\gamma_b = 0.59$ . La figure 8.13 représente l'évolution temporelle de ces pentes. On remarque que la pente au rivage  $\beta_f$  est plus importante que celle de la zone de surf  $\beta_s$  d'environ un ordre 2, et que ces pentes présente des fluctuations importantes au cours du temps. On peut discuter de la validité du point de déferlement. En effet, le critère de déferlement (ou plus exactement critère de saturation dans la zone de surf) utilisé ici nous permet de déterminer en quel point la majorité des vagues ont déferlé (car on utilise un critère sur les  $H_S$  et non vague à vague) et non à partir de quel endroit l'ensemble des vagues commence à déferler. Par extension, la variabilité de positionnement du point de déferlement entraîne une grande variabilité de pente de la zone de surf (figure 8.13B), ce qui explique en partie la dispersion observée sur les figures 8.12C-D. Dans le cas de la

pente de plage au rivage, la dispersion est moins importante que pour la pente de la zone de surf, mais on remarque cependant une série de points présentant un fort paramètre  $\beta_f \sqrt{H_o L_o}$ , liés à une forte pente (figure 8.13A). Ces points s’observent lorsque le niveau est très haut, le 29 novembre, période à laquelle on a pu observer de la submersion. Dans ce cas, la position de la ligne de rivage et donc de la pente au rivage n’est pas optimale.

De manière générale, les trois relations étudiées montrent une moins bonne régression que la simple relation en fonction de  $H_o$ . Dans le cas où on ne fait pas intervenir la pente de plage (figure 8.12B), on remarque que les données sont regroupées autour d’une relation linéaire dont la pente est proche de celle de Stockdon et al. (2006). C’est à dire que notre système est a priori très dissipatif.

Lorsque l’on fait intervenir la pente de plage (figure 8.12C-D), les points sont encore plus dispersés, en particulier pour la pente de la zone du surf qui varie fortement en fonction de la position du point de déferlement. Nous sommes donc ici plutôt dans le cas très dissipatif mis en avant par Stockdon et al. (2006), pour lequel la pente de la plage, qu’elle soit locale ou globale, ne joue plus un rôle significatif dans la formation des gradients de surface libre. Il est clair que ces premières comparaisons doivent être poursuivies par des analyses plus fines pour étudier le setup à l’échelle de l’événement, pour identifier le rôle de l’ensemble des paramètres en jeu : profil bathymétrique, spectres de vagues, angle d’incidence, vents, etc. Elles permettent toutefois de mettre d’ores et déjà en avant le caractère dissipatif du site, et la difficulté de définir des paramètres caractéristiques (fréquence et longueur d’onde) pour des états de mer typiques de la méditerranée.

### 8.3 Ondes infra-gravitaires

Dans cette section nous allons nous intéresser à la bande infra-gravitaire des spectres d’énergie, notamment afin d’identifier la présence de modes quasi-stationnaires (Michallet et al., 2007; Sous et al., 2013) pour la plage de Rousty.

Il existe deux grands types d’ondes infra-gravitaires :

- les ondes liées aux groupes d’ondes incidentes, générées par les tensions de radiation
- les ondes libres, générée au déferlement (Munk, 1949; Tucker, 1950) ou par interactions non linéaires des ondes incidentes (Hasselmann, 1962)

Parmi les ondes infra-gravitaires libres on distingue les ondes piégées à la côte qui dépendent (ondes de Kelvin ou ondes de plateau continental) ou non (ondes de bord) de la rotation de la terre. Les ondes de bord sont stationnaires dans la direction perpendiculaire à la côte et peuvent être stationnaires ou progressives dans la direction parallèle à la côte.

On observe des transferts d’énergie des hautes vers les basses fréquences pendant le

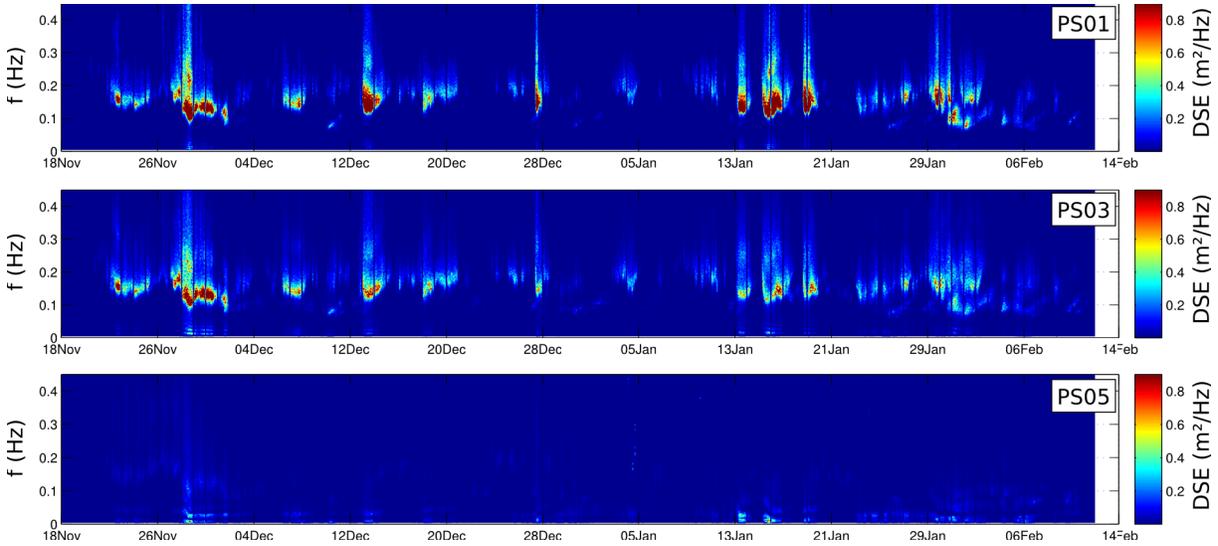


FIGURE 8.14 – Évolution temporelle des spectres d’énergie pour les capteurs de pression PS01 au large, PS03 sur le flanc de la barre et PS04 à la côte.

déferlement (voir section 1.1.4), avec essentiellement de l’énergie dans la bande gravitaire au large en PS01, toujours beaucoup d’énergie dans la bande gravitaire sur la barre en PS04 et essentiellement dans la bande infra-gravitaire à la côte en PS05 (figure 8.14). La hauteur des vagues au large (et donc leur énergie dans la bande gravitaire) est de première importance. Les plus grosses vagues déferlent sur la barre externe, on observe alors de l’énergie dans la bande infra-gravitaire dès PS03. Les vagues modérées déferlent sur la barre interne, l’énergie dans la bande infra-gravitaire ne s’observe alors plus qu’en PS05.

Au large (en PS01 i.e. avant le point de déferlement) l’énergie présente dans la bande

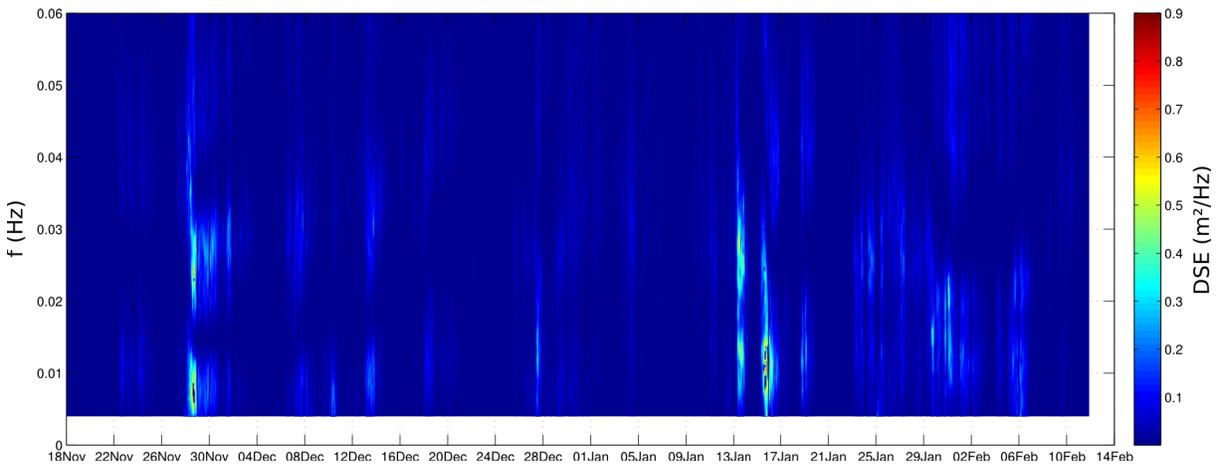


FIGURE 8.15 – Évolution temporelle des spectres d’énergie à la côte (PS05) zoomée sur la bande infra-gravitaire.

infra-gravitaire est généralement faible ( $DSE < 0.2m^2/Hz$ ). On peut cependant remarquer plusieurs événements plus intenses ( $DSE$  atteignant  $0.6-0.8m^2/Hz$ ) lors de certaines tempêtes (notamment celles du 28 novembre et 13-16 janvier).

Après le déferlement (sur la barre ou proche de la côte, en PS04 et PS05), on identifie des variations importantes dans la distribution de l'énergie dans le domaine infra-gravitaire entre les différents événements mais également au sein d'un même événement (figures 8.14 et 8.15). Notons que des "blancs" existent dans certains spectres (perte de données) et qu'ils sont représentés par des valeurs nulles, que l'on peut par exemple observer le 29 novembre autour de  $0.008Hz$ . Il ne s'agit pas de fréquences où l'énergie est réellement nulle mais d'un artefact de représentation graphique lié à un problème de mesure.

Nous avons recensé l'ensemble des événements énergétiques afin d'analyser la structure spatiale et fréquentielle des ondes infra-gravitaires. On observe des modulations de l'énergie infra-gravitaire en fréquence (avec des pics bien marqués) et dans l'espace (DSE différente entre les capteurs). À partir de ces observations, nous sélectionnons quatre périodes typiques qui vont nous permettre d'illustrer ce que nous avons identifié de récurrent dans notre système. Pour chacun de ces cas (figure 8.17A-B-C-D), nous représentons les spectres d'énergie mesurés à chaque capteur de pression. Les fortes modulations spatiales observées indiquent que nous sommes en présence de composantes quasi-stationnaires dues à la réflexion sur la plage, du moins en partie, d'autres phénomènes non stationnaires pouvant également expliquer les fluctuations d'énergie dans la bande infra-gravitaire. Sur des bathymétries à barre, la bibliographie met en avant les structures souvent très asymétriques de ces ondes quasi-stationnaires (Michallet et al., 2007). Pour mieux les comprendre, nous utilisons pour comparaison le modèle théorique de seiche en bassin triangulaire semi-ouvert de longueur  $L$  et de profondeur  $h$  (figure 8.16 ; Wilson 1972), le mode fondamental des oscillations stationnaires s'écrit de la manière suivante :

$$T_0 = 2.618 \frac{2L}{\sqrt{gh}}$$

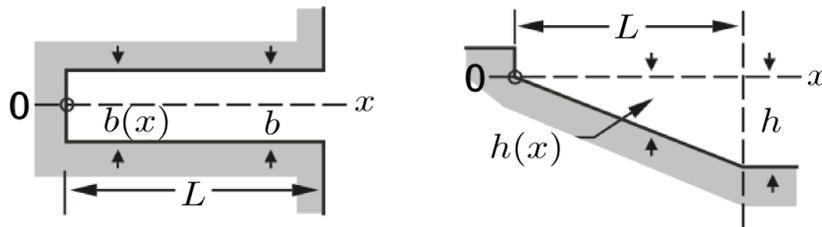


FIGURE 8.16 – Représentation schématique du bassin triangulaire semi-ouvert (Wilson, 1972).

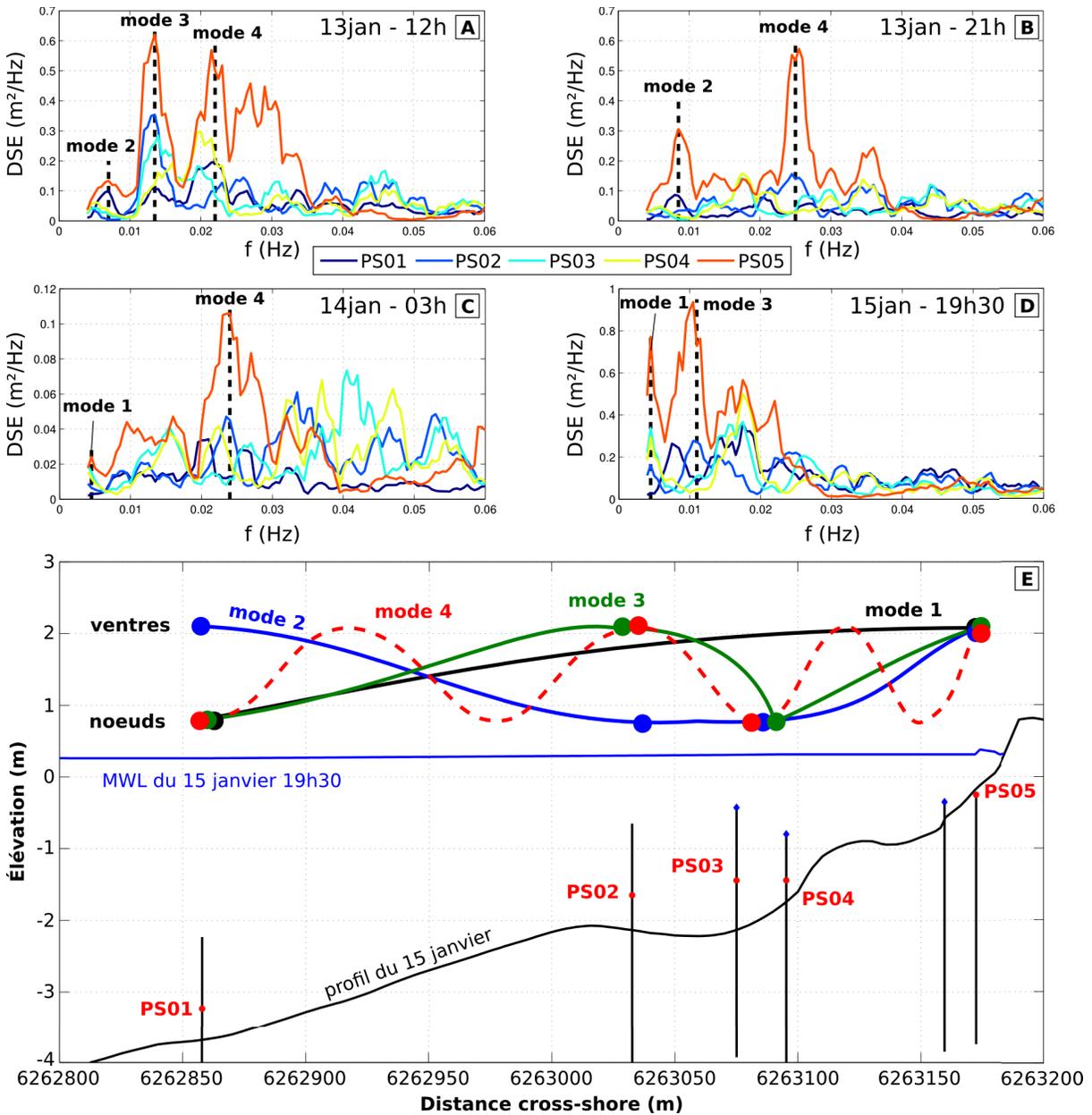


FIGURE 8.17 – Spectres d’énergie des capteurs PS01 à PS05 dans la bande infra-gravitaire pour quatre périodes sélectionnées, (A) le 13 janvier à 12h et (B) à 21h, (C) le 14 janvier à 3h et (D) le 15 janvier à 19h30, ainsi que (E) la représentation des différents modes observés sur le profil bathymétrique du 15 janvier.

En fonction des paramètres  $L$  et  $h$  du bassin, plusieurs modes d’oscillations sont visibles sur les spectres d’énergie (figure 8.17A-B-C-D) :

- Un premier mode autour de  $0.0045Hz$  (figure 8.17E, ligne noire), bien visible le 15 janvier à 19h30 et, dans une moindre mesure, le 14 à 3h. Il présente une diminution de l’énergie depuis la côte vers le large avec un ventre en PS05 et un noeud en

- PS01. Ce mode correspondrait à un bassin de longueur  $L = 300m$  et de profondeur  $h = 4m$ , soit un noeud au pied de la barre externe ;
- Un second mode autour de  $0.007-0.0085Hz$  (figure 8.17E, ligne bleue), visible le 13 janvier à 12h et 21h. Il présente un ventre en PS05 et PS01 et un noeud dans la région autour de PS02/4 (noeud en PS02 à 12h et en PS03/4 à 21h). Ce mode correspondrait à un bassin de longueur  $L = 100-150m$  et de profondeur  $h = 2-2.5m$ , soit un noeud entre les deux barres ;
  - Un troisième mode autour de  $0.011-0.0135Hz$  (figure 8.17E, ligne verte), visible le 13 janvier à 12h et le 15 à 19h30. Il présente un ventre en PS05 et PS02 et un noeud autour de PS03/4 (uniquement en PS04 pour le 13 à 12h). Ce mode correspondrait à un bassin de longueur  $L = 50-60m$  et de profondeur  $h = 2m$ , soit un noeud sur la face externe de la barre interne ;
  - Un quatrième mode autour de  $0.022-0.025Hz$  (figure 8.17E, ligne pointillée rouge), visible le 13 janvier à 12h et 21h et le 14 à 3h. La position des ventres et des noeuds est plus variable que pour les précédents modes, nous ne décrivons donc que le cas du 13 janvier à 21h, où l'on observe un ventre en PS05 et PS02 et des noeuds en PS01 et PS03/4. Comme la fréquence fondamentale de ce mode est plus importante que pour les précédents, et pour rester en accord avec les ventres et noeuds observés dans le spectre, il faudrait un noeud et un ventre supplémentaire entre PS05 et PS04 (dans la fosse et sur la barre interne), et de même entre PS02 et PS01. Ce mode correspondrait alors à un bassin de longueur  $L = 40m$  et de profondeur  $h = 1.3m$ , soit un noeud entre la barre interne et la côte.

La variabilité de positionnement des ventres et noeuds du quatrième mode identifié (autour de  $0.011-0.0135Hz$ ) pourrait être le résultat de l'influence de la bathymétrie. Pour les premiers modes, plus longs, les variations bathymétriques le long du profil devraient avoir moins d'influence, mais seraient éventuellement plus importantes pour des modes plus courts tel que le quatrième exemple.

Notre dénomination "mode 1", "mode 2", etc. correspond à différents modes de résonance exprimés en fonction des paramètres géométriques du profil de plage (paramètres  $L$  et  $h$  du bassin). Il serait délicat de comparer directement ces modes à des harmoniques d'un mode fondamental telles que décrites dans Wilson (1972), mais cette hypothèse n'est cependant pas à exclure.

D'autres modes existent mais ils sont généralement de trop haute fréquence pour être capturés par notre dispositif. Pour mieux les identifier il faudrait augmenter la résolution spatiale du profil pour bien identifier l'ensemble des ventres et des noeuds d'un même mode, et pouvoir distinguer les ondes stationnaires (ou quasi-stationnaires) et les ondes progressives.

Dans certains cas, on ne distingue pas de noeuds ou de ventres sur les spectres, le même pic d'énergie est observé sur tous les capteurs, comme c'est par exemple le cas pour le pic autour de  $0.013\text{Hz}$  le 13 décembre à 9h (figure 8.18A). Cette homogénéisation de l'énergie pour tous les capteurs autour de  $0.013\text{Hz}$  pourrait être due à un effet de la bathymétrie. En effet, à cette date, la barre interne est bien marquée et le niveau d'eau est assez bas. Il se peut donc qu'une partie de l'énergie infra-gravitaire soit réfléchiée à la côte, présentant un ventre à la côte et un noeud au niveau de la barre interne ( $L = 50\text{m}$  et  $h = 1\text{m}$ ) et qu'une seconde partie soit réfléchiée par la barre, présentant donc un ventre au niveau de la barre interne et un noeud au niveau de la rupture de pente barre interne / barre externe ( $L = 75\text{m}$  et  $h = 2.5\text{m}$ ) (figure 8.18B, ligne pointillée noire). L'étalement spatial du processus de réflexion entre la barre interne et la plage empêcherait alors le développement de modulations spatiales facilement identifiables.

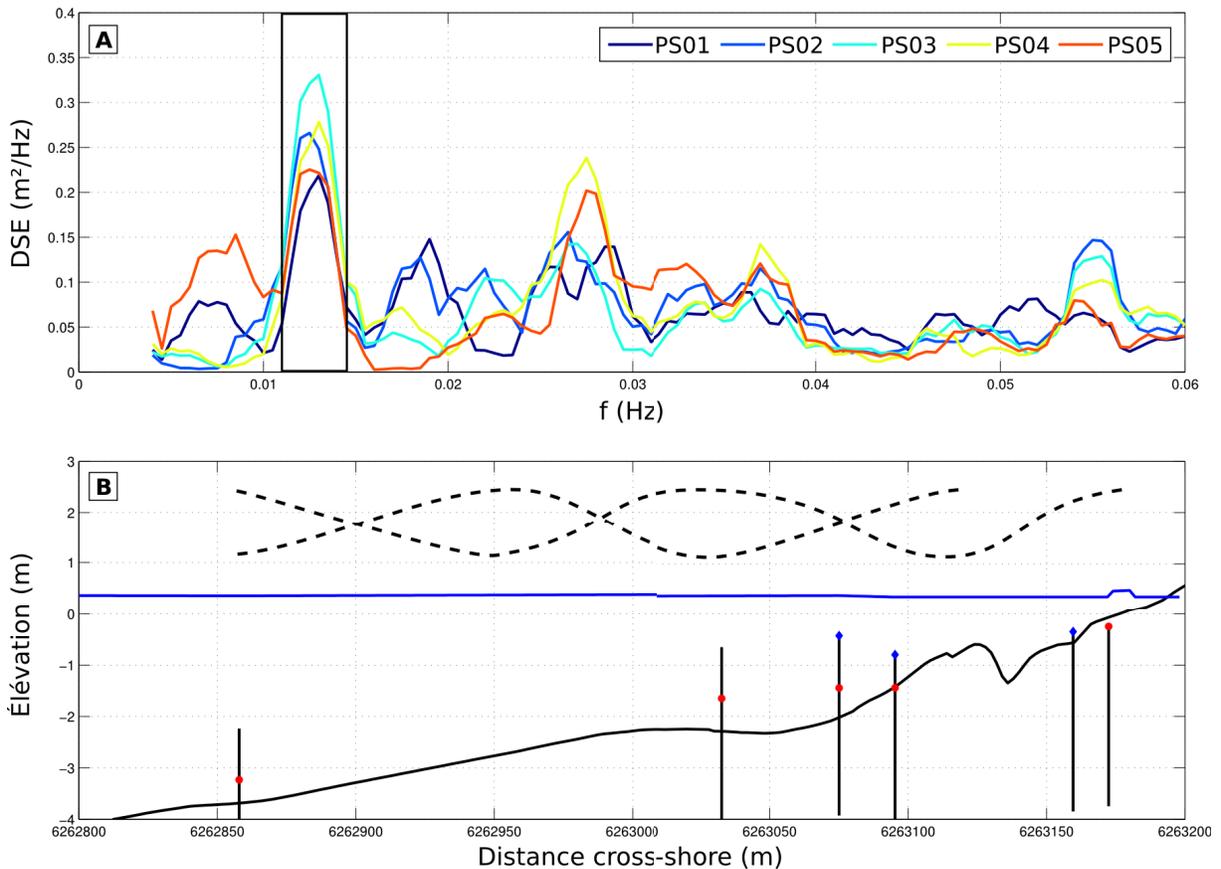


FIGURE 8.18 – (A) Spectres d'énergie des capteurs PS01 à PS05 dans la bande infra-gravitaire pour la période du 13 décembre à 9h et (B) représentation des modes d'oscillation supposés sur le profil bathymétrique.

Il faut également noter le rôle probable du niveau marin. Par exemple, nous avons observé que la structure spatiale du mode 2 tendait à se décaler en bloc vers le rivage

lorsque le niveau marin est très haut (par exemple le 28 novembre). Il arrive qu’au sein d’un même évènement, on observe une bascule entre les modes (figure 8.19, PS05) qui semble être contrôlée, en grande partie, par l’évolution des conditions de forçage au large (figure 8.19, PS01) : l’augmentation de l’énergie et le décalage du pic vers de plus basses fréquences à l’intérieur de la bande gravitaire au large sont associés à l’excitation des plus basses fréquences à l’intérieur de la bande infra-gravitaire.

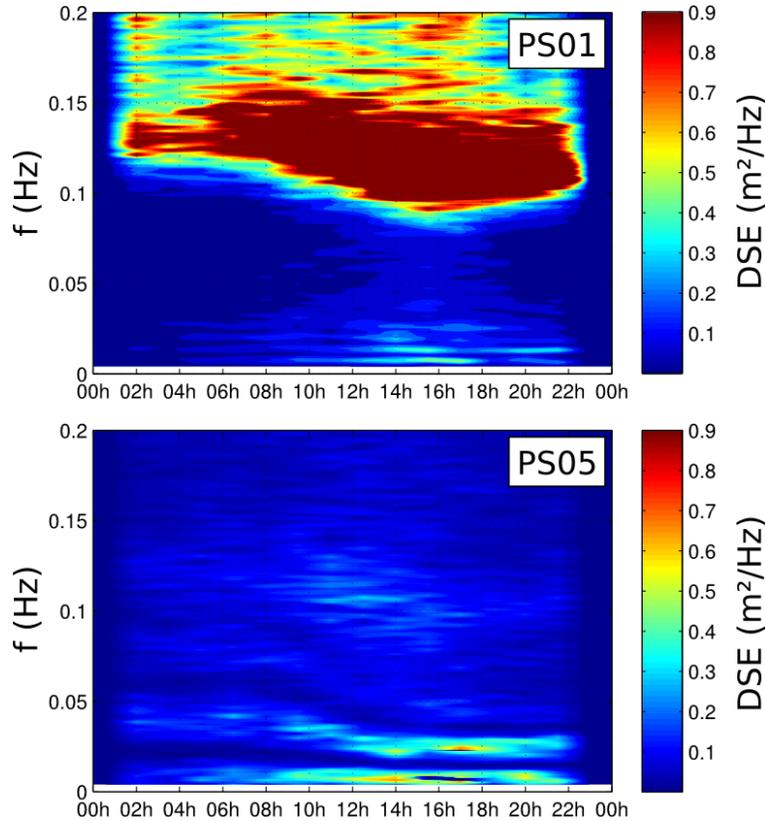


FIGURE 8.19 – Évolution temporelle des spectres d’énergie pour les capteurs PS01 au large et PS05 à la côte, pour la journée du 28 novembre.

Le rôle de ces modulations infra-gravitaires en terme de conséquences morphologiques est un sujet de première importance mais encore complexe (e.g. Beach and Sternberg 1988; Aagaard and Greenwood 1994, 1995, 2008; Smith and Mocke 2002). Au vu des résultats montrés ici, on peut notamment s’interroger sur le rôle des interactions entre la structure spatiale des modulations infra-gravitaires et la position des barres, et leurs variations en réponse aux fluctuations du niveau marin.

Nos observations mettent en évidence la présence de fortes modulations spatiales et fréquentielles de l’énergie dans la bande infra-gravitaire. La structure spatiale des modes quasi-stationnaires est influencée par les spectres incidents au large, le niveau marin et la

bathymétrie. La poursuite de l'analyse devra s'attacher à montrer si ces trois paramètres suffisent à eux seuls à expliquer la variabilité spatiale et fréquentielle des modes quasi-stationnaires du domaines infra-gravitaire.

# Chapitre 9

## Courants

Dans ce chapitre, nous allons étudier la structure des courants dans notre système littoral. D'abord en regardant la circulation dans le plan horizontal (courants moyennés sur la verticale) pour montrer l'influence des conditions météo-marines sur le courant moyen ainsi que les grands schémas de circulation, typiques de notre zone d'étude. Puis dans le plan vertical, afin de mieux comprendre le fonctionnement du système avec la profondeur. Dans ce chapitre nous utiliserons les données de courant des profileurs CP01 à CP04, et les données de niveau des capteurs de pression PS03 à PS05 (figure 9.1), ainsi que les données de vent et de houle au large.

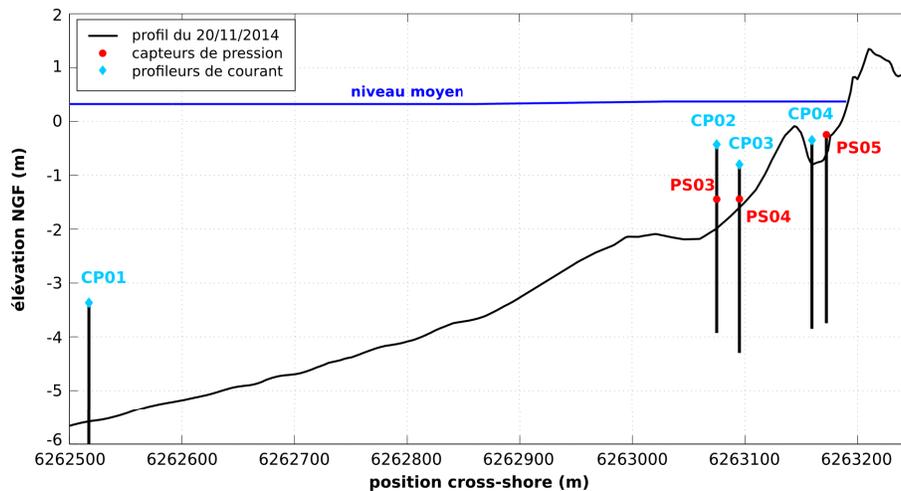


FIGURE 9.1 – Profil topo-bathymétrique de Rousty avec les différents appareils utilisés dans le chapitre 9.



## 9.1 Structure horizontale

Dans cette section nous allons nous intéresser à l'influence des conditions marines sur les courants moyens (moyennés sur la verticale et dans le temps), et tâcher d'identifier les grands régimes de circulation de notre zone d'étude.

### 9.1.1 Influence des conditions météo-marines sur les courants

Au large (CP01), aucun lien statistique fort n'a été identifié entre les courants mesurés et les conditions météo-marines locales. Les courants cross-shore et longshore restent généralement faibles ( $< 7\text{cm/s}$ ) quelle que soit la hauteur de la houle au large  $H_o$  ou l'intensité du vent. Quelques épisodes de courant cross-shore atteignant  $12\text{cm/s}$  ont été observés, mais là encore sans lien apparent avec les forçages locaux, hormis avec la direction de la houle au large qui est de secteur Sud (SE et SSW). Quelques épisodes de courant longshore atteignant  $40\text{-}50\text{cm/s}$  ont également été observés et semblent pour la plupart associés à des épisodes de forte houle. Les courants mesurés en entrée de notre système littoral semblent donc plus probablement pilotés par une circulation côtière de plus grande échelle que par l'effet direct des conditions météo-marines locales.

Pour chaque capteur, nous utiliserons un code couleur permettant de mieux discriminer une série de données notamment de les identifier par rapport aux forçages. Il convient de noter que ces points ne sont pas systématiquement les mêmes pour tous les capteurs, le code couleur est vrai pour un capteur donné.

Sur le flanc de la barre interne, les courantomètres CP02 et CP03 présentent des comportements similaires (nous y reviendrons dans la partie 9.1.2), avec toutefois quelques différences. Les tendances communes principales observables sur les figures 9.2 et 9.3 sont les suivantes :

- On observe le rôle prépondérant de la houle dans l'intensité globale des courants, qui se déclenchent à partir d'un seuil très probablement lié au déferlement et accélèrent quand la houle grossit ;
- La composante cross-shore est principalement négative (offshore) et son intensité augmente avec la hauteur de vague au large et l'intensité du vent. On observe trois tendances principales :
  - La majorité des courants offshore sont associés à des vents de secteur Nord à Est et des houles de secteur Sud-Est (points bleus).
  - Les courants onshore sont beaucoup moins fréquents ( $\approx 1.5\%$ ). Ils sont également associés à des vents de secteur Sud-Ouest ou Sud-Est et des houles de secteur Sud ou Ouest (points rouges, tendance moins marquée en CP03) ;

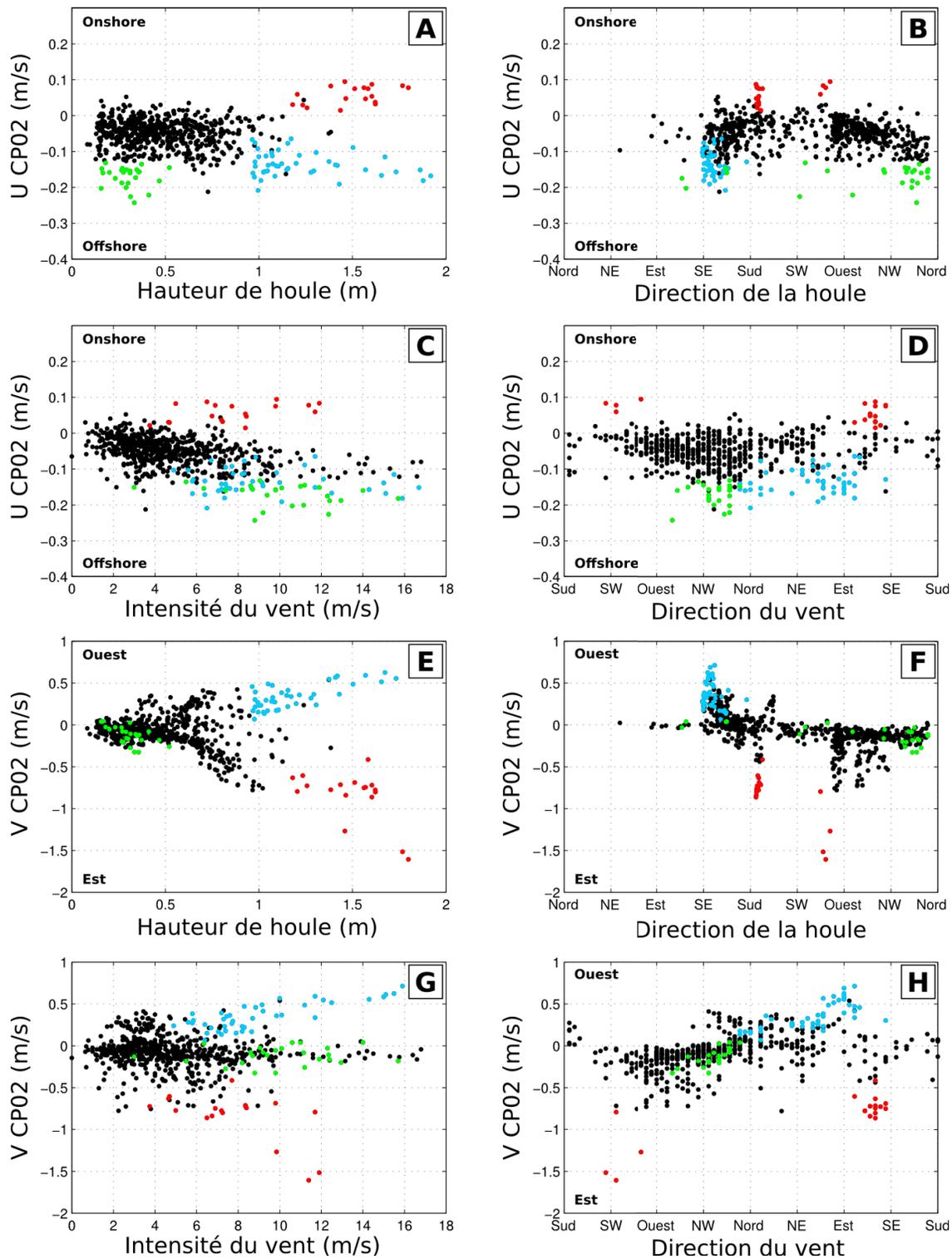


FIGURE 9.2 – Influence des conditions météo-marines, hauteur (A-E) et direction (B-F) de la houle ainsi qu'intensité (C-G) et direction (D-H) du vent, sur les courants moyens cross-shore (A-B-C-D) et longshore (E-F-G-H) pour le profileur CP02.

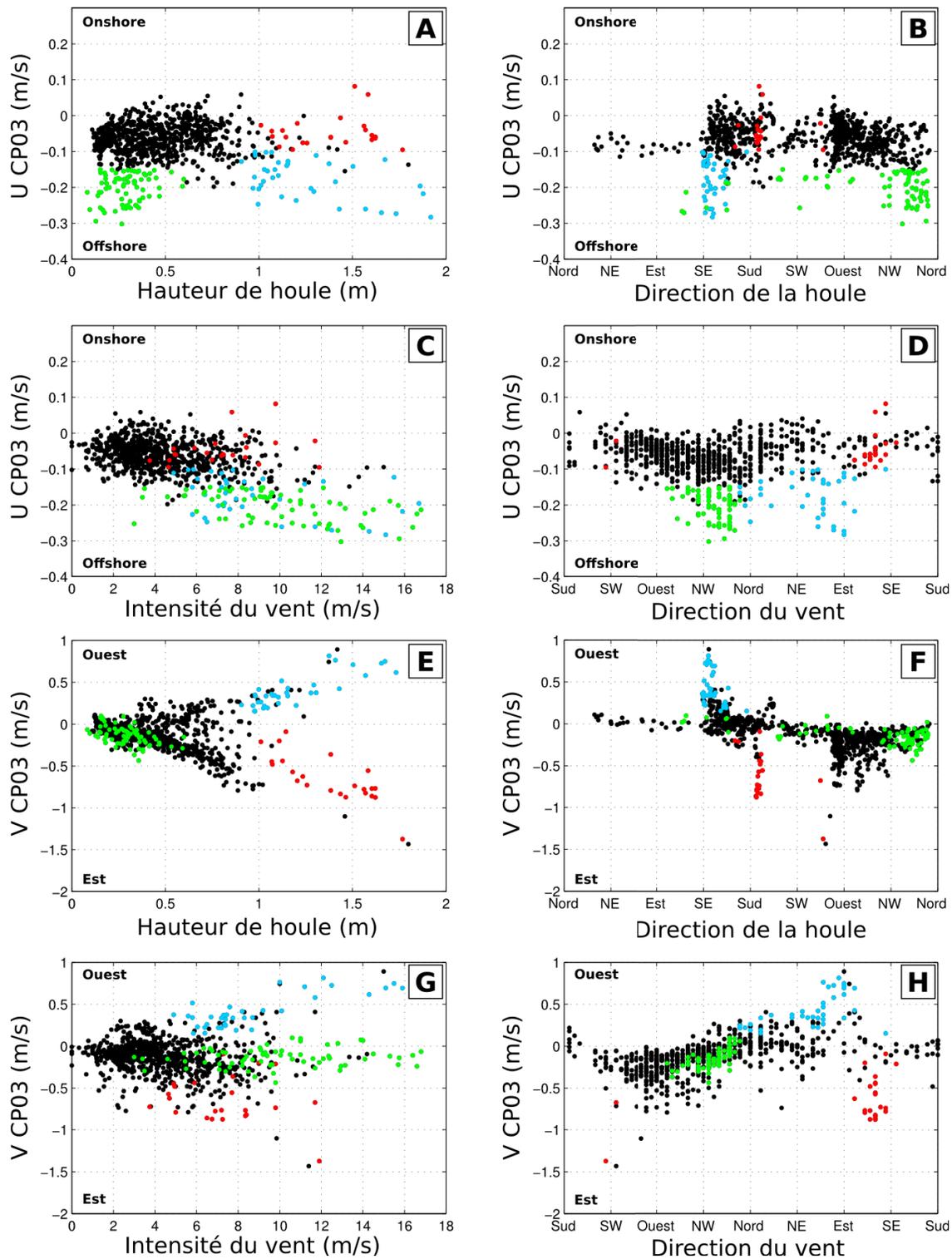


FIGURE 9.3 – Influence des conditions météo-marines, hauteur (A-E) et direction (B-F) de la houle ainsi qu'intensité (C-G) et direction (D-H) du vent, sur les courants moyens cross-shore (A-B-C-D) et longshore (E-F-G-H) pour le profileur CP03.

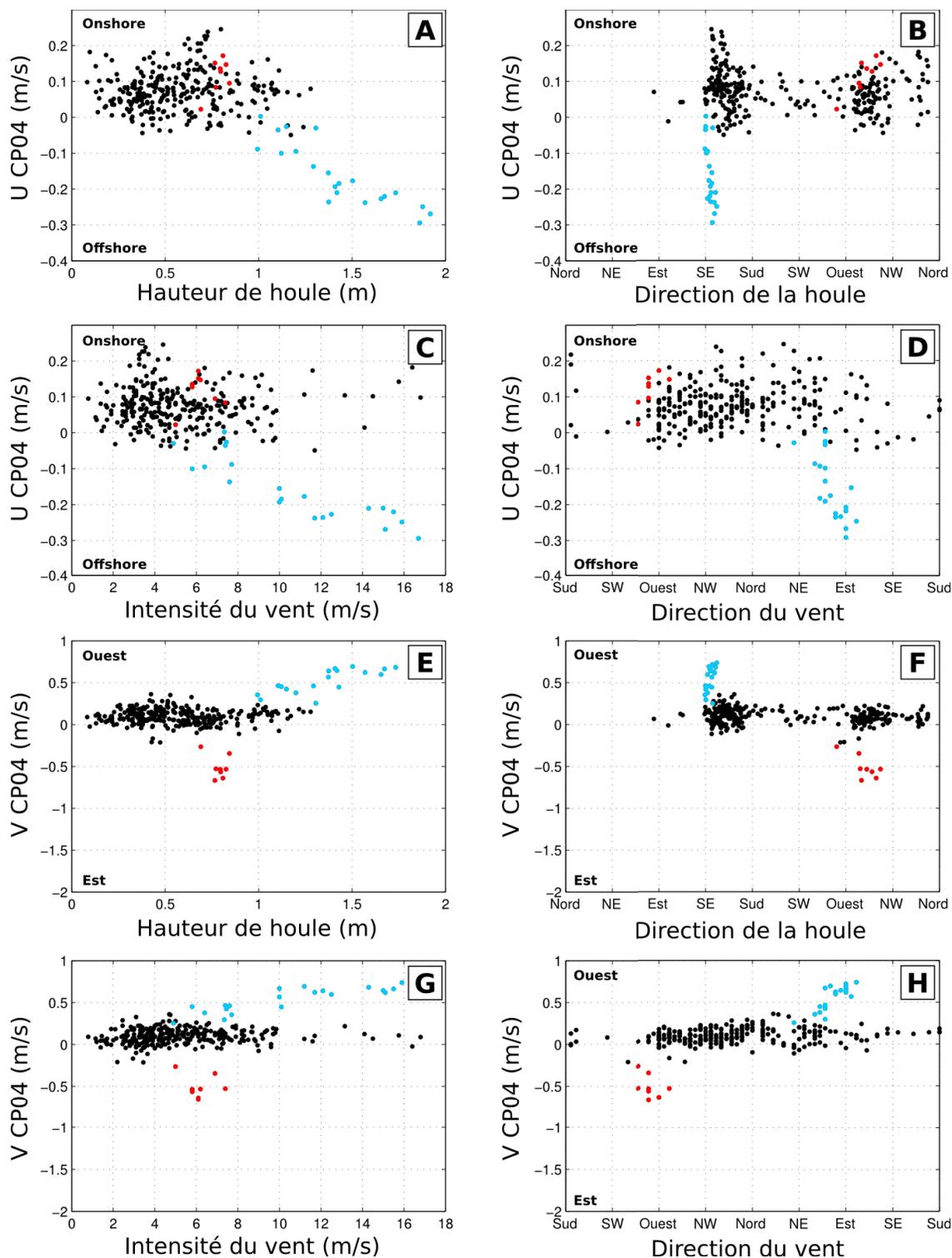


FIGURE 9.4 – Influence des conditions météo-marines, hauteur (A-E) et direction (B-F) de la houle ainsi qu'intensité (C-G) et direction (D-H) du vent, sur les courants moyens cross-shore (A-B-C-D) et longshore (E-F-G-H) pour le profileur CP04.

- On observe une série d'évènements avec une forte composante offshore pour des houles très petites (points verts), qui sont généralement associés aux épisodes de vent de terre forts.
- La composante longshore présente également trois tendances principales :
  - Les courants vers l'Est sont associés à des vents de secteur Sud-Est ou Sud-Ouest et des houles de secteur Sud et Ouest (points rouges), augmentant avec l'intensité du vent et de la houle. Ils coïncident avec les courants onshore (relation plus marquée pour CP02 que CP03) ;
  - Les courants vers l'Ouest sont associés à des vents de secteur Nord à Est et des houles de secteur Sud-Est (points bleus), augmentant avec l'intensité du vent et de la houle. Ils coïncident avec les courants offshore ;
  - Une série de courants très faibles, observés en conditions de petite houle même par fort vent (points verts). Ils coïncident avec les événements de forts courants offshore associés aux houles très petites.

Les données recueillies dans la fosse de lévigation interne (CP04) sont moins nombreuses, du fait de l'arrêt prématuré de l'instrument. On y distingue tout de même une dynamique bien différente de celle des courants observés sur la barre. La composante cross-shore est positive (onshore) pour les petites vagues et devient négative (offshore) en s'intensifiant lors des évènements énergétiques de Sud-Est (figure 9.4, points bleus). L'influence du vent est moins marquée, mais on remarque tout de même que les courants offshore sont associés à des vents établis de secteur ENE. Le courant longshore présente deux groupes de points remarquables : des courants forts vers l'Ouest associés à des fortes houles ( $H_o > 1m$ ) de secteur Sud-Est et des vents établis ( $> 5m/s$ ) de secteur Est (figure 9.4, points bleus), et des courants forts vers l'Est associés à des houles modérées ( $H_o \approx 0.8m$ ) de secteur Ouest et des vents modérés de secteur Ouest (figure 9.4, points rouges).

### 9.1.2 Relations intersites

Comme nous avons commencé à le supposer dans la partie 9.1.1, les courants en CP02 et CP03 (sur le flanc de la barre interne) sont liés. En effet on observe une relation linéaire presque parfaite entre les courants longshore en CP02 et en CP03 (figure 9.5A, ligne rouge), qui se retrouve également pour les courant cross-shore mais avec plus de dispersion autour de la tendance (figure 9.5B, ligne rouge). Aucun lien statistique n'a été montré entre les autres sites.

D'autre part, les forts courants longshore dans la fosse de lévigation interne s'observent lorsque les courants longshore sont également forts sur la barre (figure 9.6, points rouges). Cependant tous les courants longshore importants sur la barre ne sont pas obligatoirement

associés à des forts courants longshore dans la fosse (figure 9.6, points bleus). Ces deux zones (la barre et la fosse) sont donc parfois liées, parfois déconnectées.

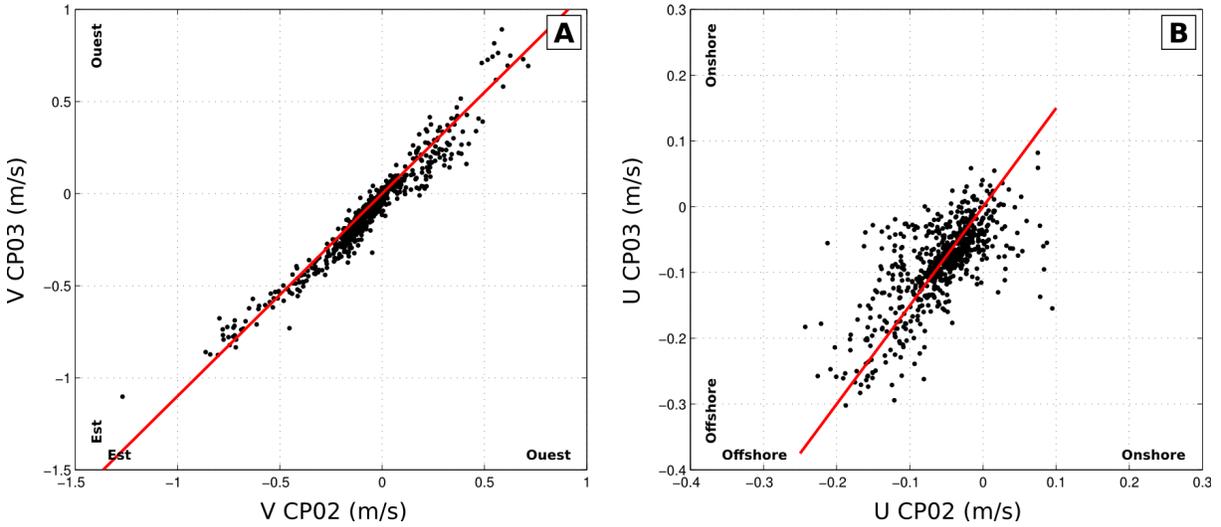


FIGURE 9.5 – Relations intersite entre les composantes (A) longshore et (B) cross-shore des profilers de courant situés sur le flanc de la barre (CP02 et CP03).

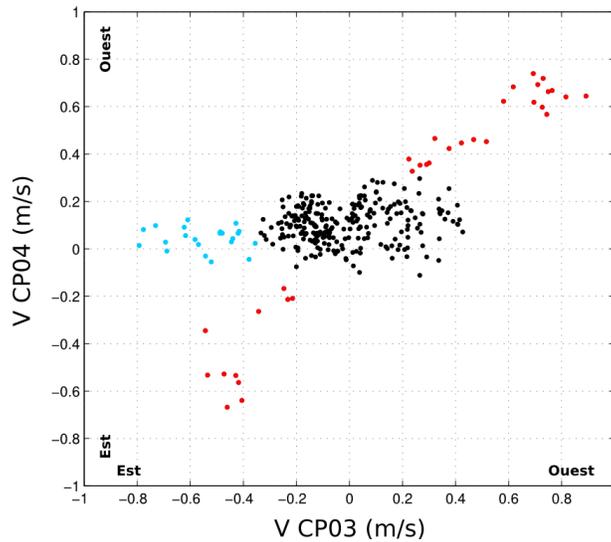


FIGURE 9.6 – Relations intersite entre les composantes longshore des profilers de courant situés sur le flanc de la barre (CP03) et dans la fosse (CP04).

Ceci nous permet d’identifier trois zones distinctes en terme de courantologie : le large (CP01), la barre (CP02 et CP03) et la fosse de lévigation (CP04).

### 9.1.3 Discussion

Dans la partie 9.1.1, nous avons pu observer que la houle jouait un rôle prépondérant dans l'intensité du courant et remarquer la présence de seuil de déclenchement très probablement lié au déferlement. Nous souhaitons discuter ici de cette hypothèse en mettant en relation des données de courant et de setup. Notons que cette discussion se fait ici sur des vitesses moyennées verticalement. L'étude des profils verticaux détaillée dans la partie suivante va nous aider à mieux comprendre le fonctionnement du système.

On regarde ici la relation entre les composantes locales de la vitesse et le setup (MWL local - SWL) pour le couple CP04-PS05 dans la fosse de lévigation interne. On remarque que le courant et le setup sont tous deux forcés par le déferlement : au delà d'un seuil critique (figure 9.7, points bleus), le courant et le setup augmentent. Un autre événement présentant un fort courant longshore vers l'Est est également remarquable mais sans signature cross-shore évidente (figure 9.7A-B, points rouges).

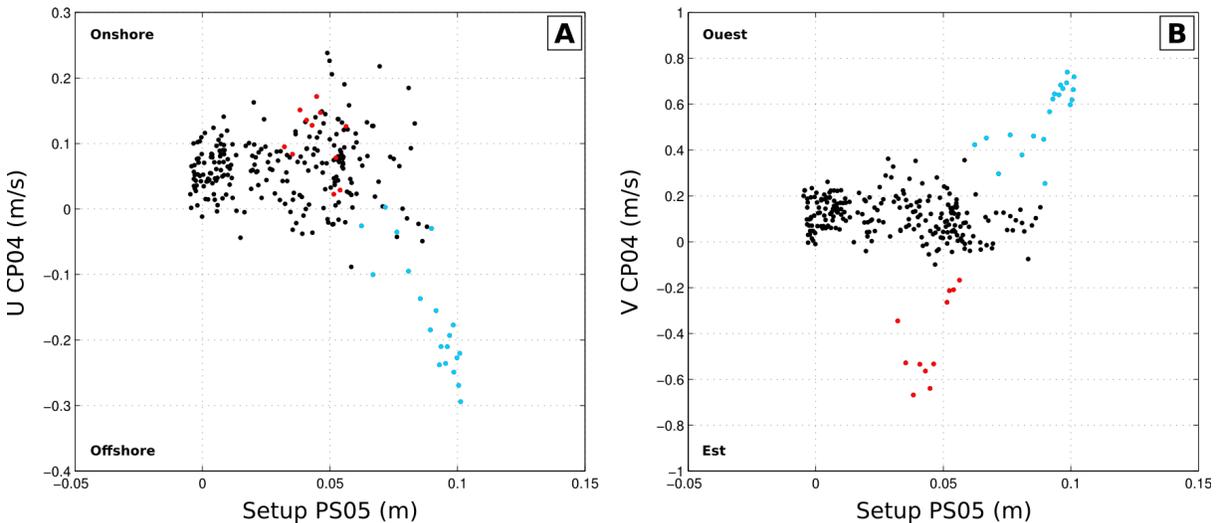


FIGURE 9.7 – Relations entre le courant dans la fosse de lévigation interne (CP04) et le setup proche de la côte (PS05) pour les composantes cross-shore (A) et longshore (B).

Les points présentant un fort courant offshore associé à une dérive vers l'Ouest (points bleus) correspondent à une période de surcote importante (+0.8 NGF) et une barre interne profonde (presque  $-1m$  NGF) avec une fosse de lévigation quasiment inexistante, le 28 novembre (figure 9.8A). Alors que ceux présentant une dérive vers l'Est mais peu de courant cross-shore (points rouges) correspondent à une période de niveau marin plus bas (+0.3 NGF) et une barre interne ainsi qu'une fosse de lévigation plus marquée, le 7 décembre (figure 9.8B). Dans le premier cas, les vagues déferlent à partir de la "barre" et continuent de déferler vers la côte, générant un fort setup ainsi qu'un courant de retour important. Dans le second cas, avec une barre plus haute et un niveau plus bas, la

barre joue un rôle de "filtre" plus important en imposant une dissipation plus forte. On retrouve ici les observations réalisées à Sète par Certain et al. (2005). On peut supposer que toutes les vagues incidentes déferlent sur la barre et que des vagues, bien plus petites, se reforment et se propagent sans déferler dans la fosse ou en déferlant très près du rivage, et ne génèrent donc pas de setup à la côte et donc pas de courant de retour sur nos points de mesure.

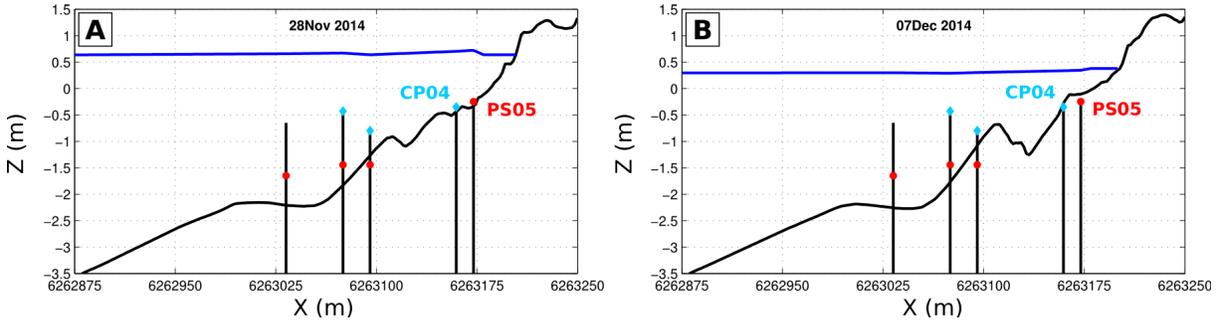


FIGURE 9.8 – Profils topo-bathymétriques associés aux événements de fort courant longshore dans la fosse de lévigation interne (CP04), le 28 novembre (A) et le 7 décembre (B).

Nous avons reporté les seuils de déferlement identifiés dans la section 8.1.1 sur les figures 9.9. Sur le flanc de la barre interne, les courants longshore les plus importants sont observés lorsque le déferlement se produit, i.e. lorsque les seuils de  $\gamma$  sont atteints (figure 9.9, points rouges et verts). On rappelle ici que ce critère doit plus être compris comme

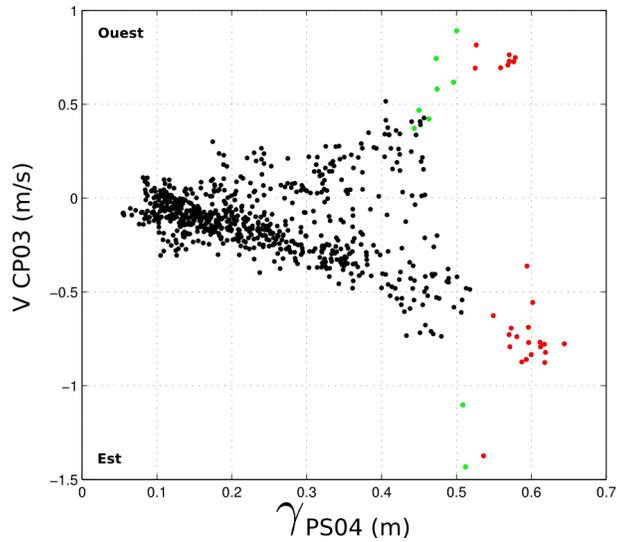


FIGURE 9.9 – Relations entre le courant longshore et le paramètre  $\gamma$  sur le flanc externe de la barre interne (CP03 et PS04); les points rouges et verts correspondent respectivement aux seuils de déferlement à  $\gamma = 0.6$  et  $\gamma = 0.47$ .

un paramètre définissant la saturation de la zone de surf que comme un critère de déferlement proprement dit. Dans la réalité, le déferlement doit apparaître progressivement, i.e. d'abord partiellement, dans le cas de nos houles irrégulières et le courant longshore associé sera initié, en conséquence, de manière progressive. Ceci se vérifie également au niveau des fosses de lévigation interne et externe (non représenté ici). Le déferlement, ou tout du moins le paramètre  $\gamma = H/h$ , contrôle en partie l'intensité du courant longshore, qui est maximum au point de déferlement (donc majoritairement au niveau de la barre). Ceci diffère des observations classiques qui situent le maximum de courant longshore au niveau de la fosse de lévigation (Smith et al., 1993; Thornton et al., 1996). On peut supposer que les barres très marquées et peu profondes présentes sur notre site contrôlent une dynamique différente, en isolant la fosse.

Une autre série de données appelle à discussion. Les points correspondants sont mis en évidence sur la figure 9.10 représentant la comparaison entre les courants cross-shore et le setup sur la barre. On observe des points présentant un *setdown* important ( $\approx -0.03m$ ) sur la barre pour des petites houles ( $H_o < 0.5m$ ), déjà identifiés dans la section 8.2.2. Ils sont caractérisés par un fort courant offshore sur la barre (figure 9.10, points verts). Les processus physiques mis en jeu ici seront discutés dans la section 9.2.3.

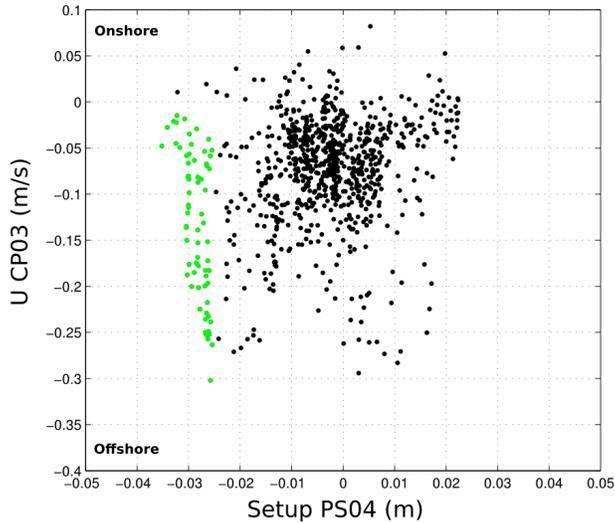


FIGURE 9.10 – Relations entre le courant cross-shore et le setup sur le flanc externe de la barre interne (CP03 et PS04).

#### 9.1.4 Régimes de circulation

À partir des analyses précédentes, on cherche à identifier des schémas de circulation typiques du système littoral étudié en fonction des conditions météo marines. On étudie pour cela une série d'épisodes de courants caractéristiques, indiqués en surbrillance sur

la figure 9.11. Leurs caractéristiques ainsi que les forçages météo-marins associés sont détaillés dans le tableau 9.1.

L'analyse croisée de ces données nous permet de caractériser six grands schémas de circulation, représentés sur la figure 9.12 et indiqués en surbrillance sur la figure 9.11 :

- (A) Les coups de Levant (surbrillance verte), où la circulation littorale, principalement NE-SW, est forcée par des vents locaux de secteur Nord-Est et des houles de secteur Sud-Ouest. L'événement du 28 novembre est légèrement plus intense que les autres et impacte également la circulation plus au large.
- (B) Les coups de Tramontane (surbrillance jaune), où la circulation littorale, principalement Ouest-Est, est forcée par des vents de secteur WNW et des houles de secteur Ouest.
- (C) Les coups de Mistral (surbrillance bleue), où la circulation littorale, plutôt NW-SE, est forcée par des vents de secteur Nord-Ouest.
- (D) Les périodes calmes ou modérées (surbrillance noire), où la circulation semble forcée par la circulation générale au large plutôt que par les conditions météo-marines, il pourrait s'agir d'une intrusion du courant Liguro-Provençal au niveau du golfe de Beauduc. Lorsque les conditions sont vraiment très calmes (24 décembre) l'intrusion du courant Liguro-Provençal se ressent jusque sur la barre.
- (E) Les coups de Libeccio (surbrillance orange), où la circulation littorale, principalement SW-NE, est forcée par des vents de secteur Sud-Ouest et des houles de secteur Ouest.
- (F) Les coups de Marin (surbrillance rose), où la circulation littorale, principalement SW-NE, semble freinée par la circulation au large et les vents.

Cette première analyse met en lumière la complexité de la réponse hydrodynamique de notre site, soumis à une grande variété de conditions météo-marines. À l'intérieur du système littoral, on observe différentes zones (large, barre, fosse) qui fonctionnent tantôt à l'unisson, tantôt séparément.

D'autres analyses seraient nécessaires pour étudier les points de divergence dans la circulation. À l'échelle du golfe de Beauduc, on se trouve dans la situation générique des "crenulate bays" (ou baies crénelées), notamment documentée par Finkelstein (1982). Afin d'étendre la validité de nos observations sur ces schémas de circulations, d'autres mesures doivent être réalisées pour connaître la variabilité spatiale des courants le long du littoral.

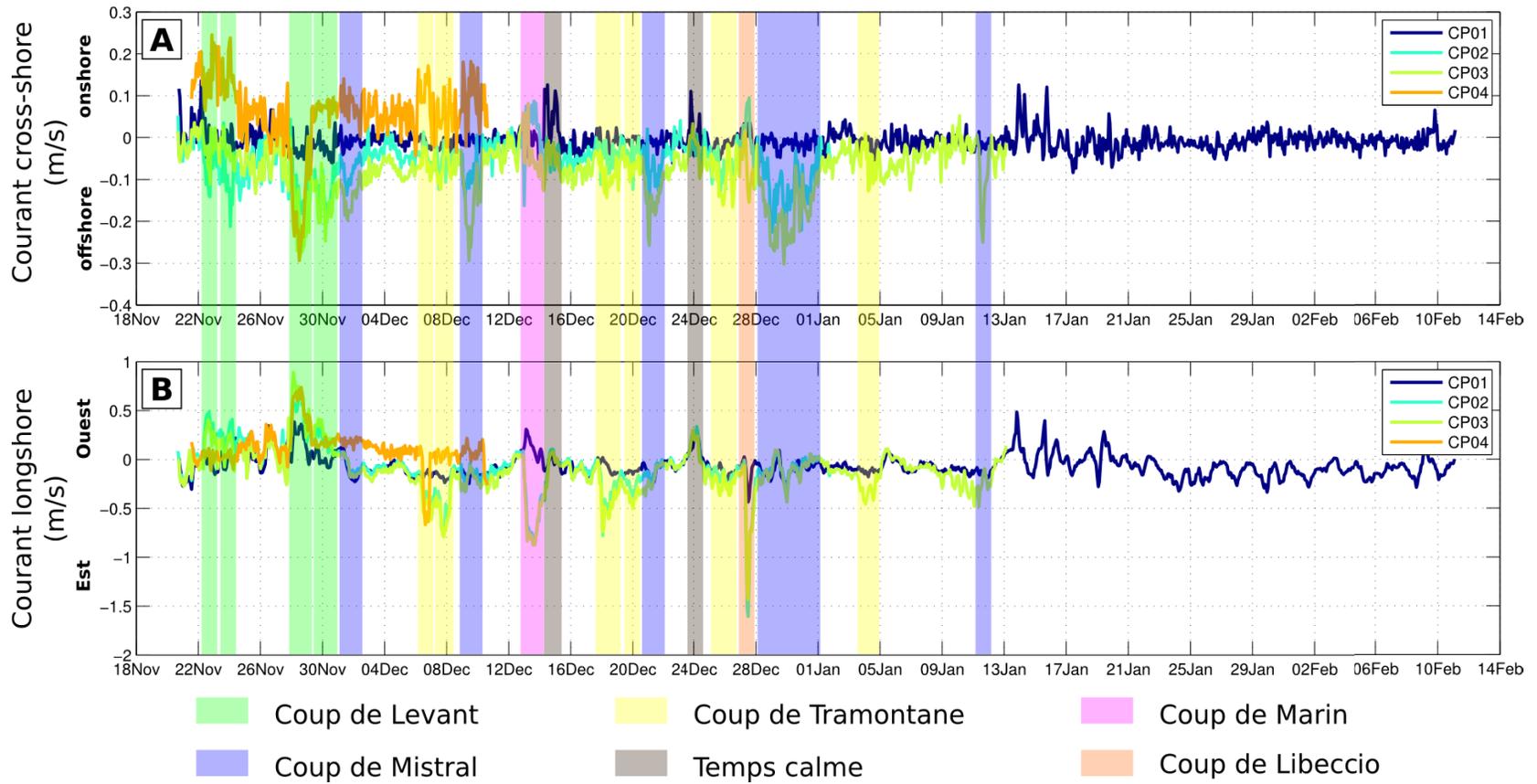


FIGURE 9.11 – Composantes cross-shore (A) et longshore du courant (B), avec en surbrillance les six grands schémas de circulation observés.

TABLE 9.1 – Caractéristiques météo-marines pour les différentes classes de courant observées sur la barre.

date	Cross-shore barre	Longshore barre	Intensité du vent	Direction du vent	Hauteur de houle	Direction de houle	Commentaires CP01 et CP04	Schéma type
22 nov	offshore	Ouest	modéré	E	modérée	SSE	Ouest en CP01/CP04 - offshore en CP04	Levant
23 nov	offshore	Ouest	faible	N	modérée	SSE		Levant
28 nov	offshore	Ouest+	fort	E	forte	SSE		Levant
30 nov	offshore	Ouest	modéré	NE	forte	SSE		Levant
1 <sup>er</sup> dec	offshore	faible	modéré	NW	faible	WNW	Est en CP04	Mistral
7 dec	faible	Est	modéré	W	modérée	WNW		Tramontane
8 dec	faible	Est	modéré	W	modérée	WNW	Ouest en CP01 onshore et légèrement Ouest en CP01	Tramontane
9 dec	offshore	faible	fort	NW	faible	NNW		Mistral
13 dec	onshore	Est	modéré	SE	forte	S (SSW)		Marin
14 dec	faible	faible	modéré	E	modérée	SSE		Temps calme
19 dec	faible	Est	modéré	W	modérée	W	onshore et Ouest en CP01	Tramontane
20 dec	faible	Est	modéré	SW	modérée	W		Tramontane
21 dec	offshore	faible	modéré	NW	faible	NNW	Est en CP01	Mistral
24 dec	faible	Ouest	faible	N	faible	W		Temps calme
25 dec	faible	Est-	modéré	NW	faible	WNW	Est en CP01	Tramontane
27 dec	onshore	Est+	modéré	SW	forte	W		Libeccio
28-31 dec	offshore	faible	fort	NW	faible	WNW	Est en CP01	Mistral
4 jan	faible	Est	modéré	SW	modérée	W		Tramontane
11 jan	offshore	faible	fort	NW	faible	W		Mistral

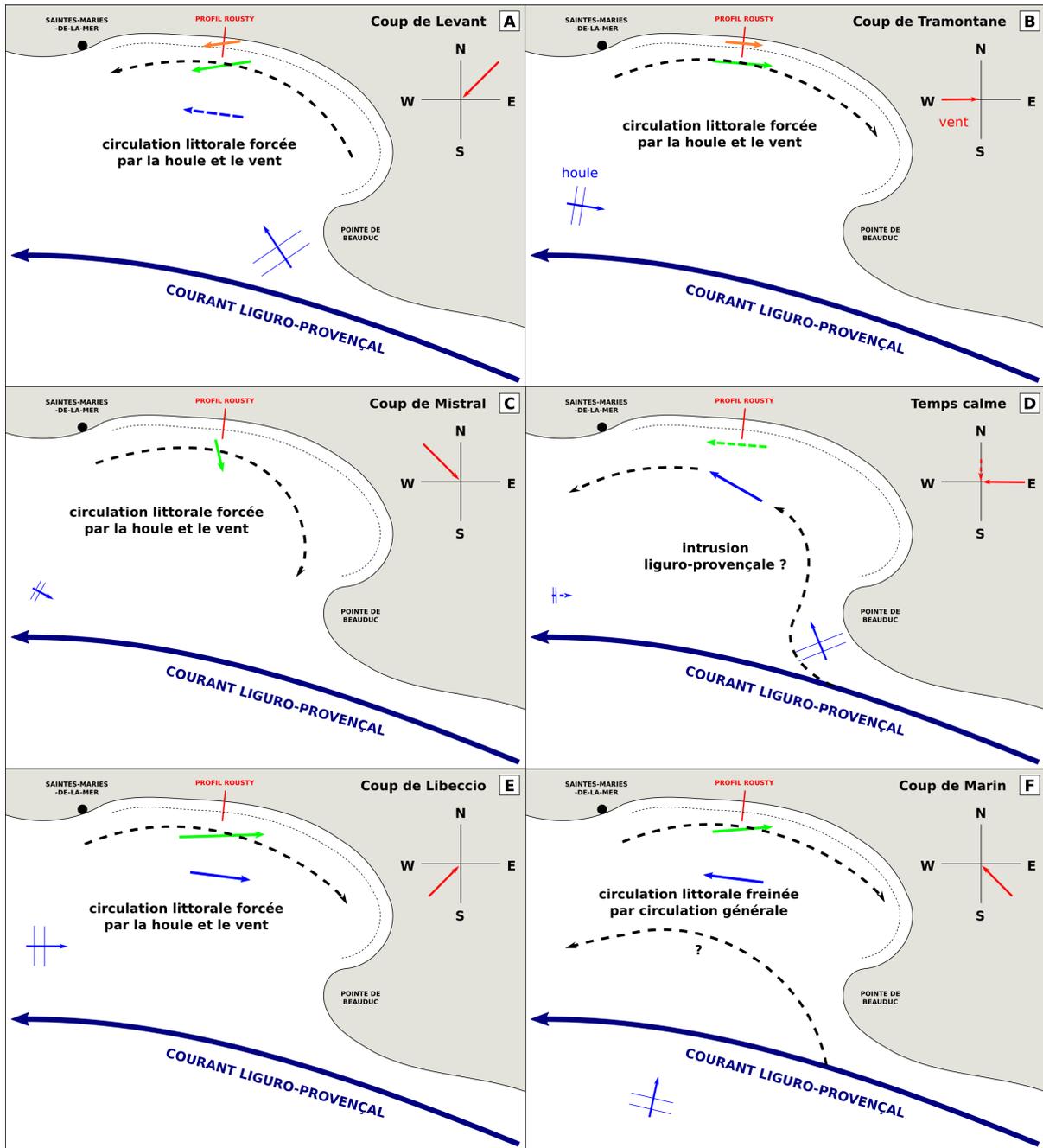


FIGURE 9.12 – Schémas de circulation typiques observés pour (A) les coups de Levant, (B) les coups de Tramontane, (C) les coups de Mistral, (D) les périodes de calme, (E) les coups de Libeccio et (F) les coups de Marin. Les flèches bleues, vertes et oranges représentent les courants observés respectivement au large, sur la barre et dans la fosse.

## 9.2 Structure verticale

Dans la partie précédente, nous avons mis en évidence le rôle prépondérant de la houle et du vent sur les courants ainsi que des schémas de circulation typiques de la zone d'étude. Nous avons observé des tendances générales en terme de courant, de niveau, etc, qui soulèvent une série de questions. C'est pourquoi nous nous intéressons ici à l'analyse des profils verticaux.

### 9.2.1 Évolution des profils

Les figures 9.13, 9.14, 9.15 et 9.16, présentent, pour les profileurs de courant CP01 à CP04, les séries temporelles des profils de courant cross-shore (A) et longshore (B), en hauteur d'eau adimensionnée (1 correspond à la surface de l'eau et 0 au fond sableux) afin de bien identifier la portion de la colonne d'eau couverte par la mesure. On remarque immédiatement que les mesures de courant ne sont réalisées que sur la portion supérieure de la colonne d'eau. On observe en effet que CP01 ne couvre que 40 à 45% de la colonne d'eau, CP02 entre 5 et 30%, CP03 un peu plus, entre 30 et 60%, et CP04 entre 30 et 80%. Cette différence entre le profileur le plus au large (CP01) et ceux plus proches de la côte (CP03 et CP04) vient en partie du fait que ces derniers sont situés dans une zone où la profondeur d'eau est moindre et donc bien plus impactée par les variations de niveaux marins. De plus cette zone est extrêmement mobile morphologiquement parlant, comme nous avons pu l'observer dans la section 7.3.

Les périodes où le critère de saturation de la zone de surf est atteint sont indiquées par les points noirs. Ce critère est calculé à partir des données locales pour chaque capteur sauf pour les mesures dans la fosse (CP04) où la caractérisation du déferlement est très délicate (voir section 8.1.1) et où nous reportons les mesures réalisées sur la barre (CP03).

On observe une différence de comportement pour les courants longshore et cross-shore. En effet, les courants longshore semblent assez homogènes sur la verticale (figures 9.13A, 9.14A, 9.15A et 9.16A), alors que les courants cross-shore semblent plutôt décrire une dynamique de surface (figures 9.13B, 9.14B, 9.15B et 9.16B) et sont cisailés. C'est pourquoi nous allons nous intéresser au cisaillement de la composante cross-shore du courant. Cette observation générale se retrouve également dans la littérature, où les courants longshore sont généralement homogènes sur la verticale et les courants cross-shore plus cisailés (voir figure 1.6 de la section 1.2.2).

On note également que les courants longshore sur la barre (dans un sens ou dans l'autre) sont largement contrôlés par le déferlement, alors que le lien avec le déclenchement de fortes composantes cross-shore est plus faible (exemple le 9 décembre où les courants cross-shore sont importants mais non associés à du déferlement). Dans la fosse (CP04,

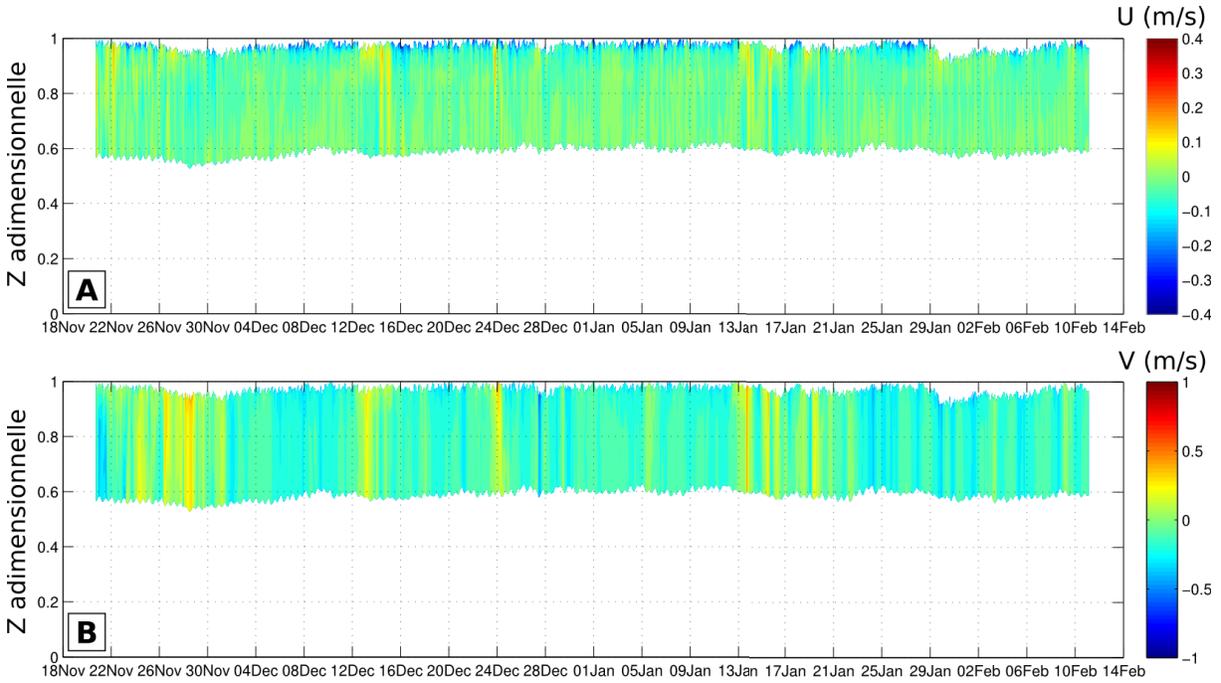


FIGURE 9.13 – Évolution temporelle des profils de courant pour les composantes cross-shore (A) et longshore (B) du profileur CP01.

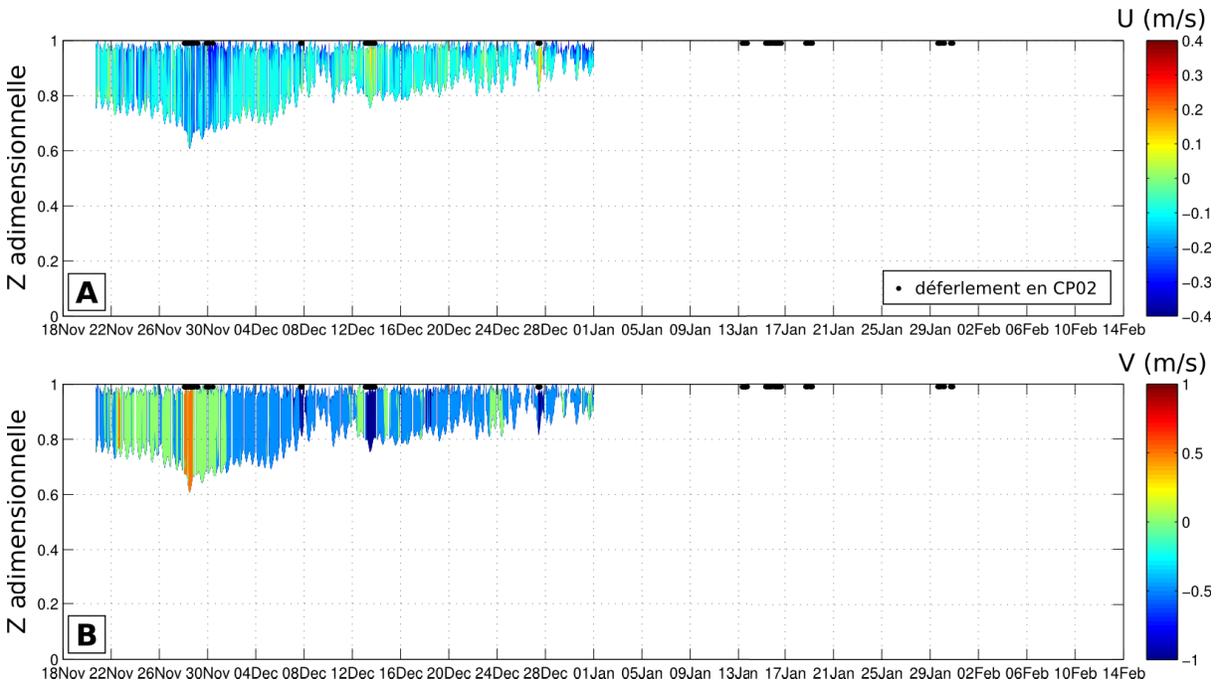


FIGURE 9.14 – Évolution temporelle des profils de courant pour les composantes cross-shore (A) et longshore (B) du profileur CP02. Les points noirs en haut des graphiques indiquent les périodes où le critère de saturation de la zone de surf est atteint.

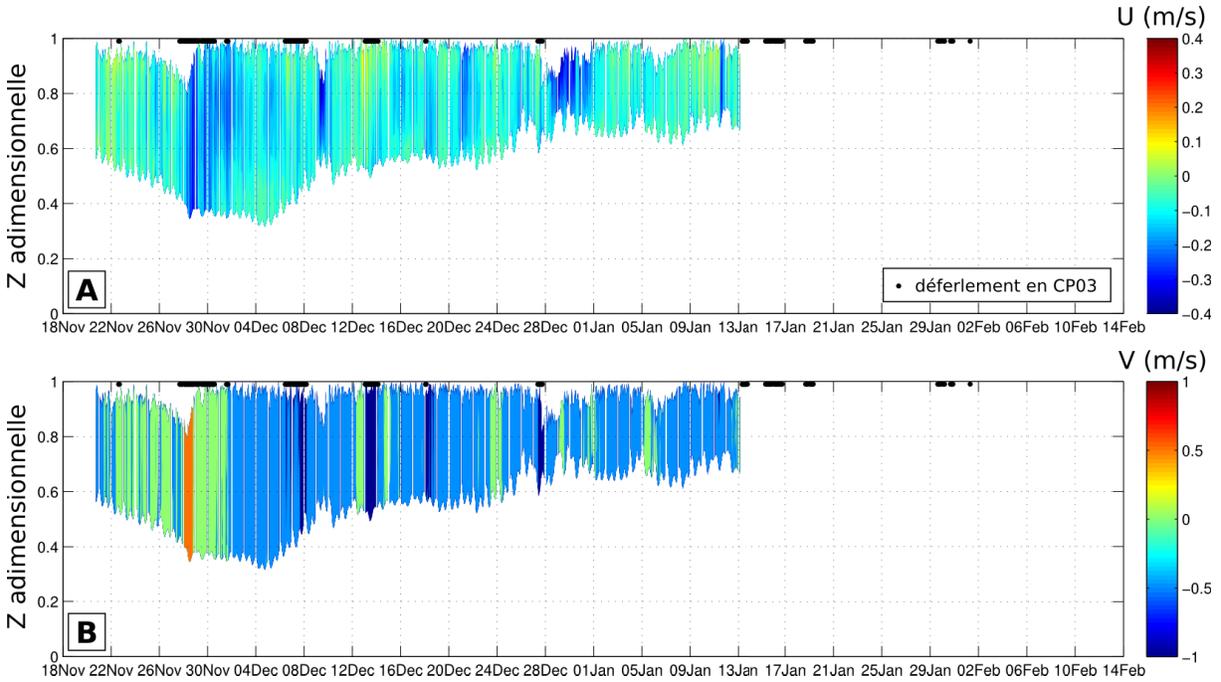


FIGURE 9.15 – Évolution temporelle des profils de courant pour les composantes cross-shore (A) et longshore (B) du profileur CP03. Les points noirs en haut des graphiques indiquent les périodes où le critère de saturation de la zone de surf est atteint.

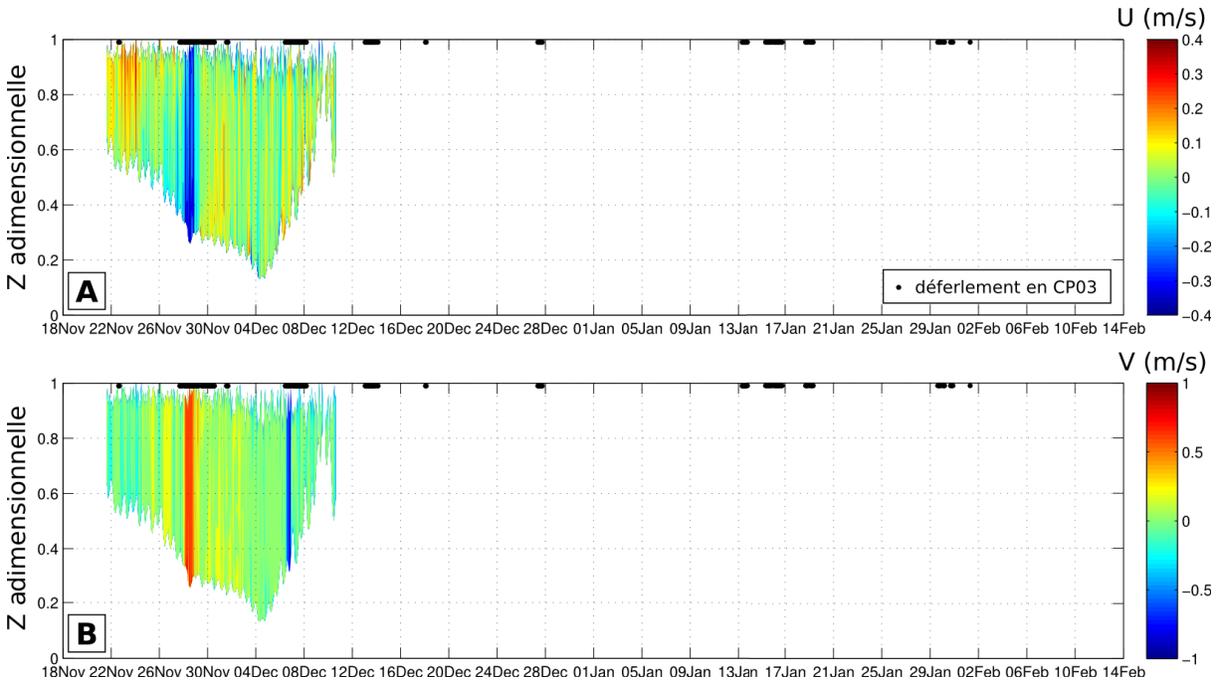


FIGURE 9.16 – Évolution temporelle des profils de courant pour les composantes cross-shore (A) et longshore (B) du profileur CP04. Les points noirs en haut des graphiques indiquent les périodes où le critère de saturation de la zone de surf est atteint.

figure 9.16), on voit que le déclenchement sur la barre ne génère pas nécessairement de forts courants longshore (par exemple le 30 novembre). Cela confirme que dans notre cas, le courant longshore est généralement maximal sur la barre et non pas dans la fosse.

## 9.2.2 Cisaillement

On s'intéresse en priorité aux données bien documentées dans le temps et en termes de portion de la colonne d'eau couverte, i.e. sur la face de la barre interne alternativement dans et hors de la zone de surf en fonction de la position du point de déferlement.

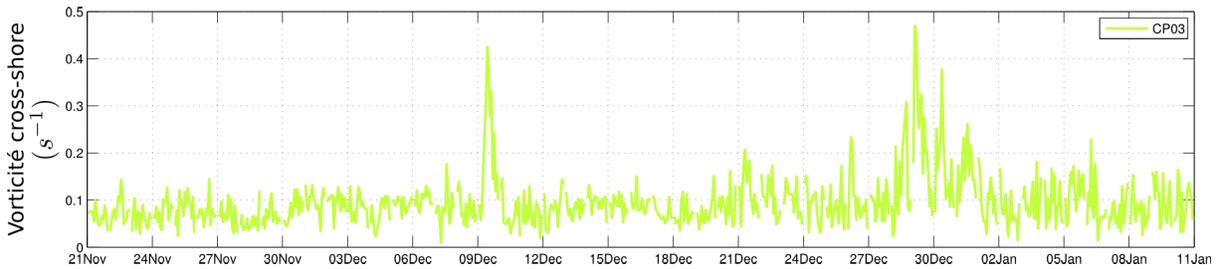


FIGURE 9.17 – Estimation de la vorticité cross-shore en CP03.

La figure 9.17 décrit l'évolution de la vorticité de la composante cross-shore du profil CP03 au cours du temps. On identifie deux périodes où l'on observe un pic de vorticité cross-shore les 9 et 28-30 décembre (figure 9.17). On s'intéresse ici en priorité au 9 décembre (représenté sur la figure 9.18) qui constitue un évènement unique plus facile à analyser.

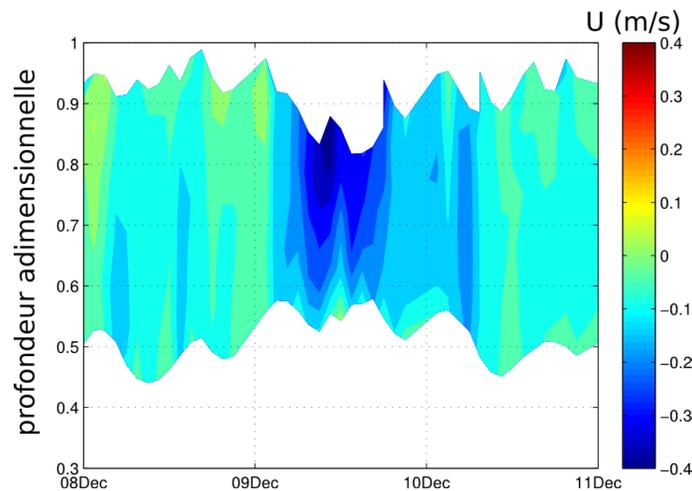


FIGURE 9.18 – Évolution des profils cross-shore sur la barre (CP03) pour la période du 9 décembre.

La figure 9.19A présente le détail des profils de courant cross-shore en CP03, lors de la phase d'augmentation de la vorticité du 8 décembre à 21h au maximum de vorticité

le 9 décembre à 10h30, où on observe une augmentation du courant offshore et du cisaillement. La phase de diminution de la vorticité se déroule de façon similaire à la phase d'augmentation bien que sur une période deux fois plus longue, c'est pourquoi nous avons choisi de ne détailler ici que le déroulement de la phase d'augmentation du cisaillement.

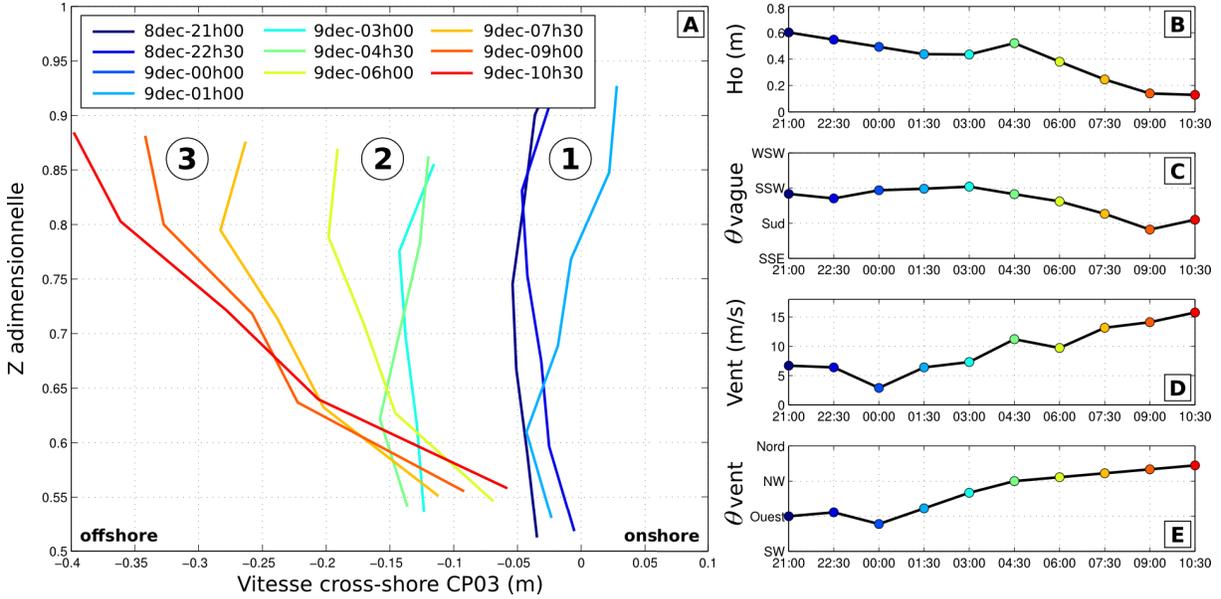


FIGURE 9.19 – Détail (A) des profils cross-shore sur la barre (CP03) et des conditions météo-marines, (B) hauteur de la houle au large, (C) direction des vagues en CP02, (D) intensité et (E) direction du vent, pour la période du 9 décembre.

On cherche à comprendre ce qui cause ce cisaillement. Pour cela nous avons tracé l'évolution des forçages météo-marins pour cette période (figure 9.19), les couleurs des points font référence aux profils de courant (figure 9.19A). L'évolution des courants et des forçages météo-marins associés se découpe en trois étapes :

- 1) le profil de courant est homogène sur la verticale et de valeur moyenne faible (autour de  $0.05m/s$ ), les vagues associées sont modérées ( $H_o \approx 0.6m$ ) et de secteur SSW et les vents sont faibles (autour de  $5m/s$ ) et de secteur Ouest ;
- 2) le courant offshore augmente (autour de  $0.15m/s$ ) en restant homogène sur la verticale, les vagues associées restent modérées de secteur Ouest, mais le vent augmente (autour de  $10m/s$ ) et devient Nord-Ouest (vent de terre) ;
- 3) le courant offshore de surface augmente avec la mise en place d'un cisaillement quasi-linéaire dans toute la moitié supérieure de la colonne d'eau, les vagues deviennent très petites ( $H_o \approx 0.2m$ ) et de secteur Sud et on observe de forts vents de terre ( $15m/s$ ).

Le vent apparait donc jouer un rôle dominant dans l'apparition du cisaillement vertical. On peut supposer que, durant l'étape intermédiaire (2), l'activité des vagues reste assez

soutenue pour qu'elles arrivent à homogénéiser dans toute la colonne d'eau (Magne et al., 2005; Rey et al., 2007) le courant induit par le vent en surface. Lorsque les vagues s'affaiblissent et que le vent se renforce encore, le cisaillement peut s'établir totalement. Le rôle plus général de ces forts vents de terre sur la dynamique littorale est discuté dans la section suivante.

### 9.2.3 Discussion : effets des forts vents de terre

Les points que nous avons écartés de l'analyse du setup proche de la côte (section 8.2.3) et que nous avons évoqué à plusieurs reprises durant notre analyse, présentent des caractéristiques communes :

- fort setup proche de la côte ;
- petite houle ;
- setup nul sur le flanc de la barre (et parfois du setdown) ;
- un courant de surface divergent : offshore sur le flanc de la barre interne et onshore dans la fosse de lévigation interne.

Cette divergence des courants de surface de part et d'autre de la barre interne est particulièrement remarquable.

Considérons une situation idéalisée pour mieux comprendre ces observations. Prenons d'abord l'exemple d'une plage sans barre (figure 9.20A), lorsque le vent est de terre et suffisamment intense, on s'attend à ce que le vent chasse les eaux de surface vers le large, induisant une cellule de circulation avec un courant de fond vers la côte (upwelling). Dans le cas de Rousty, c'est-à-dire en présence d'une barre, lorsque la houle est faible (figure 9.20B), on observe bien cette circulation mais uniquement au large de la barre. Le courant offshore en surface observé sur et au large de la barre, poussé par le vent, pourrait expliquer que dans certains cas on puisse observer du setdown sur la barre (l'eau est "chassée" par le vent et le courant). La circulation est inversée dans la fosse de lévigation. Ceci pourrait s'expliquer par le fait que, lorsque la houle est faible, les vagues se propagent sans déferler au dessus de la barre et viennent déferler près du rivage. En déferlant, ces vagues génèrent du setup qui induit un courant de retour dirigé vers le large près du fond (ou undertow). Dans le contexte relativement clos de la fosse, bornée par la plage et la barre, l'undertow est compensé par un courant de surface vers le rivage, opposé au vent fort en surface et présent même hors de la zone de déferlement. Notons que dans le cas de Rousty, seule la structure du courant dans la partie supérieure de la colonne d'eau est connue, nous ne pouvons donc que supposer la structure du courant dans la partie inférieure (symbolisée par les flèches en pointillés).

Parmi les structures verticales observées dans la littérature, celles de Reniers et al. (2004) sont les plus proches de nos observations avec un courant offshore maximum dans

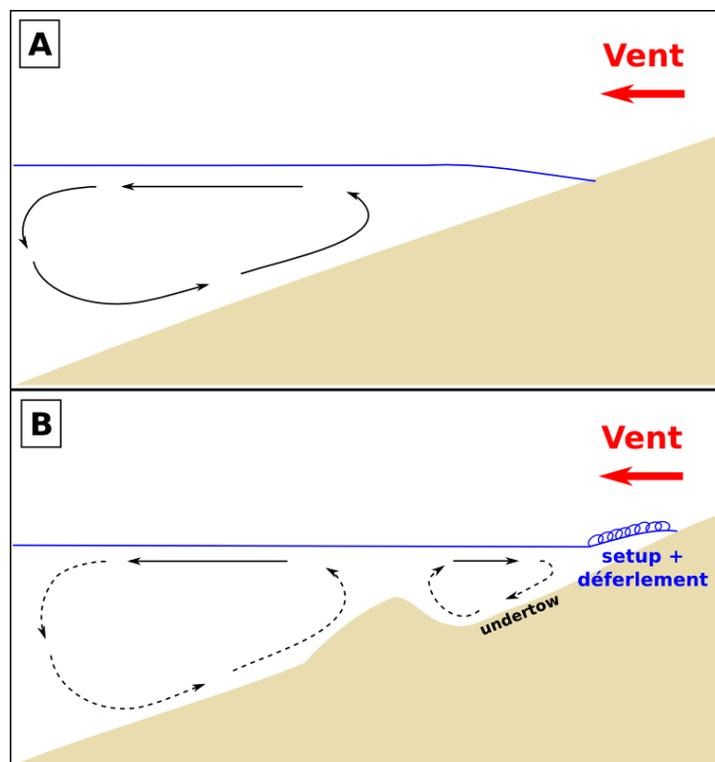


FIGURE 9.20 – Schémas de circulation en présence de fort vent de terre : (A) situation théorique sans barre d’avant-côte et (B) situation observée en présence d’une barre dans le cadre de la campagne ROUSTY201412.

la partie inférieure de la colonne d’eau en conditions de déferlement et maximum dans la partie supérieure avant le déferlement. Cependant, dans leur cas, le déferlement a lieu sur la barre et non à la côte et les vents dominants sont onshore et relativement faibles ( $< 10m/s$ ). Cette hypothèse de circulation sur une plage barrée en présence de forts vents de terre n’a, à notre connaissance, encore jamais été observée dans la littérature.

Cette circulation pourrait jouer un rôle dans le développement des barres en conditions anticycloniques (temps calme et fort vent de terre). Les flux de fond convergent vers la barre et favoriseraient le dépôt de sédiment, conduisant ainsi à une accrétion de la barre. Cependant ce phénomène ne serait pas morphogène à proprement parler car la présence initiale d’une barre est nécessaire pour initier le système.

Pour confirmer notre hypothèse de circulation entre la barre et la côte en présence de fort vent de terre et son rôle possible dans le développement des barres par conditions anticycloniques, il faudrait de nouvelles observations en conditions de fort vent de terre, avec des petites vagues qui déferlent après la barre, ainsi qu’une meilleure couverture de la colonne d’eau pour avoir le détail des profils de courant de la surface jusqu’au fond.

# Chapitre 10

## Circulation souterraine sous la zone de swash

On s'intéresse ici à la circulation dans la nappe phréatique de plage afin de comprendre les échanges entre l'aquifère de plage et la mer. Nous présentons ici une version synthétique de l'analyse conséquente menée sur ces données. L'analyse plus détaillée est présentée en annexe (B et C), dans les articles de Petitjean et al. (2016) et Sous et al. (2016).

L'étude de la circulation souterraine présentée ici correspond au tombant de tempête

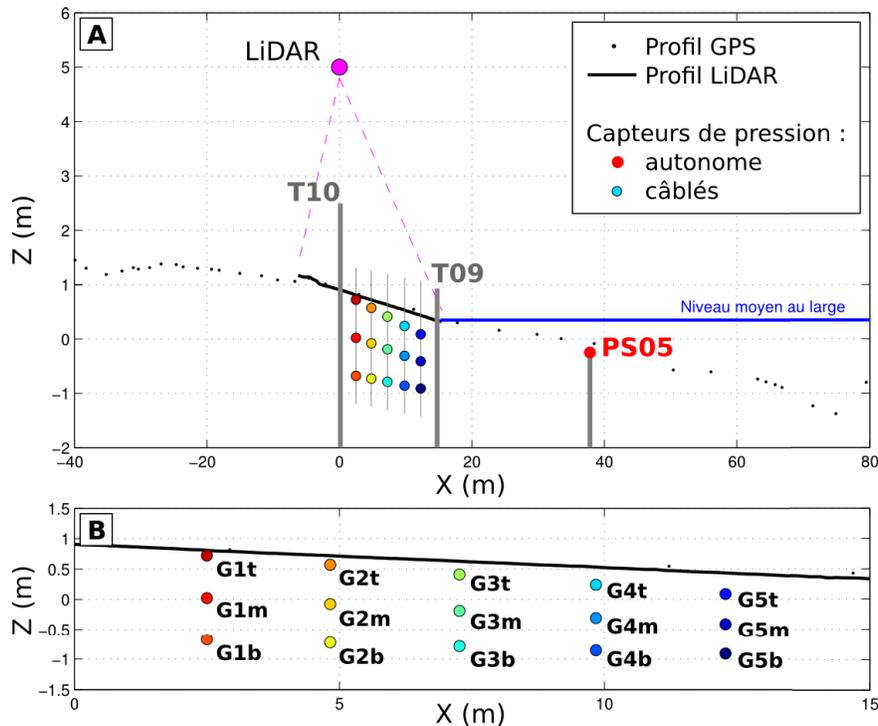


FIGURE 10.1 – Profil topographique de la zone de swash avec les appareils utilisés dans le chapitre 10.

du 13-14 décembre. Il aurait été intéressant de pouvoir étudier l'intégralité de la tempête. Malheureusement, le début de la tempête, ainsi que l'augmentation du niveau associée dans la zone instrumentée, est survenu plus tôt qu'annoncé par les prévisions météorologiques, dans la nuit du 12 au 13 décembre. Les instruments nécessitaient une source d'énergie externe, si bien qu'ils ne fonctionnaient que lorsqu'une équipe était présente sur le terrain pour lancer et alimenter le groupe électrogène. Nous avons donc commencé l'acquisition dès que nous sommes arrivés sur site, mais hélas trop tard pour enregistrer la montée en puissance de la tempête.

Dans ce chapitre nous utiliserons les données des capteurs de pression câblés G1t à G5b, et les données de houle et de niveau des capteurs de pression PS01 à PS05 et du profileur de courant CP01 (figure 10.1, CP01 et PS01-4 non représentés), ainsi que les données de vent.

## 10.1 Conditions météo-marines

La figure 10.2 présente les conditions météo-marines pour cette période. On observe une diminution de l'activité des vagues au large (CP01 et PS01) dès le 13 décembre à 15h, alors que l'activité des vagues à la côte reste relativement constante (PS05), ce qui est certainement dû au déferlement des vagues sur la barre interne. Les capteurs situés sur le flanc de la barre (PS02 à PS04) montrent également une diminution de l'activité des vagues mais qui semble survenir un peu plus tard, aux alentours du 14 à minuit, lorsque l'énergie des vagues au large a déjà diminué de 55% ( $H_s$  passe de 1.8 à 1.2m).

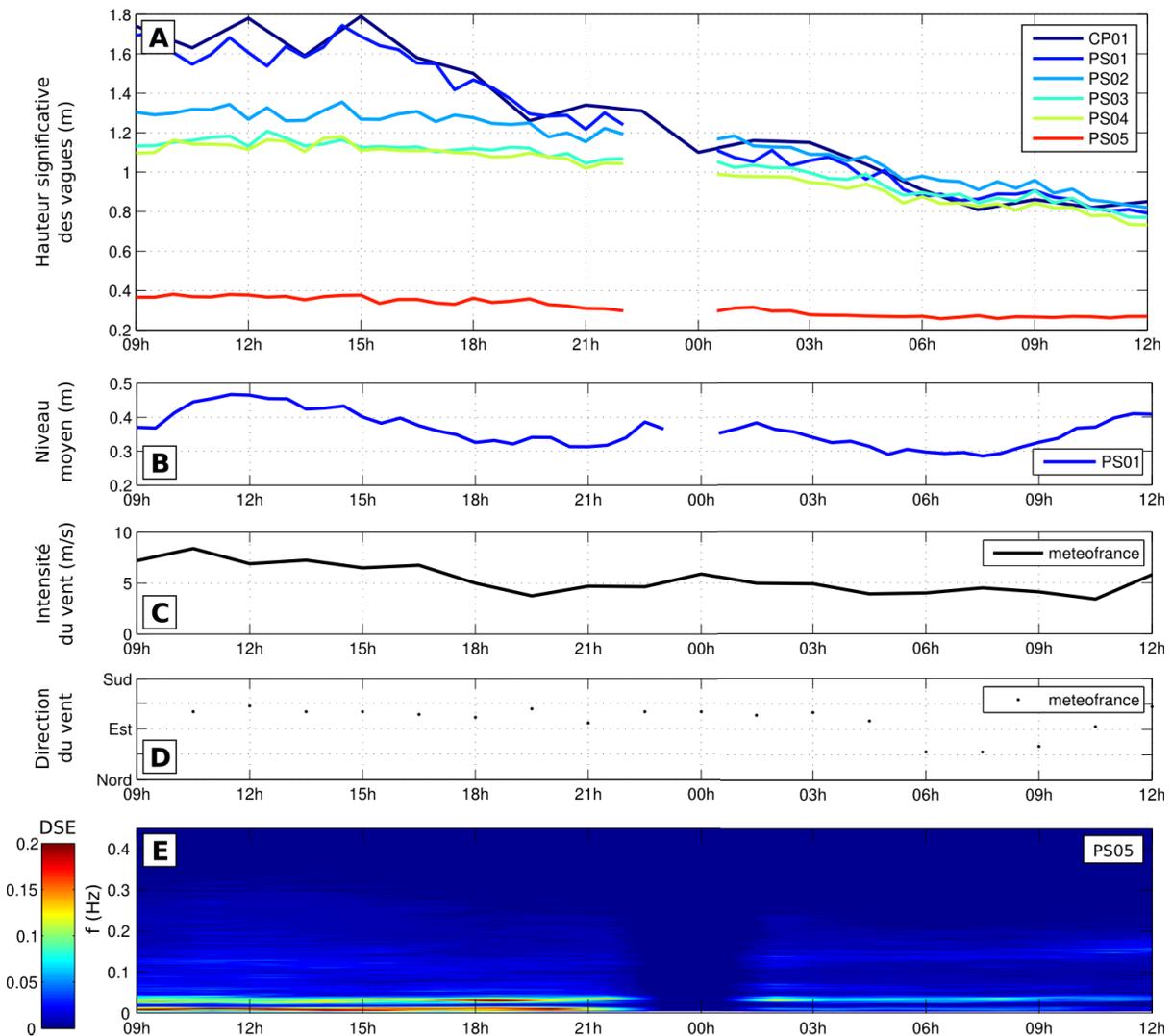


FIGURE 10.2 – Évolution des conditions météo-marines au cours de la période du 13 décembre à 9h au 14 décembre à 12h : (A) Hauteur significative des vagues, (B) SWL, (C) intensité et (D) direction du vent, et (E) spectre d'énergie à la côte (PS05).

Le niveau marin montre des oscillations avec un maximum le 13 décembre à 12h à

presque  $+0.5m$  NGF, une diminution jusqu'à  $+0.3m$  (niveau moyen sur l'ensemble du déploiement autonome) ponctuée par une petite augmentation ( $+0.4m$ ) aux alentours du 14 à minuit, et enfin une nouvelle augmentation à partir du 14 à 9h. Le vent présente une variation similaire en terme d'intensité, avec un maximum à  $8m/s$  le 13 décembre entre 9h et 12h, une diminution jusqu'à  $4m/s$  ponctuée d'un léger pic à  $5-6m/s$  le 14 à minuit, et une augmentation le 14 entre 9h et 12h. La direction du vent est plutôt stable et de secteur Est-Sud-Est, avec cependant un changement de direction pour le secteur Nord-Est le 14 décembre entre 6h et 9h. Les variations du niveau marin semblent directement liées au vent, avec des périodes de haut niveau pour des vents de secteur ESE assez forts ( $> 5m/s$ ) et des périodes de plus bas niveau pour les vents faibles ( $< 5m/s$ ) de secteur ESE ou de secteur NE.

Nous noterons également qu'à la côte (PS05) l'énergie des vagues est principalement contenue dans la bande infra-gravitaire, et que cette énergie diminue lors du déclin de la tempête (figure 10.2E). La zone de swash étudiée est ainsi essentiellement contrôlée par les ondes infra-gravitaires.

## 10.2 Évolution de la circulation moyenne au cours du temps

La figure 10.3 présente l'évolution de la hauteur de pression (voir section 5.4) moyennée sur 30 minutes pour chaque capteur de pression câblé du réseau. La tendance principale montre une décroissance de la hauteur de pression au cours du temps, et donc une diminution du niveau de la nappe, associée au recul de la zone de swash pendant le tombant

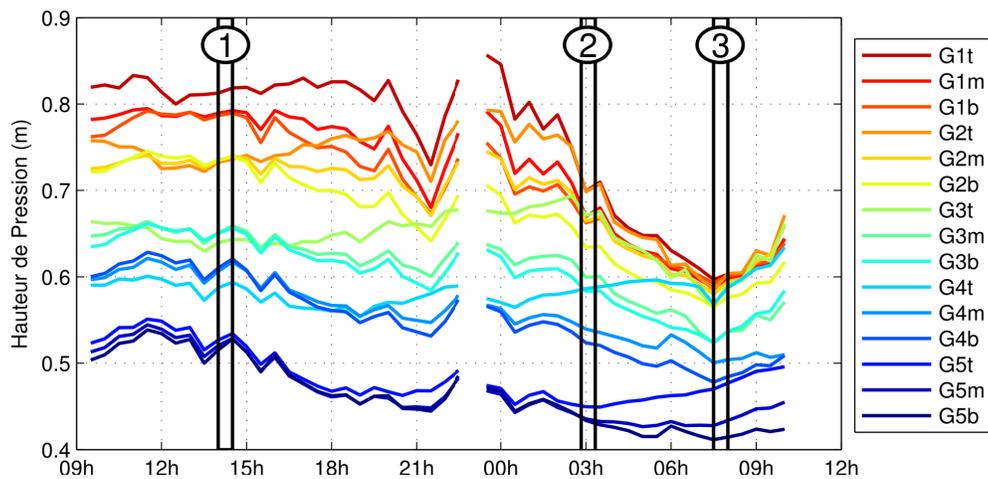


FIGURE 10.3 – Évolution de la hauteur de pression moyennée sur 30 minutes au cours du temps.

de tempête du 13 et 14 décembre. On observe que ce recul est lié à l'action combinée des fluctuations du SWL (combinant marée et variations dépressionnaires) et la diminution de l'activité des vagues qui contrôle le wave-setup à la côte, comme nous l'avons montré dans la section 8.2.3.

Afin de mieux comprendre l'évolution de la dynamique souterraine au cours de ce déclin de tempête, nous choisissons de documenter plus précisément 3 périodes : la première au début de la période d'acquisition avec une nappe haute, la deuxième pendant la baisse du niveau de la nappe et la troisième à la fin de la période d'acquisition avec une nappe

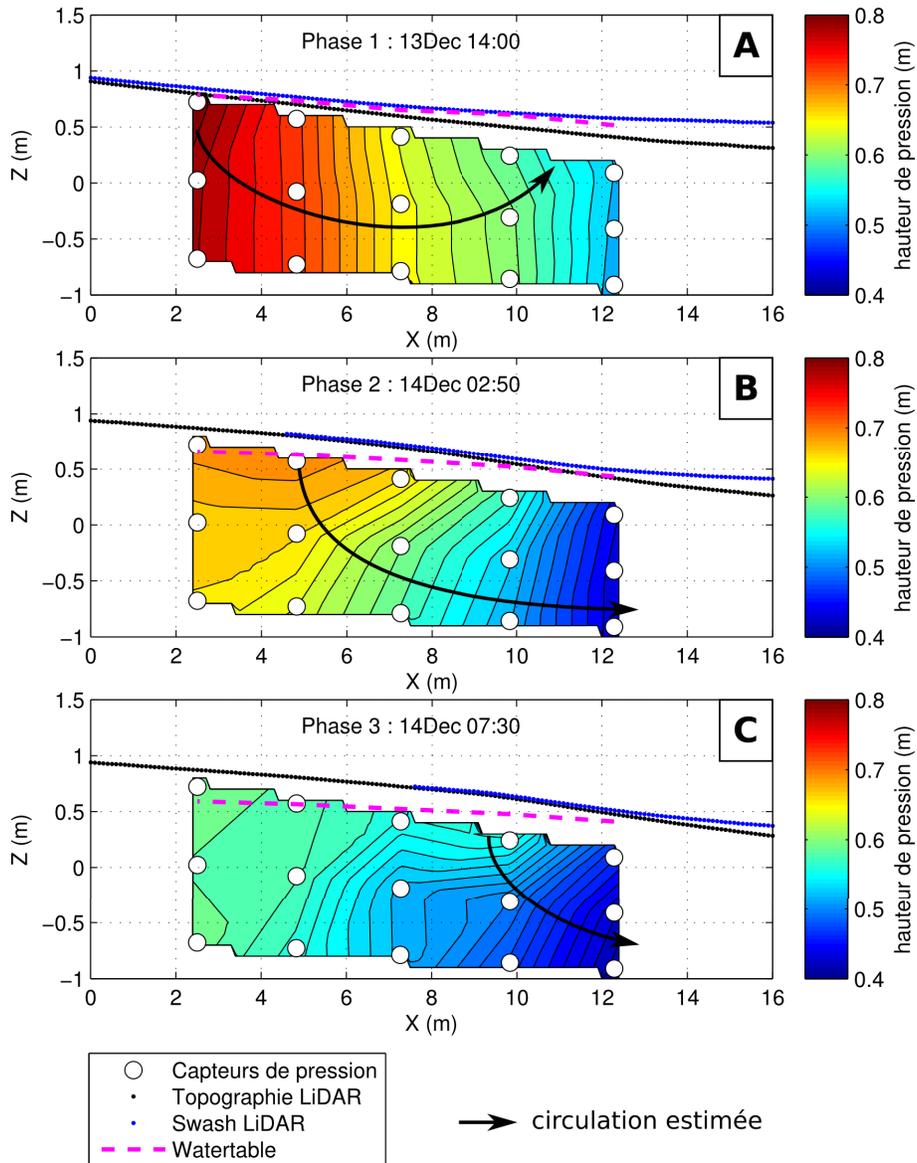


FIGURE 10.4 – Champ de hauteur de pression moyenné sur 30 minutes pour les périodes du 13 décembre 14h-14h30 (A), du 14 décembre 02h50-03h20 (B) et du 14 décembre 07h30-08h (C) ainsi que la circulation indicative associée.

basse.

La figure 10.4 présente le champ de hauteur de pression moyenné pour trois périodes de 30 minutes caractéristiques de l'évolution au cours du temps et de la diminution du niveau de la nappe (encadrées en noir sur la figure 10.3). Lors de la première période (figure 10.4A), lorsque le niveau de la nappe est élevé (ligne tiretée rose) et que le runup moyen couvre toute la zone instrumentée (ligne pointillée bleue), on observe une cellule de circulation bien visible au niveau de toute la zone instrumentée, avec de l'infiltration légèrement à l'amont du piquet G1 et de l'exfiltration au niveau du piquet G4. Pour la seconde période (figure 10.4B), lorsque le niveau de la nappe a baissé et que le runup moyen n'atteint plus le haut de la zone instrumentée, on remarque que cette cellule de circulation s'est décalée vers le large avec une migration de la zone d'infiltration au niveau du piquet G2. On perd alors l'information d'exfiltration qui doit avoir lieu au delà de la zone instrumentée. Pour la troisième période (figure 10.4C), lorsque le niveau de la nappe est bas et que le runup moyen ne couvre plus que la partie basse de la zone instrumentée, on peut voir que la cellule de circulation est toujours plus décalée vers le large avec une zone d'infiltration maintenant située au niveau du piquet G4. On observe donc une migration de la cellule de circulation vers le large avec la baisse du niveau de la nappe.

### 10.3 Circulation à l'échelle du swash

Les trois périodes précédemment citées (partie 10.2) sont ici utilisées pour représenter différents niveaux de nappe, dans le but de comparer les circulations induites par un événement de swash simple pour une nappe de plage respectivement haute, moyenne et basse. Pour chacune des périodes nous avons sélectionné un événement de swash type, représentatif de la circulation sur cette période, dont nous allons détailler chaque phase.

La figure 10.5 présente la circulation type lors du passage d'un swash dans le cas d'une nappe dite haute, c'est-à-dire à environ  $0.8m$  au niveau du piquet G1 (période 1). La circulation "au repos", soit avant et après le passage du swash (encadrés A et E), présente une circulation générale vers le large avec de l'infiltration légèrement à l'amont du piquet G1 et de l'exfiltration au niveau du piquets G4. Lorsque le swash s'approche du piquet G4 l'exfiltration s'accroît (augmentation de la composante verticale, encadré B). Lorsque le swash est au plus haut, les isobares sont quasiment à la verticale, on a donc une circulation principalement horizontale vers le large avec peu voire pas de mouvements verticaux (encadré C). Enfin, lorsque le swash se retire, l'infiltration s'accroît au niveau du piquet G1 (augmentation de la composante verticale et du gradient de hauteur de pression, encadré D). On remarque également que la période d'un tel swash est de l'ordre de 30-40s, donc bien loin des vagues de 6s au large, ce qui montre que nous sommes en

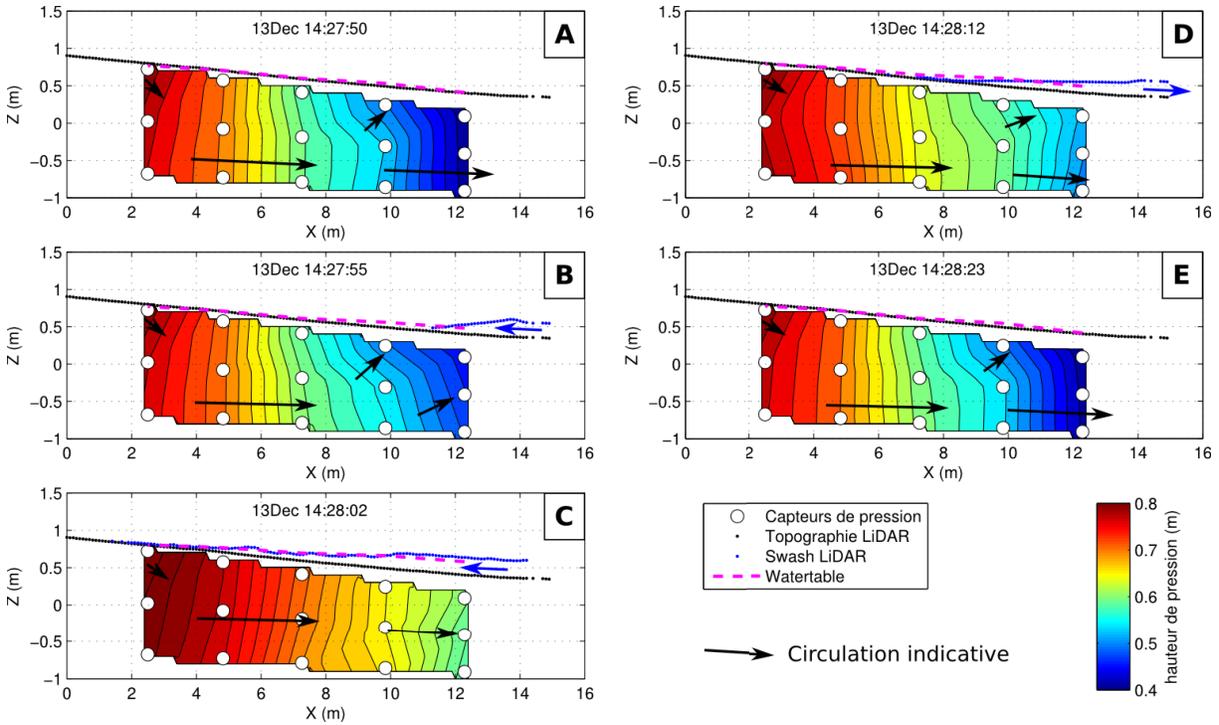


FIGURE 10.5 – Détail de l'évolution d'une circulation type lors du passage d'un swash pour une nappe "haute".

présence d'un swash dominé par l'infragravité.

La figure 10.6 présente la circulation type lors du passage d'un swash dans le cas d'une nappe dite moyenne, c'est-à-dire à environ  $0.7m$  au niveau du piquet G1 (période 2). On remarque que la circulation est décalée vers le large avec de l'infiltration au niveau du piquet G2 et toujours une circulation générale vers le large, avec la perte de l'information exfiltration qui doit avoir lieu hors de la zone instrumentée. L'effet principal observé durant le runup (encadré C) est la diminution du flux souterrain offshore provoquée par l'augmentation de la pression sur la partie basse de la zone de swash lorsque la lame de swash arrive.

La figure 10.7 présente la circulation type lors du passage d'un swash dans le cas d'une nappe dite basse, c'est-à-dire à environ  $0.6m$  au niveau du piquet G1 (période 3). La cellule de circulation est encore plus décalée vers le large. On retrouve les tendances mises en avant lors du swash de la période 2, avec un flux général vers le large, essentiellement affecté par l'apparition d'une infiltration de surface. Notons que l'on ne retrouve pas l'état d'avant swash car celui ci est rapidement suivi d'un nouvel événement de swash (non représenté ici) et la nappe n'a pas le temps de revenir à son état initial. On peut également remarquer qu'au dessus de la zone de swash les isobares sont beaucoup plus espacées, signe que la plage tend à retourner à l'équilibre hydrostatique.

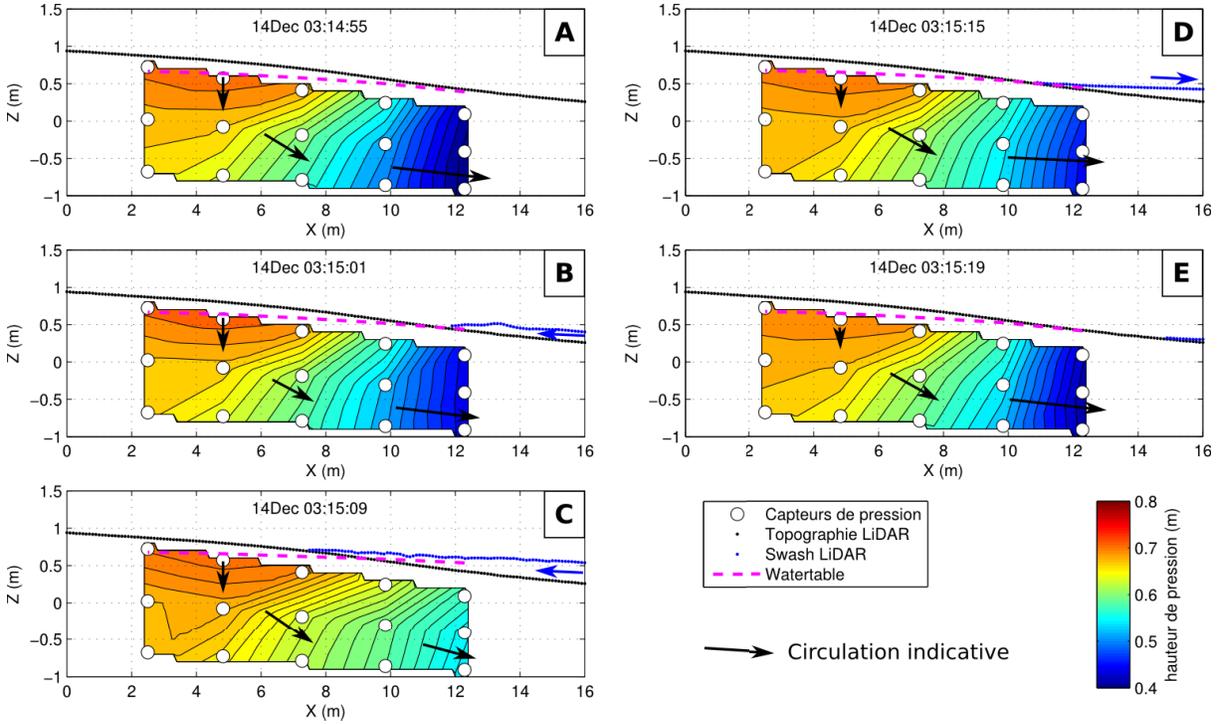


FIGURE 10.6 – Détail de l'évolution d'une circulation type lors du passage d'un swash pour une nappe "moyenne".

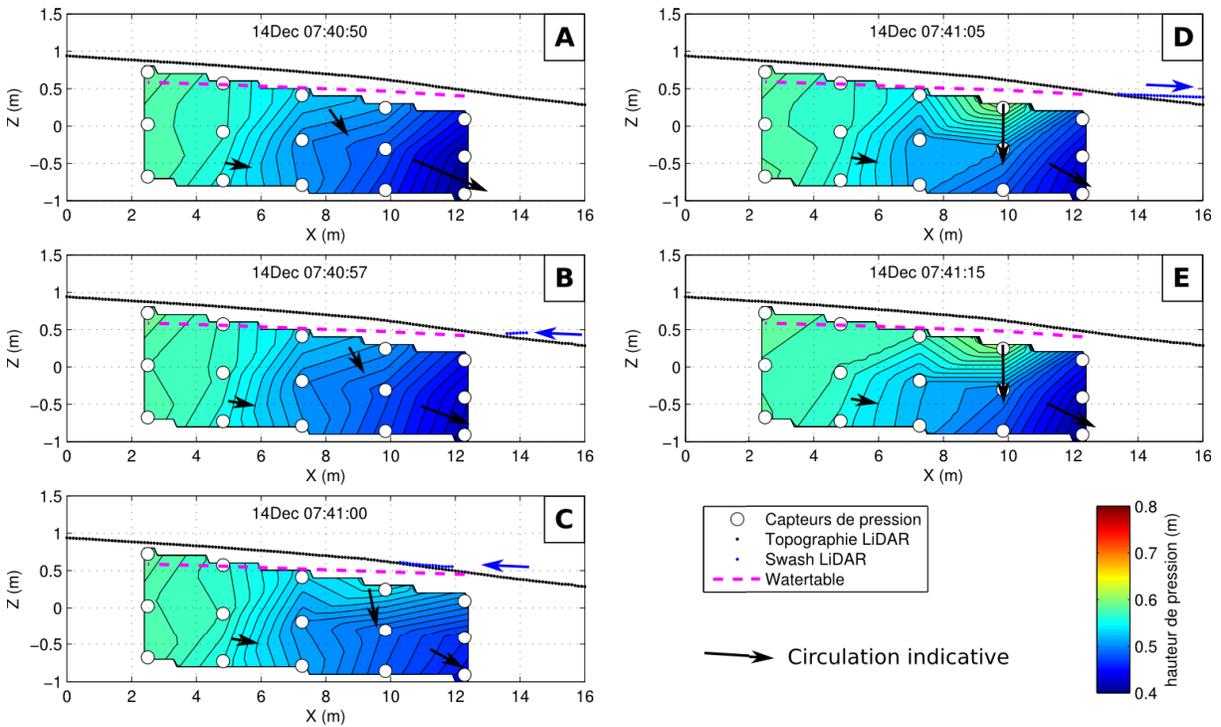


FIGURE 10.7 – Détail de l'évolution d'une circulation type lors du passage d'un swash pour une nappe "basse".

## 10.4 Discussion

Pour la première fois à partir de données in-situ, nous avons mis en évidence la présence d'une cellule de circulation souterraine sous la zone de swash principalement contrôlée par l'activité des vagues et le niveau moyen au rivage (MWL). La tendance principale est une circulation moyenne dirigée vers le large modulée par de l'infiltration au sommet de la zone de swash et de l'exfiltration dans la partie basse. Ces résultats sont en bon accord avec les données de laboratoire de Turner et al. (2016) et les simulations numériques de Li and Barry (2000), tant au niveau qualitatif (forme et direction des courants souterrains) que quantitatif (mêmes ordres de grandeurs adimensionnés).

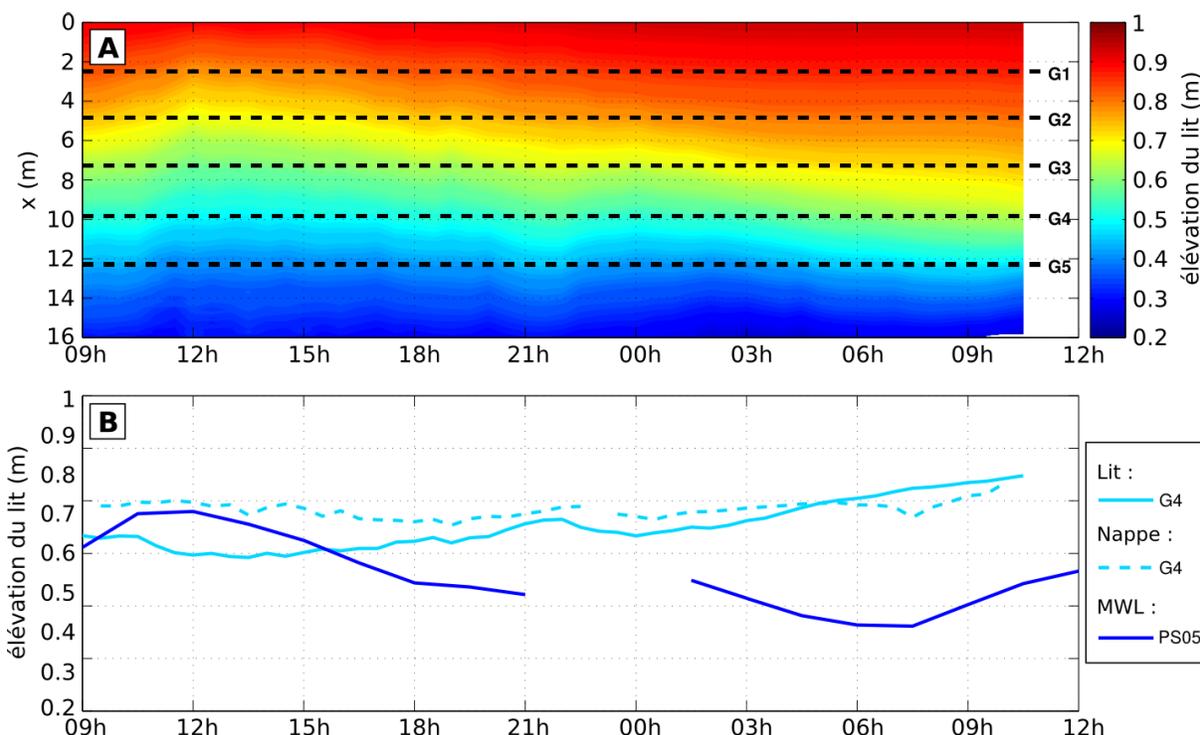


FIGURE 10.8 – (A) Évolution du lit sableux enregistré par le LiDAR au cours du temps au niveau de la zone étudiée et (B) Évolution du lit sableux et de la nappe au cours du temps au niveau du piquet G4, et le MWL en PS05.

Une question importante est d'identifier la possible influence des gradients souterrains de plus grande échelle sur cette circulation. Par exemple, lorsque le niveau marin est haut par rapport à l'aquifère côtier, on pourrait s'attendre à une modération, voire une inversion, de la circulation souterraine que nous avons mise en évidence sous la zone de swash. Inversement, un niveau marin plus bas que la nappe serait susceptible d'intensifier les flux souterrains vers le large. Cette question fait l'objet d'une controverse récente. D'une part les expériences de Turner et al. (2016), en imposant des variations artificielles du niveau d'arrière-barrière, ont mis en évidence que la circulation sous la zone de swash était isolée

de ces fluctuations et donc essentiellement contrôlée par l'activité locale des vagues dans la zone de swash. D'autre part, Li and Barry (2000) ont montré, par leurs simulations numériques, que ces fluctuations de nappe à plus grande échelle avaient effectivement une influence sur la circulation sous la zone de swash. Le dispositif que nous avons mis en oeuvre lors de notre campagne de mesure avec des capteurs enterrés jusqu'au pied de la dune devrait permettre d'apporter des informations intéressantes sur ces phénomènes.

Une autre perspective à explorer sera d'identifier le rôle éventuel de ces infiltrations et exfiltrations sur la stabilité du lit et la dynamique sédimentaire en zone de swash. Les études réalisées sur ces processus physiques (Turner and Masselink, 1998; Butt et al., 2001; Austin and Masselink, 2006; Sous et al., 2013) ont mis en évidence que dans le cas des plages sableuses, ces écoulements à travers le lit agissaient essentiellement sur le poids relatif du sédiment. Les modifications attendues sont généralement plutôt faibles, de l'ordre de quelques pourcents. Nos données croisées à haute fréquence de niveau de lit (Lidar) et gradients de pression souterrains (capteurs de pression) devront être analysées pour identifier un éventuel effet morphologique à l'échelle de l'évènement de swash. Cependant, on peut déjà noter sur la figure 10.8 que le niveau du lit dans la zone de swash est, à l'échelle de plusieurs heures, fortement (négativement) corrélé avec le niveau marin au rivage : la berme prograde lorsque la zone de swash recule.

Il faut noter que, en considérant les flux moyens observés ici, on peut estimer le débit souterrain journalier de l'ordre de  $5 \text{ m}^3$  par mètre linéaire longshore. Pour une plage s'étendant sur plusieurs kilomètres telle que Rousty, cela peut conduire à des volumes d'échanges importants entre l'océan et l'aquifère. Mais la circulation mise en avant ici est plutôt locale, i.e. en termes de transport de masse d'eau, on assiste peut-être à une structure hydrodynamique isolée en quasi-circuit fermé, avec de l'eau de mer s'infiltrant dans le sommet de la zone de swash et s'exfiltrant en bas. La connaissance des gradients dans l'aquifère de plage à plus grande échelle devrait permettre d'en apprendre plus à ce sujet.

# Conclusion

Le but de ce travail de thèse était de chercher à caractériser les couplages entre les ondes de surface (vagues, ondes longues dont les ondes infragravitaires), les variations du niveau marin et les courants ainsi que les variations à haute-fréquence du niveau d'eau sur la plage et les déplacements de la nappe phréatique au sein de la plage sableuse. La campagne de mesure ROUSTY201412 a permis de récolter un jeu de données hydro-/morphodynamiques considérable, qui viendra alimenter l'étude des plages sableuses dans de nombreux domaines. Il permet en particulier de décrire l'ensemble d'une saison hivernale sur un même site soumis à une grande variété de climats de houles et de vents, ce qui en fait un jeu de données unique dans le contexte méditerranéen. Nous nous sommes intéressés ici plus particulièrement à trois d'entre eux : la dynamique de la surface libre avec l'analyse des relations existantes entre les différentes échelles (vagues, variations du niveau marin, ondes longues, wave-setup, ...), la structure et l'évolution du courant ainsi que le lien avec la dynamique de surface, et la circulation souterraine dans la nappe de plage et en particulier sous la zone de swash. L'étude des effets de ces couplages hydrodynamiques sur les évolutions morphologiques de la plage et de leurs rétroactions, initialement prévue dans le cadre de cette thèse, n'a finalement été abordé que de manière qualitative pour alimenter les discussions sur ces couplages hydrodynamiques.

## Dynamique de la surface libre

Le déferlement des vagues, et en particulier sa position le long du profil bathymétrique, est un élément essentiel de l'analyse de notre système littoral en terme de transformations des vagues et de courants.

Nous avons mis en évidence la présence de deux seuils de déferlement sur la barre, ou plus exactement de deux seuils de saturation de la zone de surf. Pour des conditions de houle au large similaires, un seuil de déferlement plus élevé autorise le passage de vagues plus grosses pour une profondeur donnée. Le rôle de différents paramètres hydro-morphodynamiques a été envisagé, comme l'influence de la pente locale (Smith, 2001), du vent ou encore du courant cross-shore (van der Westhuysen, 2011), mais aucun in-

dice évident n'a permis de valider ces hypothèses dans le cas particulier de notre étude. L'hypothèse que nous retiendrons serait plutôt l'influence des courants longshore, forts sur la barre lorsque les seuils de saturation sont plus élevés. La question qui reste en suspens : comment un fort courant transverse peut modifier significativement le critère de saturation de la zone de surf ?

Nous avons étudié l'effet du déferlement sur les niveaux moyens de la surface libre (wave-setup). Nous avons pu comparer une série d'observations aux relations existant dans la littérature, en particulier celles réalisées par Stockdon et al. (2006). Nous remarquons que, lorsqu'on ne fait pas intervenir la pente de plage (directement liée à la position du point de déferlement et celle de la ligne de rivage, difficile à estimer clairement dans nos données), les données sont regroupées autour d'une relation linéaire dont la pente est proche de celle présentée par Stockdon et al. (2006) dans le cas d'un système très dissipatif ( $\langle \eta \rangle = 0.016\sqrt{H_o L_o}$ ). Mais nous avons également observé une série de points particuliers présentant un fort setup proche de la côte pour des houles assez petites, en lien avec une circulation verticale particulière, détaillée dans la section 9.2.3 et rappelée dans la section suivante. Des analyses plus fines seraient nécessaires pour étudier le setup à l'échelle de l'événement et pour identifier le rôle de l'ensemble des paramètres en jeu dans la valeur du setup (profil bathymétrique, spectres de vagues, angle d'incidence, vents, etc.), ainsi qu'un dispositif plus adapté à l'étude du wave-setup au rivage, comme les méthodes vidéo, un nombre plus important de capteurs de pression dans la zone de runup pour une résolution plus fine, ou encore l'utilisation des données LiDAR.

Nous nous sommes également intéressés à la répartition de l'énergie dans la bande infra-gravitaire. Nous avons notamment pu identifier la présence de plusieurs modes d'oscillations quasi-stationnaires sur la plage de Rousty que nous avons comparés au modèle théorique de seiche en bassin triangulaire semi-ouvert de Wilson (1972), avec des noeuds, respectivement au pied de la barre externe, entre les barres interne et externe, sur la barre interne ou encore entre la barre interne et la côte. Il faut également noter le rôle probable du niveau marin et des spectres incidents au large. Nous avons pu remarquer l'influence probable de la bathymétrie sur les modes les plus courts, mais également le rôle de la barre dans l'homogénéisation de l'énergie à certaines fréquences par réflexion sur la barre.

Pour mieux identifier les différents modes d'oscillation, il faudrait augmenter la résolution spatiale du profil pour bien identifier l'ensemble des ventres et des noeuds d'un même mode, et pouvoir distinguer les ondes stationnaires (ou quasi-stationnaires) des ondes progressives. Les problèmes de synchronisation des capteurs de pression ne nous ont pas permis d'utiliser la méthode à trois sondes (Rey et al., 2002; Drevard et al., 2009). Cependant, l'utilisation de capteurs couplés lors de prochaines campagnes de terrain serait d'un grand intérêt pour l'analyse de la réflexion des ondes gravitaires mais

également infra-gravitaires à la plage mais également sur la barre.

## Structure et évolution du courant

Nous avons pu observer que la houle jouait un rôle prépondérant dans l'intensité du courant et remarquer la présence de seuil de déclenchement lié au déferlement. Nous avons également pu observer le rôle de la bathymétrie sur la variabilité spatiale des courants cross-shore. Lorsque le niveau est haut et la barre peu marquée, les vagues déferlent à partir de la barre jusqu'à la côte, générant un fort setup ainsi qu'un courant de retour important, alors que lorsque la barre est haute et le niveau bas, la barre joue un rôle de "filtre" en imposant une dissipation plus forte avec la majorité des vagues déferlant sur la barre et la formation de nouvelles vagues, bien plus petites, se propageant sans déferler dans la fosse, ne générant donc pas de setup à la côte et pas de courant de retour.

Le déferlement, ou plus exactement la saturation de la zone de surf, contrôle en partie l'intensité du courant longshore, qui est maximum au point de déferlement (essentiellement au niveau de la barre), ce qui diffère des observations classiques qui situent le maximum de courant longshore au niveau de la fosse de lévigation (Smith et al., 1993; Thornton et al., 1996). La question sous-jacente est : s'agit-il d'un effet de site propre à la Camargue ou aux plages du golfe du Lion ? Ou d'une observation qui pourrait s'appliquer à d'autres sites présentant un effet de la très faible profondeur d'eau au dessus de la barre qui pourrait alors s'appliquer à une grande variabilité dans le positionnement du point de déferlement ?

Nous avons pu identifier plusieurs grands schémas de circulation typiques de notre zone d'étude, avec en majorité une circulation littorale forcée par la houle et le vent, mais également quelques cas où cette circulation semble plutôt forcée par la circulation plus au large (intrusion du courant Liguro-Provençal). Nous avons également un exemple de circulation littorale opposée au vent et à la circulation au large, qui pourrait être dû à une divergence de circulation de type "crenulate bays" (baies crénelées). D'autres mesures en différentes positions longshore sont nécessaires afin de connaître la variabilité spatiale des courants le long du littoral et d'étendre la validité de nos observations et schémas de circulations, à d'autres sites présentant des caractéristiques proches.

Les courants longshore sont homogènes sur la verticale, alors que les courants cross-shore présentent des périodes de courants cisailés. Le vent semble jouer un rôle dominant dans l'apparition du cisaillement vertical, alors que l'activité des vagues a plutôt tendance à homogénéiser le courant induit par le vent en surface dans toute la colonne d'eau (Magne et al., 2005; Rey et al., 2007).

Nous avons pu observer l'effet des forts vents de terre sur la circulation verticale de notre système barré. Dans le cas de forts vents de terre, de petites houles et de setup

importants proche de la côte, nous observons un courant de surface divergent (offshore sur le flanc de la barre interne et onshore dans la fosse de lévigation interne), ainsi qu'un setup nul (parfois même du setdown) sur le flanc de la barre. Au large de la barre, la circulation verticale est forcée par le vent qui "pousse" le courant de surface vers le large, et induit une circulation inverse au fond pour compenser. Entre la barre et la côte, les petites houles viennent déferler près de la côte, générant du setup à l'origine d'un courant de retour vers le large près du fond (undertow) compensé par un courant de surface vers le rivage. Cette hypothèse de circulation n'a, à notre connaissance, encore jamais été proposée dans la littérature. Elle pourrait jouer un rôle dans la croissance des barres (déjà présentes) en conditions anticycloniques (temps calme et fort vent de terre). Les flux de fond convergent vers la barre et favoriseraient le dépôt de sédiment, conduisant ainsi à une accréation de la barre. Cette hypothèse a été établie à partir des seuls courants de surface, il faudrait pour la confirmer disposer d'une meilleure couverture de la colonne d'eau pour avoir le détail des profils de courant de la surface jusqu'au fond.

## Circulation souterraine

La campagne ROUSTY201412 a permis, pour la première fois à partir de données in-situ, de mettre en évidence la présence d'une cellule de circulation souterraine sous la zone de swash principalement contrôlée par l'activité des vagues et le niveau moyen au rivage (MWL) pendant un tombant de tempête. La tendance dominante de circulation observée est un écoulement vers le large, modulé par des flux verticaux plus ou moins importants. Nous avons noté la présence d'une cellule de circulation sous la zone de swash, avec une forte infiltration dans la partie supérieure et une exfiltration moins marquée dans la partie inférieure. Cette cellule se décale vers le large avec la baisse du niveau de la nappe. À l'échelle d'un événement de swash, l'exfiltration s'accroît (augmentation de la composante verticale) lorsque le swash avance et l'infiltration s'accroît (augmentation de la composante verticale et du gradient de hauteur de pression) lorsque le swash se retire.

Une question importante est d'identifier la possible influence des gradients souterrains de plus grande échelle sur cette circulation. La circulation mise en avant ici est plutôt locale, on assiste peut-être à une structure hydrodynamique isolée. Le dispositif mis en oeuvre lors de notre campagne de mesure avec des capteurs enterrés jusqu'au pied de la dune devrait permettre d'apporter des informations intéressantes sur ces phénomènes. Ces données feront l'objet d'une étude ultérieure.

Une autre perspective à explorer sera d'identifier le rôle éventuel de ces infiltrations et exfiltrations sur la stabilité du lit et la dynamique sédimentaire en zone de swash.

Les travaux de Turner and Masselink (1998), Butt et al. (2001), Austin and Masselink (2006) et Sous et al. (2013) ont mis en évidence que dans le cas des plages sableuses, ces écoulements à travers le lit agissaient essentiellement sur le poids relatif du sédiment. Nos données croisées à haute fréquence de niveau de lit (LiDAR) et gradients de pression souterrains (capteurs de pression) seront analysées pour identifier un éventuel effet morphologique à l'échelle de l'évènement de swash. Cependant, on peut déjà noter que le niveau du lit dans la zone de swash est, à l'échelle de plusieurs heures, fortement (négativement) corrélé avec le niveau marin au rivage : la berme prograde lorsque la zone de swash recule. La connaissance des gradients dans l'aquifère de plage à plus grande échelle devrait permettre d'en apprendre plus à ce sujet.

De nombreuses questions ont été abordées dans cette thèse et beaucoup d'hypothèses restent encore à vérifier. Le jeu de données considérable récolté lors de la campagne de mesure ROUSTY201412 devrait permettre de vérifier certaines de ces hypothèses et de répondre à plusieurs questions restées en suspens. Cependant certaines vérifications ne seront possibles qu'avec l'apport de nouvelles données, avec une résolution spatiale plus fine (en cross-shore ou sur la verticale), une synchronisation adaptée à l'étude de la réflexion, ou encore répétée le long du littoral pour une étude de la variabilité longshore. Nous espérons que ce travail permettra d'ouvrir la porte à de nouvelles études visant à répondre aux questions laissées en suspens.



# Bibliographie

- Aagaard, T. and Greenwood, B. (1994). Suspended sediment transport and the role of infragravity waves in a barred surf zone. *Marine Geology*, 118(1) :23–48.
- Aagaard, T. and Greenwood, B. (1995). Suspended sediment transport and morphological response on a dissipative beach. *Continental Shelf Research*, 15(9) :1061–1086.
- Aagaard, T. and Greenwood, B. (2008). Infragravity wave contribution to surf zone sediment transport—the role of advection. *Marine Geology*, 251(1) :1–14.
- Airy, G. B. (1845). Tides and waves. In *Encyclopedia Metropolitana*, chapter 192, pages 241–396. London.
- Anschutz, P., Smith, T., Mouret, A., Deborde, J., Bujan, S., Poirier, D., and Lecroart, P. (2009). Tidal sands as biogeochemical reactors. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 84(1) :84–90.
- Austin, M. J. and Masselink, G. (2006). Swash–groundwater interaction on a steep gravel beach. *Continental Shelf Research*, 26(20) :2503–2519.
- Bakhtyar, R., Barry, D. A., Li, L., Jeng, D.-S., and Yeganeh-Bakhtiary, A. (2009). Modeling sediment transport in the swash zone : A review. *Ocean Engineering*, 36(9) :767–783.
- Bakhtyar, R., Brovelli, A., Barry, D. A., and Li, L. (2011). Wave-induced water table fluctuations, sediment transport and beach profile change : Modeling and comparison with large-scale laboratory experiments. *Coastal Engineering*, 58(1) :103–118.
- Barros, V., Field, C., Dokken, D., Mastrandrea, M., Mach, K., Bilir, T., Chatterjee, M., Ebi, K., Estrada, Y., Genova, R., et al. (2014). *Ipcc, 2014 : Climate change 2014 : Impacts, adaptation, and vulnerability. part b : Regional aspects. contribution of working group ii to the fifth assessment report of the intergovernmental panel on climate change.*

- Beach, R. A. and Sternberg, R. W. (1988). Suspended sediment transport in the surf zone : response to cross-shore infragravity motion. *Marine Geology*, 80(1) :61–79.
- Blanc, J. (1977). *Recherches de sédimentologie appliquée au littoral du delta du Rhône, de Fos au Grau du Roi*.
- Bruzzi, C. (1998). *Les tempêtes et l'évolution morphosédimentaire des plages orientales du delta du Rhône*. PhD thesis, Université de Provence. Faculté des lettres et sciences humaines.
- Burnett, W., Aggarwal, P., Aureli, A., Bokuniewicz, H., Cable, J. E., Charette, M., Kontar, E., Krupa, S., Kulkarni, K., Loveless, A., et al. (2006). Quantifying submarine groundwater discharge in the coastal zone via multiple methods. *Science of the total Environment*, 367(2) :498–543.
- Butt, T., Russell, P., and Turner, I. (2001). The influence of swash infiltration–exfiltration on beach face sediment transport : onshore or offshore? *Coastal Engineering*, 42(1) :35–52.
- Cartwright, N., Nielsen, P., and Li, L. (2004). Experimental observations of watertable waves in an unconfined aquifer with a sloping boundary. *Advances in Water Resources*, 27(10) :991–1004.
- Certain, R., Meulé, S., Rey, V., and Pinazo, C. (2005). Wave transformation on a microtidal barred beach (sète, france). *Journal of Marine Systems*, 58(1) :19–34.
- Charbonnier, C., Anschutz, P., Poirier, D., Bujan, S., and Lecroart, P. (2013). Aerobic respiration in a high-energy sandy beach. *Marine Chemistry*, 155 :10–21.
- De Bakker, A., Tissier, M., and Ruessink, B. (2014). Shoreline dissipation of infragravity waves. *Continental Shelf Research*, 72 :73–82.
- Dehouck, A. (2006). *Morphodynamique des plages sableuses de la mer d'Iroise (Finistère)*. PhD thesis, Université de Bretagne occidentale-Brest.
- Dehouck, A., Dupuis, H., and Sénéchal, N. (2009). Pocket beach hydrodynamics : The example of four macrotidal beaches, brittany, france. *Marine geology*, 266(1) :1–17.
- Drevard, D., Rey, V., and Fraunié, P. (2009). Partially standing wave measurement in the presence of steady current by use of coincident velocity and/or pressure data. *Coastal Engineering*, 56(9) :992–1001.

- Dyhr-Nielsen, M. and Sørensen, T. (1970). Some sand transport phenomena on coasts with bars. *Coastal Engineering Proceedings*, 1(12).
- Evans, O. (1938). The undertow. *Science*, 88(2282) :279–281.
- Feddersen, F. and Guza, R. (2003). Observations of nearshore circulation : Alongshore uniformity. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 108(C1).
- Ferrer, P. (2010). *Morphodynamique à multi-échelles du trait de côte (prisme sableux) du golfe du Lion depuis le dernier optimum climatique*. PhD thesis, Université de Perpignan.
- Finkelstein, K. (1982). Morphological variations and sediment transport in crenulate-bay beaches, Kodiak Island, Alaska. *Marine Geology*, 47(3-4) :261–281.
- Floc'h, F., Le Dantec, N., Lemos, C., Cancouët, R., Sous, D., Petitjean, L., Bouchette, F., Arduin, F., Suanez, S., and Delacourt, C. (2016). Morphological response of a macrotidal embayed beach, Porsmilin, France. *Journal of Coastal Research*, pages 373–377.
- Garcez Faria, A., Thornton, E., Lippmann, T., and Stanton, T. (2000). Undertow over a barred beach. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 105(C7) :16999–17010.
- Geng, X. and Boufadel, M. C. (2015). Numerical study of solute transport in shallow beach aquifers subjected to waves and tides. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 120(2) :1409–1428.
- Gilbert, G. K. (1890). *Lake Bonneville*, volume 1. US Government Printing Office.
- Goda, Y. (1970). A synthesis of breaker indices. In *Proceedings of the Japan Society of Civil Engineers*, volume 1970, pages 39–49. Japan Society of Civil Engineers.
- Grasso, F. (2009). *Modélisation physique de la dynamique hydro-sédimentaire des plages*. PhD thesis, Université Joseph Fourier.
- Greenwood, B. and Osborne, P. D. (1990). Vertical and horizontal structure in cross-shore flows : an example of undertow and wave set-up on a barred beach. *Coastal Engineering*, 14(6) :543–580.
- Haines, J. W. and Sallenger, A. H. (1994). Vertical structure of mean cross-shore currents across a barred surf zone. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 99(C7) :14223–14242.

- Hasselmann, K. (1962). On the non-linear energy transfer in a gravity-wave spectrum part 1. general theory. *Journal of Fluid Mechanics*, 12(04) :481–500.
- Heiss, J. W., Puleo, J. A., Ullman, W. J., and Michael, H. A. (2015). Coupled surface-subsurface hydrologic measurements reveal infiltration, recharge, and discharge dynamics across the swash zone of a sandy beach. *Water Resources Research*, 51(11) :8834–8853.
- Heiss, J. W., Ullman, W. J., and Michael, H. A. (2014). Swash zone moisture dynamics and unsaturated infiltration in two sandy beach aquifers. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 143 :20–31.
- Holman, R. (1986). Extreme value statistics for wave run-up on a natural beach. *Coastal Engineering*, 9(6) :527–544.
- Horn, D. P. (2006). Measurements and modelling of beach groundwater flow in the swash-zone : a review. *Continental Shelf Research*, 26(5) :622–652.
- Jaud, M. (2011). *Techniques d’observation et de mesure haute résolution des transferts sédimentaires dans la frange littorale*. PhD thesis, Université de Bretagne occidentale-Brest.
- Johnson, D. W. (1919). *Shore processes and shoreline development*. John Wiley & Sons, Incorporated.
- Kirby, J. T. (1984). A note on linear surface wave-current interaction over slowly varying topography. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 89(C1) :745–747.
- Klute, A. and Dirksen, C. (1986). Hydraulic conductivity and diffusivity : Laboratory methods. *Methods of Soil Analysis : Part 1—Physical and Mineralogical Methods*, (methodsofsoilan1) :687–734.
- Komar, P. and Gaughan, M. (1972). Airy wave theory and breaker height prediction. In *Proceedings of the 13th Conference on Coastal Engineering*, pages 405–418.
- Komar, P. D. (1976). *Beach processes and sedimentation*. Prentice–Hall.
- Kriebel, D. L. and Dean, R. G. (1985). Numerical simulation of time-dependent beach and dune erosion. *Coastal Engineering*, 9(3) :221–245.
- Lee, G.-h., Nicholls, R. J., and Birkemeier, W. A. (1998). Storm-driven variability of the beach-nearshore profile at duck, north carolina, usa, 1981–1991. *Marine geology*, 148(3) :163–177.

- Li, L. and Barry, D. (2000). Wave-induced beach groundwater flow. *Advances in Water Resources*, 23(4) :325–337.
- Lofi, J., Pezard, P., Bouchette, F., Raynal, O., Sabatier, P., Denchik, N., Levannier, A., Dezileau, L., and Certain, R. (2013). Integrated onshore-offshore investigation of a mediterranean layered coastal aquifer. *Groundwater*, 51(4) :550–561.
- Longuet-Higgins, M. S. (1953). Mass transport in water waves. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 245(903) :535–581.
- Longuet-Higgins, M. S. (1970). Longshore currents generated by obliquely incident sea waves : 1. *Journal of geophysical research*, 75(33) :6778–6789.
- Longuet-Higgins, M. S. (1983). Wave set-up, percolation and undertow in the surf zone. In *Proceedings of the Royal Society of London A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, volume 390, pages 283–291. The Royal Society.
- Longuet-Higgins, M. S. and Stewart, R. (1962). Radiation stress and mass transport in gravity waves, with application to ‘surf beats’. *Journal of Fluid Mechanics*, 13(04) :481–504.
- Longuet-Higgins, M. S. and Stewart, R. (1964). Radiation stresses in water waves ; a physical discussion, with applications. In *Deep Sea Research and Oceanographic Abstracts*, volume 11, pages 529–562. Elsevier.
- Magne, R., Rey, V., and Ardhuin, F. (2005). Measurement of wave scattering by topography in the presence of currents. *Physics of Fluids (1994-present)*, 17(12) :126601.
- Marino-Tapia, I., Russell, P., O’Hare, T., Davidson, M., and Huntley, D. (2007). Cross-shore sediment transport on natural beaches and its relation to sandbar migration patterns : 1. field observations and derivation of a transport parameterization. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 112(C3).
- Martins, K., Blenkinsopp, C. E., and Zang, J. (2016). Monitoring individual wave characteristics in the inner surf with a 2-dimensional laser scanner (lidar). *Journal of Sensors*.
- McAllister, S. M., Barnett, J. M., Heiss, J. W., Findlay, A. J., MacDonald, D. J., Dow, C. L., Luther, G. W., Michael, H. A., and Chan, C. S. (2015). Dynamic hydrologic and biogeochemical processes drive microbially enhanced iron and sulfur cycling within the intertidal mixing zone of a beach aquifer. *Limnology and Oceanography*, 60(1) :329–345.

- Michallet, H., Grasso, F., and Barthelemy, E. (2007). Long waves and beach profile evolutions. *Journal of Coastal Research*, (50) :221.
- Miche, A. (1944). Mouvements ondulatoires de la mer en profondeur croissante ou d {é} croissante. {P} remi {è} re partie. {M} ouvements ondulatoires p {é} riocycliques et cylindriques en profondeur constante. *Annales des Ponts et Chauss {é} es*, 114 :42–78.
- Munk, W. (1949). Surf beats. *EOS, Transactions American Geophysical Union*, 30(6) :849–854.
- Nielsen, P. (1990). Tidal dynamics of the water table in beaches. *Water Resources Research*, 26(9) :2127–2134.
- Parry, M. L., Canziani, O. F., Palutikof, J. P., van der Linden, P. J., and Hanson, C. E. (2007). Ipcc, 2007 : climate change 2007 : impacts, adaptation and vulnerability. contribution of working group ii to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change.
- Petitjean, L., Sous, D., Bouchette, F., Rey, V., Meulé, S., and Sabatier, F. (2016). Circulation souterraine sous la zone de swash. In *XIV èmes Journées Nationales Génie Côtier–Génie Civil*.
- Phillips, J. W. (1977). *The dynamics of the upper ocean*. Cambridge University Press, 2nd edition.
- Putrevu, U. and Svendsen, I. A. (1993). Vertical structure of the undertow outside the surf zone. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 98(C12) :22707–22716.
- Reniers, A. and Battjes, J. (1997). A laboratory study of longshore currents over barred and non-barred beaches. *Coastal Engineering*, 30(1) :1–21.
- Reniers, A., Thornton, E., Stanton, T., and Roelvink, J. (2004). Vertical flow structure during sandy duck : observations and modeling. *Coastal Engineering*, 51(3) :237–260.
- Rey, V., Capobianco, R., and Dulou, C. (2002). Wave scattering by a submerged plate in presence of a steady uniform current. *Coastal Engineering*, 47(1) :27–34.
- Rey, V., Charland, J., and Touboul, J. (2014). Wave–current interaction in the presence of a three-dimensional bathymetry : Deep water wave focusing in opposing current conditions. *Physics of Fluids (1994-present)*, 26(9) :096601.
- Rey, V., Guinot, F., and Le Boulluec, M. (2007). Interaction houle-courant par profondeur finie : impact sur la cinématique. In *11èmes Journées de l’Hydrodynamique, Brest, 3-5 avril 2007*.

- Robertson, B. (2013). *Remote measurement and analysis of shallow water breaking wave characteristics*. PhD thesis, University of Guelph.
- Robinson, C., Gibbes, B., and Li, L. (2006). Driving mechanisms for groundwater flow and salt transport in a subterranean estuary. *Geophysical Research Letters*, 33(3).
- Rocha, M. (2016). *Observation and modelling of wave nonlinearities and infragravity waves in the nearshore*. PhD thesis, Université Grenoble Alpes.
- Ruessink, B., Miles, J., Feddersen, F., Guza, R., and Elgar, S. (2001). Modeling the along-shore current on barred beaches. *Journal of Geophysical Research*, 106(C10) :22451–22463.
- Sabatier, F. (2001). *Fonctionnement et dynamiques morpho-sédimentaires du littoral du delta du Rhône*. PhD thesis, Université Aix-Marseille III.
- Sabatier, F. (2008). Modélisation de l’impact du changement climatique sur l’érosion des dunes. application à la camargue. *La Houille Blanche*, (1) :40–49.
- Sabatier, F. and Anthony, E. (2015). The sand spits of the rhône river delta : Formation, dynamics, sediment budgets and management. In *Sand and Gravel Spits*, pages 259–274. Springer.
- Sabatier, F., Anthony, E. J., Héquette, A., Suanez, S., Musereau, J., Ruz, M.-H., and Regnaud, H. (2009a). Morphodynamics of beach/dune systems : examples from the coast of france. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 15(1) :3–22.
- Sabatier, F., Maillet, G., Provansal, M., Fleury, T.-J., Suanez, S., and Vella, C. (2006). Sediment budget of the rhône delta shoreface since the middle of the 19th century. *Marine Geology*, 234(1) :143–157.
- Sabatier, F., Provansal, M., and Fleury, T.-J. (2005). Discussion of : Paskoff, r., 2004. potential implications of sea-level rise for france. *journal of coastal research*, 20 (2), 424-434. *Journal of coastal research*, pages 860–864.
- Sabatier, F., Samat, O., Ullmann, A., and Suanez, S. (2009b). Connecting large-scale coastal behaviour with coastal management of the rhone delta. *Geomorphology*, 107(1) :79–89.
- Sabatier, F. and Suanez, S. (2003). Evolution of the rhône delta coast since the end of the 19th century/cinématique du littoral du delta du rhône depuis la fin du xixe siècle. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 9(4) :283–300.

- Sawyer, A. H., Lazareva, O., Kroeger, K. D., Crespo, K., Chan, C. S., Stieglitz, T., and Michael, H. A. (2014). Stratigraphic controls on fluid and solute fluxes across the sediment—water interface of an estuary. *Limnology and Oceanography*, 59(3) :997–1010.
- Sénéchal, N., Coco, G., Bryan, K. R., and Holman, R. A. (2011). Wave runup during extreme storm conditions. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 116(C7).
- Short, A. D. and Woodroffe, C. D. (2009). *The coast of Australia*. Cambridge University Press.
- Smith, G. and Mocke, G. (2002). Interaction between breaking/broken waves and infragravity-scale phenomena to control sediment suspension transport in the surf zone. *Marine Geology*, 187(3) :329–345.
- Smith, J. M. (2001). Breaking in a spectral wave model. In *Ocean Wave Measurement and Analysis*, pages 1022–1031. ASCE.
- Smith, J. M., Larson, M., and Kraus, N. C. (1993). Longshore current on a barred beach : Field measurements and calculation. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 98(C12) :22717–22731.
- Smith, J. M., Svendsen, I. A., and Putrevu, U. (1992). Vertical structure of the nearshore current at delilah : measured and modeled. *Coastal Engineering Proceedings*, 1(23).
- Sous, D., Lambert, A., Rey, V., and Michallet, H. (2013). Swash–groundwater dynamics in a sandy beach laboratory experiment. *Coastal Engineering*, 80 :122–136.
- Sous, D., Petitjean, L., Bouchette, F., Rey, V., Meulé, S., Sabatier, F., and Martins, K. (2016). Field evidence of swash groundwater circulation in the microtidal rousty beach, france. *Advances in Water Resources*, 97 :144–155.
- Steenhauer, K., Pokrajac, D., O’Donoghue, T., and Kikkert, G. A. (2011). Subsurface processes generated by bore-driven swash on coarse-grained beaches. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 116(C4).
- Stive, M. and Wind, H. (1986). Cross-shore mean flow in the surf zone. *Coastal Engineering*, 10(4) :325–340.
- Stockdon, H. F., Holman, R. A., Howd, P. A., and Sallenger, A. H. (2006). Empirical parameterization of setup, swash, and runup. *Coastal engineering*, 53(7) :573–588.
- Suanez, S. (1997). *Dynamiques sédimentaires actuelles et récentes de la frange littorale orientale du Delta du Rhône*. Université Aix-Marseille I Aix-en-Provence Francia. PhD thesis, Thèse doct., 282 pgs.

- Suanez, S. and Bruzzi, C. (1999). Shoreline management and its implications for coastal processes in the eastern part of the rhône delta. *Journal of Coastal Conservation*, 5(1) :1–12.
- Suanez, S., Prosper-Laget, V., and Provansal, M. (1997). Variations relatives du niveau marin dans le delta du rhône et à marseille : Implications tectoniques et/ou climatiques. *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes*, 324(8) :639–646.
- Svendsen, I. A. (1984). Mass flux and undertow in a surf zone. *Coastal Engineering*, 8(4) :347–365.
- Svendsen, I. A., Schäffer, H. A., and Hansen, J. B. (1987). The interaction between the undertow and the boundary layer flow on a beach. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 92(C11) :11845–11856.
- Symonds, G., Huntley, D. A., and Bowen, A. J. (1982). Two-dimensional surf beat : Long wave generation by a time-varying breakpoint. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 87(C1) :492–498.
- Thornton, E., Dalrymple, T., Drake, T., Gallagher, E., Guza, R., Hay, A., Holman, R., Kaihatu, J., Lippmann, T., and Ozkan-Haller, T. (2000). State of nearshore processes research : ii. In *Report Based on the Nearshore Research Workshop St. Petersburg, Florida, September 14-16*.
- Thornton, E., Humiston, R., and Birkemeier, W. (1996). Bar/trough generation on a natural beach. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 101(C5) :12097–12110.
- Thornton, E. B. and Guza, R. (1983). Transformation of wave height distribution. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 88(C10) :5925–5938.
- Ting, F. C. and Kirby, J. T. (1994). Observation of undertow and turbulence in a laboratory surf zone. *Coastal Engineering*, 24(1) :51–80.
- Tucker, M. (1950). Surf beats : sea waves of 1 to 5 min. period. In *Proceedings of the Royal Society of London A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, volume 202, pages 565–573. The Royal Society.
- Turner, I. (1993). Water table outcropping on macro-tidal beaches : a simulation model. *Marine geology*, 115(3-4) :227–238.
- Turner, I. L., Coates, B. P., and Acworth, R. I. (1997). Tides, waves and the super-elevation of groundwater at the coast. *Journal of Coastal Research*, pages 46–60.

- Turner, I. L. and Masselink, G. (1998). Swash infiltration-exfiltration and sediment transport. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 103(C13) :30813–30824.
- Turner, I. L. and Masselink, G. (2012). Coastal gravel barrier hydrology—observations from a prototype-scale laboratory experiment (bardex). *Coastal Engineering*, 63 :13–22.
- Turner, I. L., Rau, G. C., Austin, M. J., and Andersen, M. S. (2016). Groundwater fluxes and flow paths within coastal barriers : Observations from a large-scale laboratory experiment (bardex ii). *Coastal Engineering*, 113 :104–116.
- Ullmann, A. and Moron, V. (2008). Weather regimes and sea surge variations over the gulf of lions (french mediterranean coast) during the 20th century. *International Journal of Climatology*, 28(2) :159–171.
- van der Westhuysen, A. J. (2011). Improved modelling of wave-current interaction in swan. *Coastal Engineering Proceedings*, 1(32) :45.
- Vella, C., Fleury, T.-J., Raccasi, G., Provansal, M., Sabatier, F., and Bourcier, M. (2005). Evolution of the rhône delta plain in the holocene. *Marine Geology*, 222 :235–265.
- Wilson, B. (1972). Seiches. *Advances in hydroscience*, 8 :1–94.
- Wright, L. and Short, A. D. (1984). Morphodynamic variability of surf zones and beaches : a synthesis. *Marine geology*, 56(1-4) :93–118.

# Annexe A

## Déploiement test préparatoire : Porsmilin février 2014

La plage de Porsmilin (figure A.1) est située sur la commune de Locmaria-Plouzané entre Brest et la Pointe saint-Mathieu, dans l'Anse de Bertheaume en mer d'Iroise (Bretagne Occidentale).

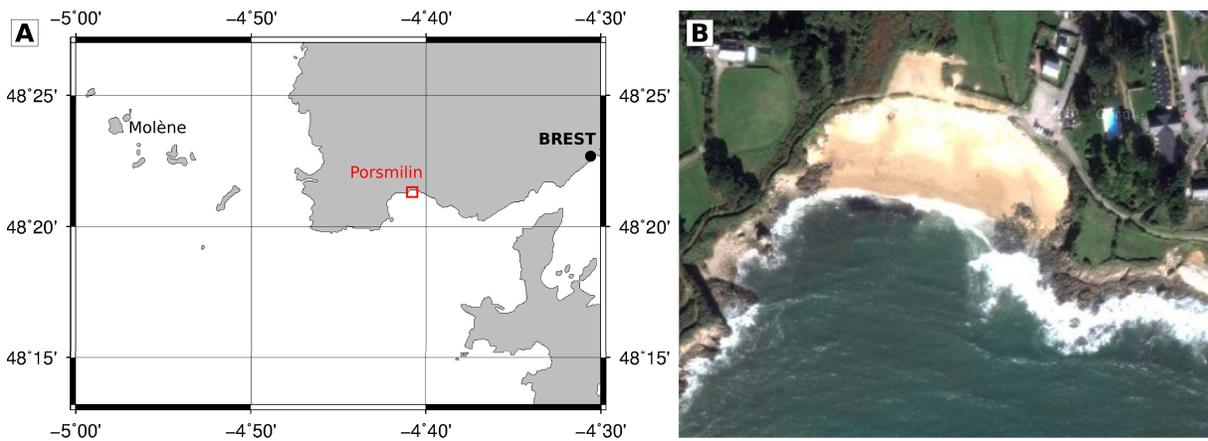


FIGURE A.1 – (A) Localisation de la plage de Porsmilin et (B) vue satellite de la plage de Porsmilin.

La plage de Porsmilin fait l'objet d'un suivi morphologique par l'IUEM (Institut Universitaire Européen de la Mer) depuis 2003 dans le cadre de l'Observatoire du Domaine Côtier. Elle a été choisie en raison de ses dimensions relativement restreintes de cette plage (200m en longshore pour 200m en cross-shore au maximum de découverture) qui facilitent le suivi morphologique, des falaises qui l'encadrent à l'Est et à l'Ouest et limitent les échanges sédimentaires entre la plage et le littoral adjacent, ainsi que de sa proximité avec le laboratoire (environ 10km).

## A.1 Caractéristiques générales du site

### A.1.1 Caractéristiques morphologiques et sédimentologiques

Le domaine supratidal de la plage de Porsmilin se réduit à un cordon dunaire. Des barres de swash se forment ponctuellement dans la zone intertidale. Elle ont une amplitude décimétrique (basse mer de vives-eaux) à métrique (pleine mer de mortes-eaux). Une berme se développe progressivement au printemps et à l'été sur les niveaux de pleine mer de vives-eaux, ce qui entraîne un réflectivité accrue du haut de plage ( $\tan\beta = 0.05 - 0.08$ ) ainsi qu'une rupture de pente entre le haut de plage et la terrasse dissipative de bas de plage ( $\tan\beta = 0.02$ ). La pente de la plage est homogène en hiver. Le domaine subtidal est mal connu, avec un à deux barres d'amplitude décimétrique ponctuellement présentes. (Dehouck, 2006)

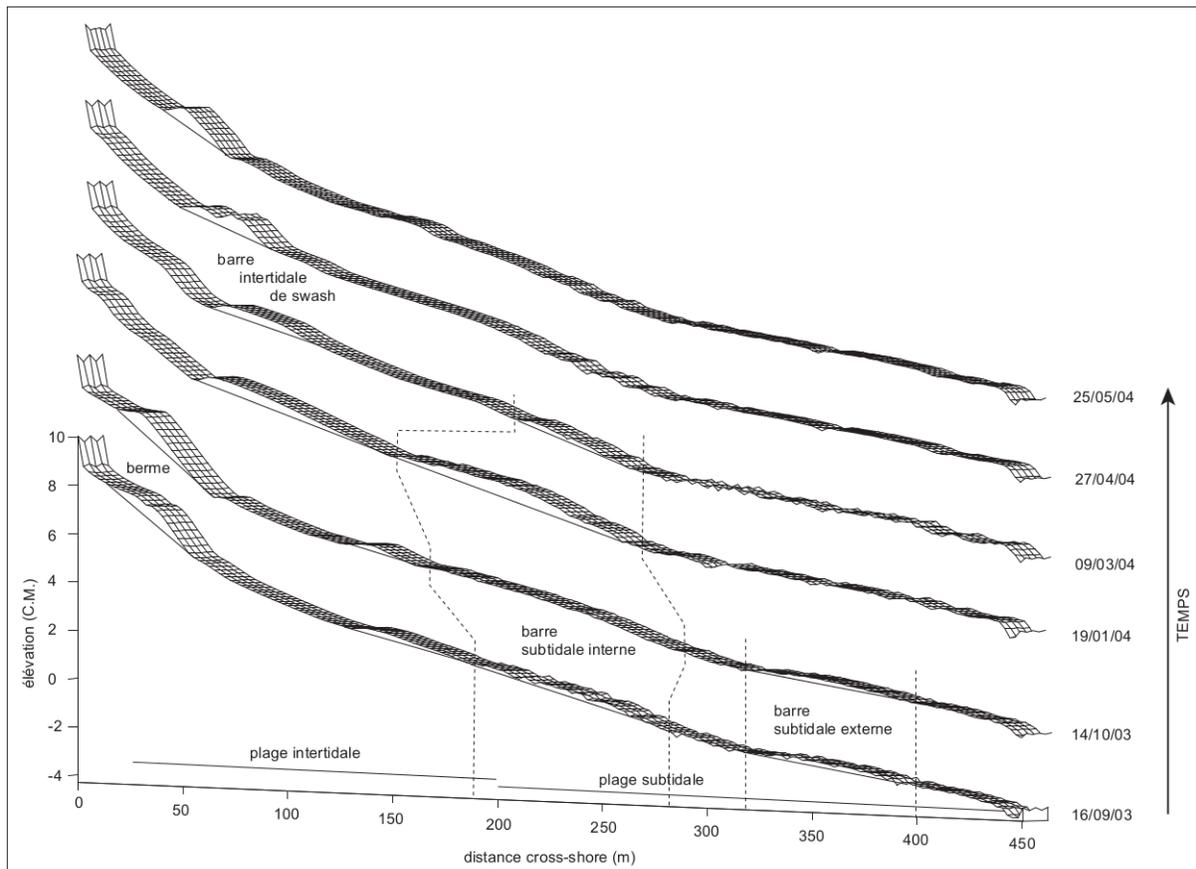


FIGURE A.2 – Série de profils topo-bathypétriques de la plage de Porsmilin (Dehouck, 2006).

La plage de Porsmilin est principalement constituée de sables moyens ( $d_{50} = 320\mu m$ ). La granulométrie de surface est homogène dans la zone intertidale, avec des sédiments plus

grossiers (débris coquilliers et sédiments graveleux) présents ponctuellement au niveau de la ligne de rivage et des chenaux d'exfiltration (Dehouck, 2006; Jaud, 2011). Sur la terrasse de basse meraffleurent parfois des tourbes Holocènes, vestige d'une ancienne ligne de rivage, ainsi qu'un cordon de galet (Dehouck, 2006).

### A.1.2 Caractéristiques hydrodynamiques

Les plages de la mer d'Iroise (dont la plage de Porsmilin) sont soumises à un marnage de type macrotidal semi-diurne. L'amplitude du marnage varie en fonction du coefficient de marée (Dehouck, 2006). Il est de 5.6m et 7.3m en période de vives-eaux (coefficients 90 et 120), et de 2.9m et 1.2m en période de mortes-eaux (coefficients 40 et 20).

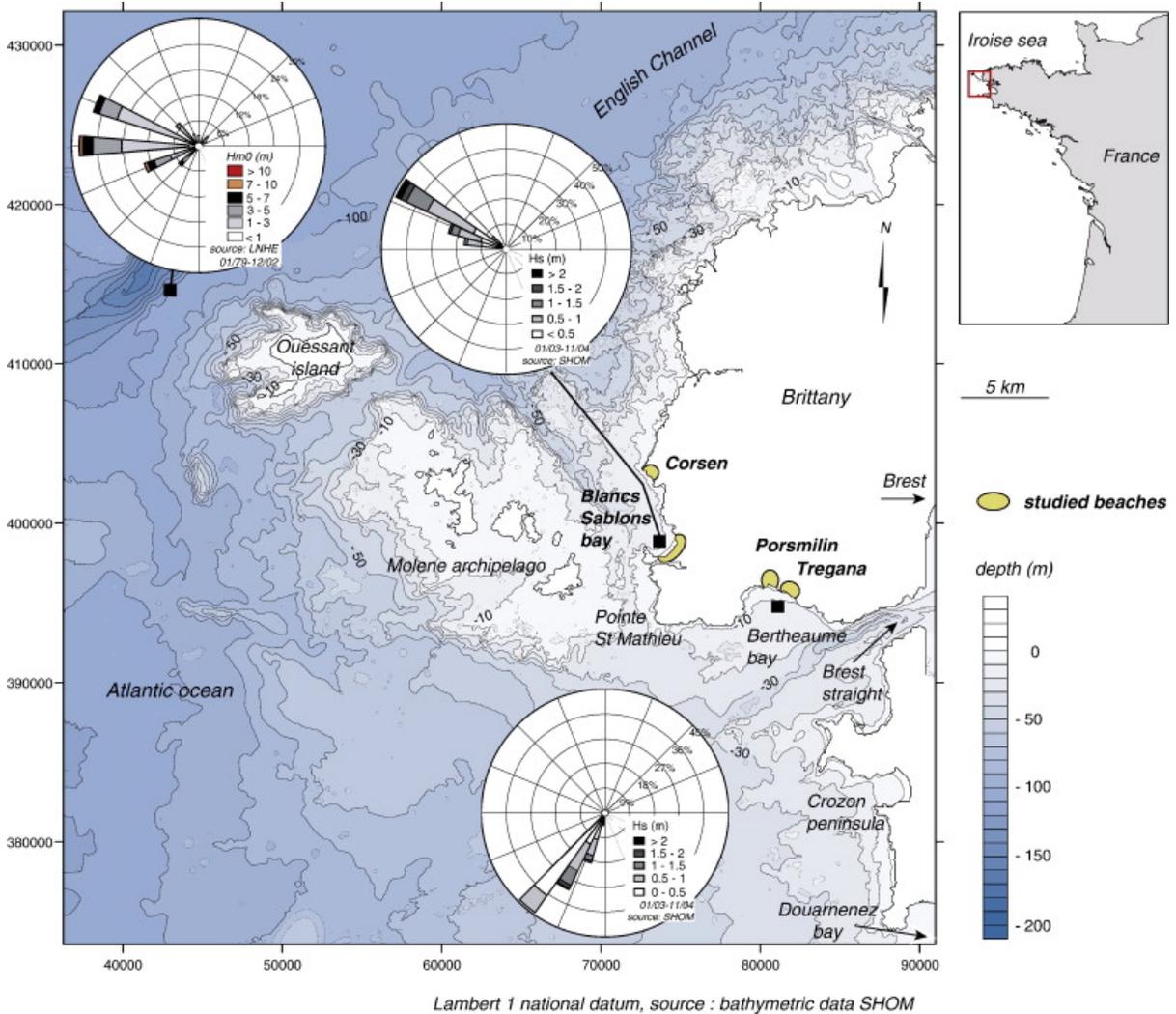


FIGURE A.3 – Carte bathymétrique de la mer d'Iroise et roses des vagues au large des côtes (Dehouck et al., 2009).

La mer d'Iroise est soumise à des houles océaniques formées dans l'Atlantique Nord par les systèmes dépressionnaires. Les hauteurs significatives de vagues associées à des périodes de retour annuelles et décennales sont respectivement de  $11.3m$  et  $14.5m$  au large de l'île de Ouessant par  $110m$  de fond (Dehouck et al., 2009).

La propagation des vagues à l'approche du littoral est considérablement affectée par les processus de réfraction et diffraction générés par la large plate-forme continentale, les caps rocheux, les hauts-fonds et les îles situées au large des côtes (île de Ouessant, archipel de Molène). Malgré des conditions énergétiques au large de l'île de Ouessant, les vagues incidentes sont dissipées à l'approche du littoral. Les conditions hydrodynamiques sont donc plus modérées au niveau des plages de poches comme Porsmilin, avec des hauteurs de vagues de l'ordre de  $0.8$  à  $1.5m$  pendant les tempêtes et moins de  $0.5m$  en moyenne sur l'année (Dehouck et al., 2009). La figure A.3 montre la bathymétrie de la mer d'Iroise ainsi que les roses des vagues au large des côtes.

Les plages de poches sont généralement protégées des vagues de tempêtes de part l'orientation de la côte. La plage de Porsmilin est totalement abritée des houles de secteur Nord, modérément exposées aux houles de secteur Ouest (diffraction au niveau de la Pointe Saint-Mathieu). De part son orientation, la plage de Porsmilin est principalement sensible aux vagues de secteur Sud et Sud-Ouest (Dehouck, 2006; Jaud, 2011).

## A.2 Déploiement février 2014

### A.2.1 Dispositif de mesure

Le dispositif de mesure mis en place avait pour but d'étudier la transformation de la houle du large vers la côte. Il se compose de la bouée houlographe "Les Pierres-Noires" pour le forçage offshore, un ADCP situé à  $1km$  de la côte (au point de grille PREVIMER) pour le forçage au large de la plage et d'un profil cross-shore de capteurs de pressions dans la zone intertidale pour la dynamique en zone de surf et de swash (figure A.4a). L'étude devait se dérouler sur deux mois avec un suivi morphologique régulier (mesures prévues toutes les deux semaines environ) afin de faire le lien entre l'hydrodynamisme du large à la côte et les évolutions morphologiques observées. Les conditions météorologiques ont fait que le déploiement n'a finalement duré qu'une dizaine de jours (5 pour la plupart de capteurs). Deux levés topographiques ont eu lieu respectivement à la mise en place des instruments et quelques jours après les événements météorologiques ayant entraîné le retrait des instruments.

La bouée houlographe "Les Pierres-Noires" est située à  $10 km$  au large de la Pointe Saint-Mathieu (aux coordonnées GPS  $48^{\circ}17.420'N$   $04^{\circ}58.100'W$ ) par  $60 m$  de fond (figure A.4b). Cette bouée nous donne des indications sur le forçage hydrodynamique au large,

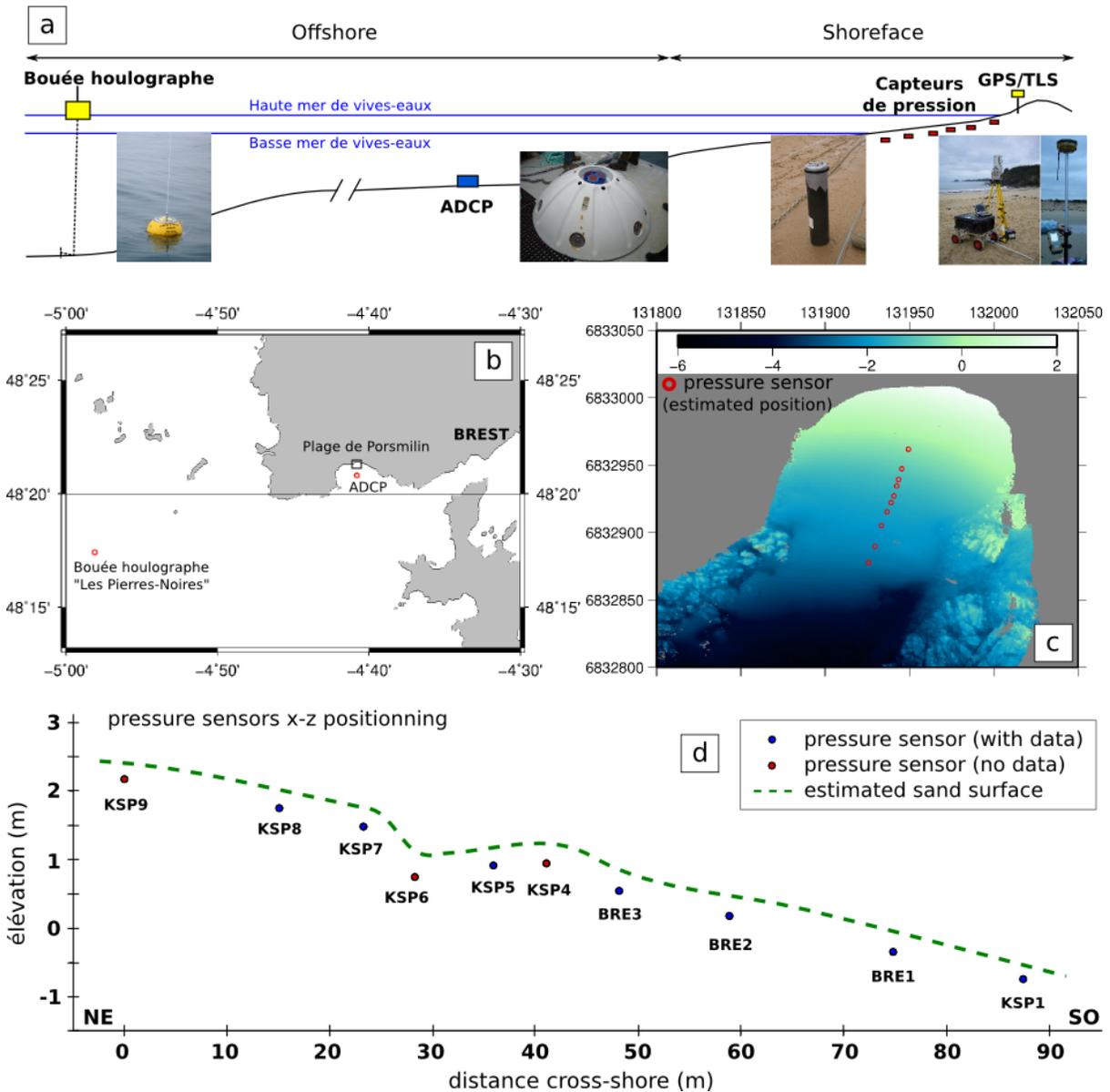


FIGURE A.4 – (a) Représentation schématique du dispositif de mesure déployé pour la plage de Porsmilin, (b) carte de localisation de la bouée et de l'ADCP, (c) positionnement 2D des capteurs de pressions sur la plage de Porsmilin et (d) positionnement en coupe des capteurs de pressions dans la plage.

notamment en terme de hauteur et direction des vagues (avec une valeur toutes les 30 minutes).

L'ADCP (Acoustic Doppler Current Profiler) est déployé à environ 1 km au large de la plage de Porsmilin (aux coordonnées GPS 48°20.799'N 04°40.786'W) par environ 13 m de fond (figure A.4b). L'IUEM l'a déployé dans le but de valider les données PREVIMER, la position de l'appareil correspondant au point de grille PREVIMER pour cette zone. Il

mesure le courant à une fréquence de 0.3 Hz et renvoie une valeur moyenne sur 10 minutes. Cet ADCP est couplé à un module de houles qui mesure des bursts de 20 min toutes les heures et renvoie une valeur moyenne pour chaque bursts.

Dix capteurs de pression ont été déployés le long d'un profil cross-shore centré autour du niveau de mi-marée (figures A.4c et A.4d). Les capteurs sont fixés à une chaîne enterrée sous environ 10-15 cm de sable. Les extrémités de cette chaîne sont fixées à des vis à sable enfoncées dans la plage. Les capteurs ont préalablement été équipés de tamis à sédiment de deux tailles de maille différentes : (1) une épaisseur de tamis en inox de  $\phi = 200\mu m$  afin de limiter le remplissage de la cavité de mesure par les sédiments fins et (2) une double épaisseur de tamis en toile galvanisée de  $\phi = 1.62mm$  afin de protéger la membrane de mesure et le tamis fin des chocs mécaniques.

## A.2.2 Mesures morphologiques

Le suivi morphologique de la plage de Porsmilin consiste en deux phases d'acquisition. Une première au TLS (Terrestrial Laser Scanner, figure A.5a) le 30 janvier 2014, la veille de l'implantation des capteurs dans la plage. Une seconde au GPS différentiel (ou GPS RTK, Real Time Kinematic, figure A.5b-c) les 11 et 13 février, au moment du retrait des derniers capteurs.

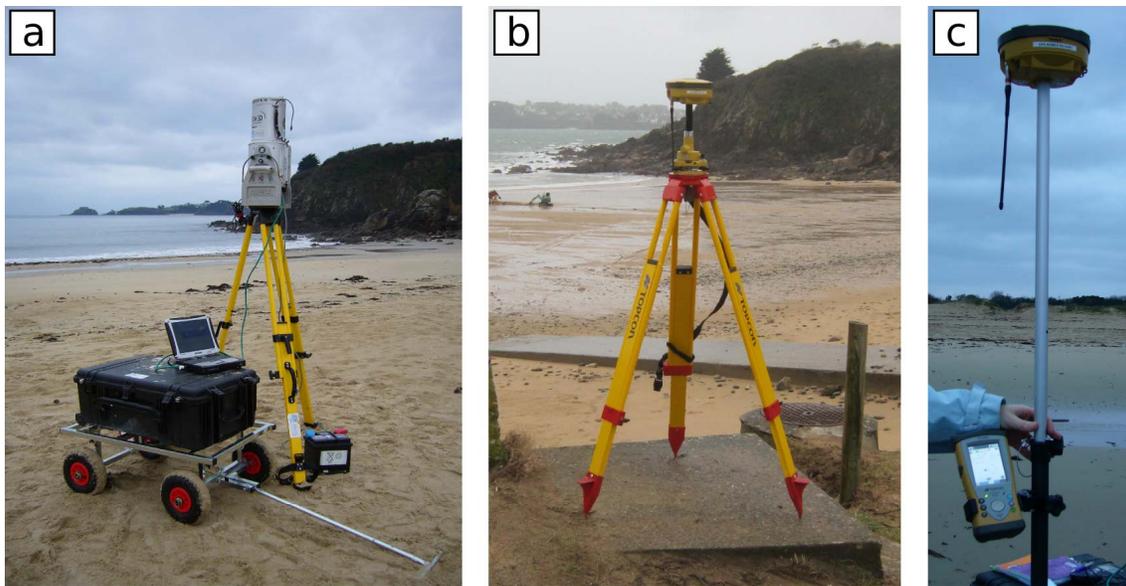


FIGURE A.5 – Photographies des différents appareils utilisés pour l'acquisition morphologique, (a) TLS, (b) base GPS et (c) canne GPS.

Le déploiement devait initialement durer deux mois, avec des levés morphologiques réguliers (toutes les 2-3 semaines). Le retrait anticipé de la totalité des capteurs au bout d'une dizaine de jours ne nous a pas permis d'effectuer de levés intermédiaires.

### A.2.3 Contexte hydro-morphodynamique lors du déploiement

Le passage de nombreux épisodes énergétiques sur une plage déjà fragilisée par ceux de décembre 2013 et janvier 2014 fait que la sédimentologie de surface est très hétérogène tout au long du déploiement, avec apparition/disparition d'horizons de galets (figure A.6). Au moment de la mise en place des capteurs de pression, du sable moyen recouvrait la quasi totalité de la plage, avec l'horizon de tourbes Holocène peu profond en bas de plage et un horizon de galets partiellement recouvert en haut de plage. Au moment du retrait des capteurs (quelques jours plus tard car le dispositif a été arraché lors de la tempête PETRA), les tourbes Holocène sont découvertes en bas et haut de plage, un important horizon de galets est alternativement couvert et découvert en haut de plage, et le cordon dunaire à été fortement érodé.



FIGURE A.6 – Evolution de la morphologie et de la sédimentologie de surface sur la plage de Porsmilin au cours du déploiement.

Au cours du déploiement, trois tempêtes ont été recensées par le SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine). Une première, SANSNOM1, du 31 janvier au 3 février 2014, une seconde, PETRA, du 4 au 5 février 2014 avec des vents de près de 150 km/h au niveau de Ouessant, et enfin une dernière, QUMAIRA, du 6 au 7 février. La figure A.7 représente les hauteurs significatives dans l'Atlantique Nord

(calculées par Previmex) pour chacune des trois tempêtes, avec un zoom sur l'Atlantique Nord-Est (en bas à droite) pour la tempête PETRA. On peut voir que la hauteur maximale des vagues est très importante pour chaque événement de tempête, avec des vagues supérieures à 10m pour la première tempête et même supérieures à 13m pour les deux suivantes. Pour la tempête PETRA, on retrouve des vagues supérieures à 6-7m au niveau de la pointe de la Bretagne. On peut également remarquer que les houles associées à la tempête PETRA ont une incidence au niveau de la pointe de la Bretagne légèrement différente de celles associées aux tempêtes SANSNOM1 et QUMAIRA. L'incidence est plutôt WSW pour la tempête PETRA et majoritairement W pour les deux autres.

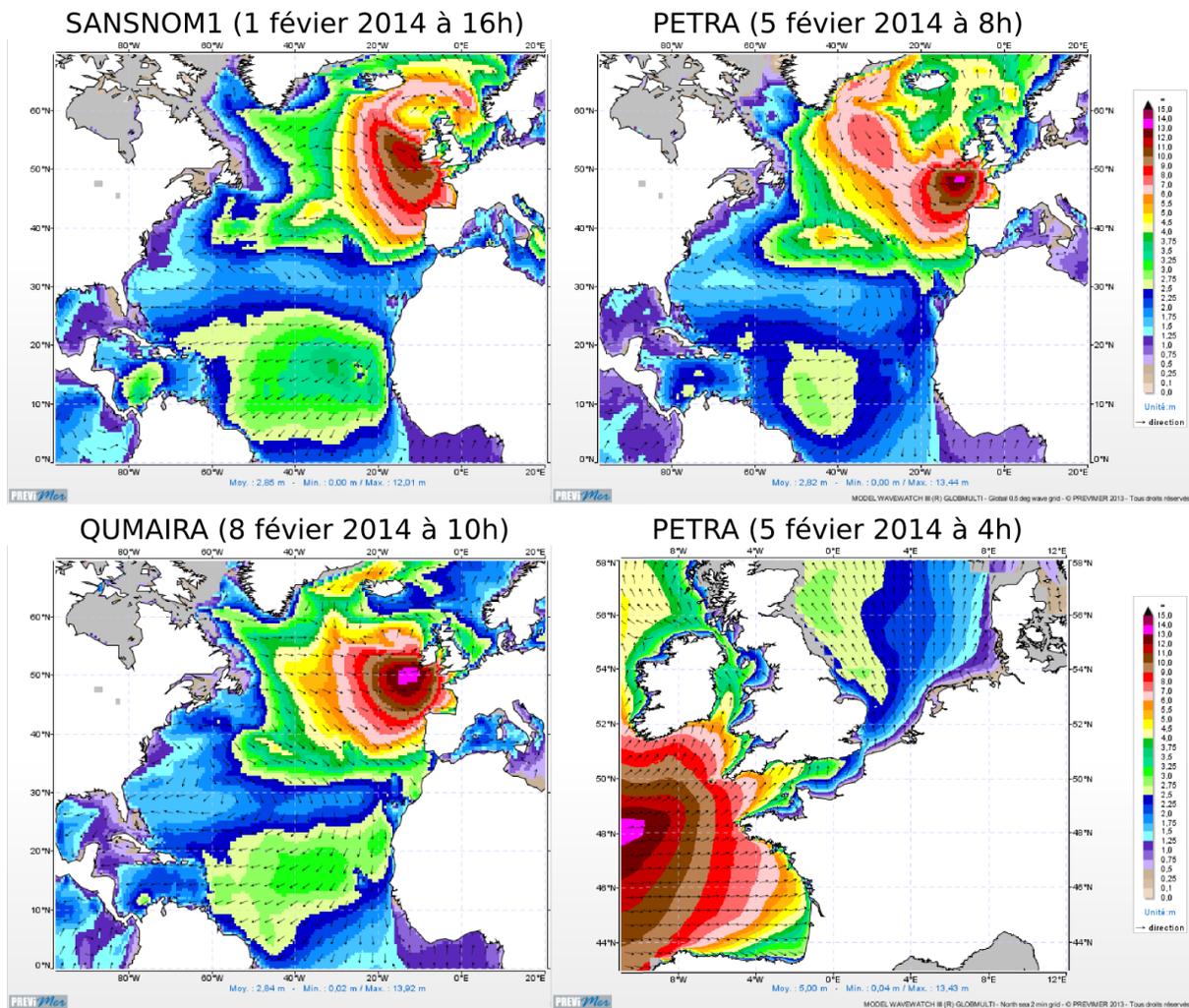


FIGURE A.7 – Hauteur significative et direction des vagues pour les trois tempêtes recensées par le SHOM dans l'Atlantique Nord (PREVIMEX), zoom sur l'Atlantique Nord-Est pour la tempête PETRA (en bas à droite).

## A.3 Résultats

### A.3.1 Énergie dans la bande infra-gravitaire

La figure A.8 présente un exemple de spectre d'énergie pour une période de calme (A) et un événement de tempête (B). On peut voir que lors de la période de calme on a peu d'énergie dans la bande gravitaire ( $0.02 < f < 0.3\text{Hz}$ ) et pas d'énergie dans la bande infra-gravitaire ( $0.001 < f < 0.02\text{Hz}$ ). Pendant l'événement de tempête, on a beaucoup d'énergie dans la bande gravitaire, avec des houles très longues ( $f \approx 0.05\text{Hz}$  soit  $T \approx 20\text{s}$ ), et un pic d'énergie important (autour de  $0.006\text{Hz}$ ) dans la bande infra-gravitaire.

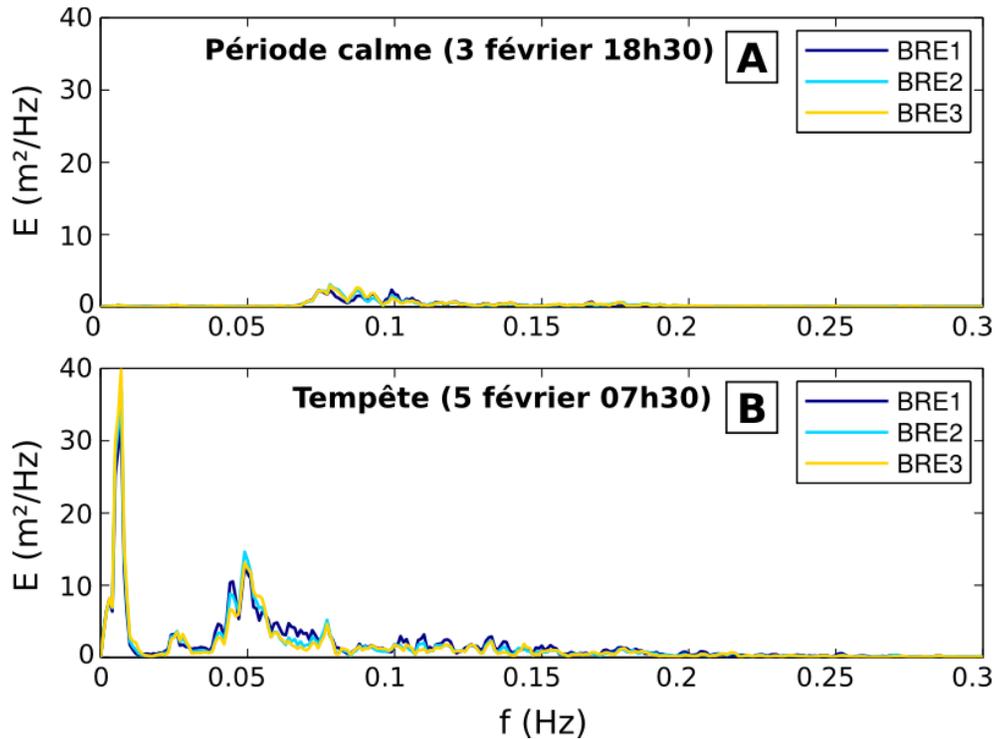


FIGURE A.8 – Exemple de spectres d'énergie pour (A) une période calme (3 février 2014 à 18h30) et (B) un événement de tempête (5 février 2014 à 7h30).

Il est intéressant de noter que, du fait de la présence de houles très longues pendant les événements de tempêtes, la fréquence de coupure entre les bandes infragravitaire et gravitaire a été fixée à  $0.002\text{Hz}$ , soit bien plus bas que la fréquence de coupure habituellement définie de  $0.004 - 0.005\text{Hz}$  (Sénéchal et al., 2011; De Bakker et al., 2014).

Cette forte augmentation de l'énergie dans la bande infra-gravitaire s'observe pendant les deux tempêtes enregistrées par les capteurs de pression SANSNOM1 et PETRA. Ceci est également bien visible dans le rapport de hauteurs significatives des vagues pour la bande infra-gravitaire et gravitaire,  $H_{S_{infra}}/H_{S_{grav}}$  (figure A.9A), qui augmente fortement

pour les deux événements de tempête enregistrés. On a donc une plus grande proportion d'ondes infra-gravitaires lors des tempêtes que pour les périodes de calme.

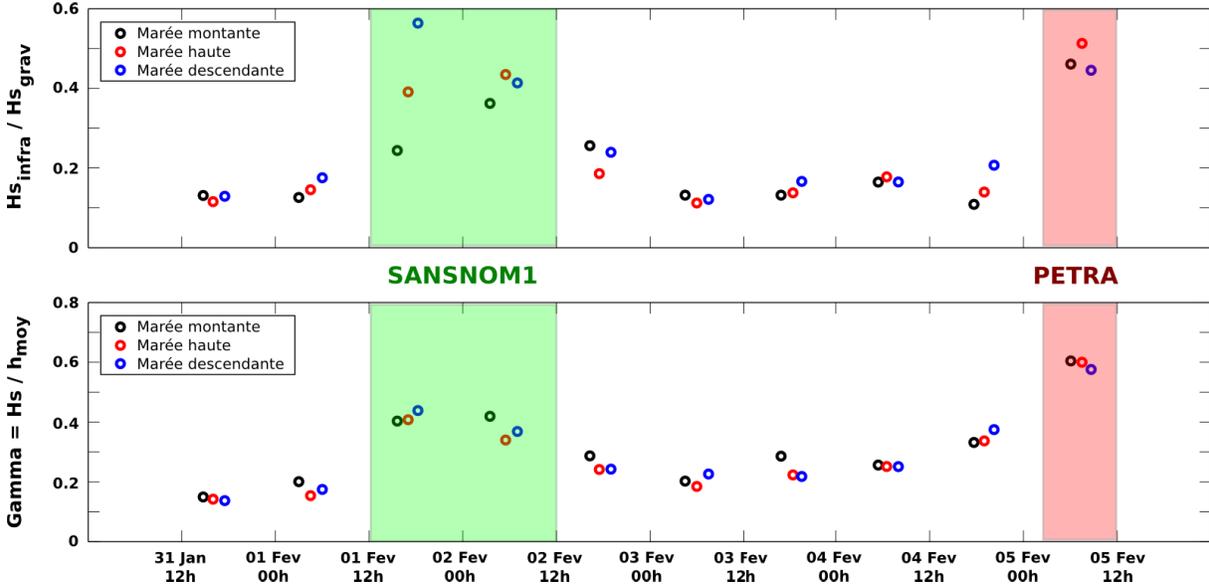


FIGURE A.9 – Rapport de la hauteur significative des vagues pour la bande infra-gravitaire sur la hauteur significative des vagues pour la bande gravitaire (A) et le paramètre  $\gamma = H_s/h_{moy}$  (B) au capteur KSP1 de bas de plage.

Le paramètre  $\gamma = H_s/h$ , ou paramètre de déferlement (voir section 8.1.1) a également été calculé au capteur KSP1 en bas de plage (figure A.9B). On peut voir que ce paramètre prend des valeurs plus élevées (on se rapproche du critère de Thornton and Guza (1983),  $\gamma = 0.59$ ) lors des événements de tempête, ce qui, dans le cas de Porsmilin, indiquerait que les vagues ont déferlées avant le capteur et que lors de tempête, la zone de surf s'étend bien au delà du dernier capteur de bas de plage.

### A.3.2 Réflexion à la côte

A partir des données récoltées, on calcule le coefficient de réflexion sur trois bandes de fréquences correspondant aux ondes infra-gravitaires ( $f < 0.002Hz$ ), à la houle (ici  $0.002Hz < f < 0.01Hz$ ) et à la mer de vent (ici  $0.08Hz < f < 0.2Hz$ ). On utilise pour cela la méthode à trois sondes (Rey et al., 2002; Drevard et al., 2009) sur les capteurs BRE1 à BRE3. On peut alors tracer le coefficient de réflexion en fonction de la fréquence (figure A.10). On choisit la fréquence moyenne de chaque bande comme fréquence de référence. On peut faire deux observations principales :

- Le coefficient de réflexion est plus important pour les ondes infra-gravitaires que pour la houle ou la mer de vent.

— On observe une dispersion importante du coefficient de réflexion dans la bande infra-gravitaire.

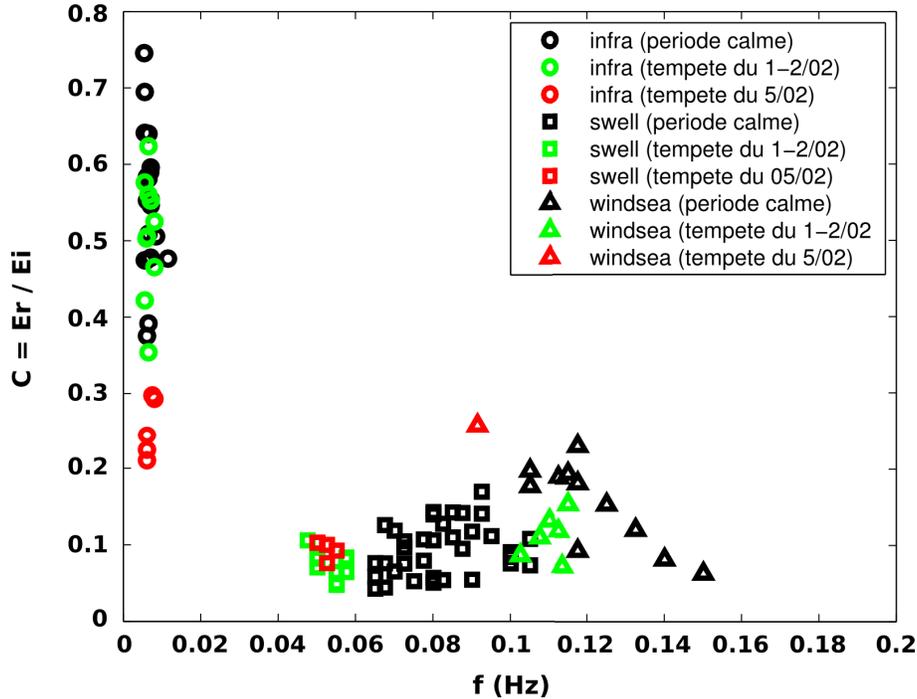


FIGURE A.10 – Coefficient de réflexion en fonction de la fréquence, pour différentes bandes de fréquences correspondant aux ondes infragravitaires, à la houle et à la mer de vent.

On s'intéresse maintenant uniquement à la bande infra-gravitaire pour tenter de cerner l'origine de la dispersion du coefficient de réflexion observée dans cette bande de fréquence. Pour cela, on trace le coefficient de réflexion en fonction de la hauteur significative des vagues dans la bande infra-gravitaire (figure A.11).

On peut voir que le coefficient de réflexion diminue quand la hauteur significative augmente (lors des épisodes de tempête). Il est intéressant de noter que cette observation a pu se faire uniquement parce que le dispositif de mesure a subi des conditions de forçages particulièrement importantes pendant le déploiement. Malheureusement nos observations se limite à une période assez courte (du 31 janvier au 5 février 2014), ce qui ne nous permet pas de généraliser cette hypothèse pour les autres événements de tempêtes qui se sont succédé lors de l'hiver 2013-2014.

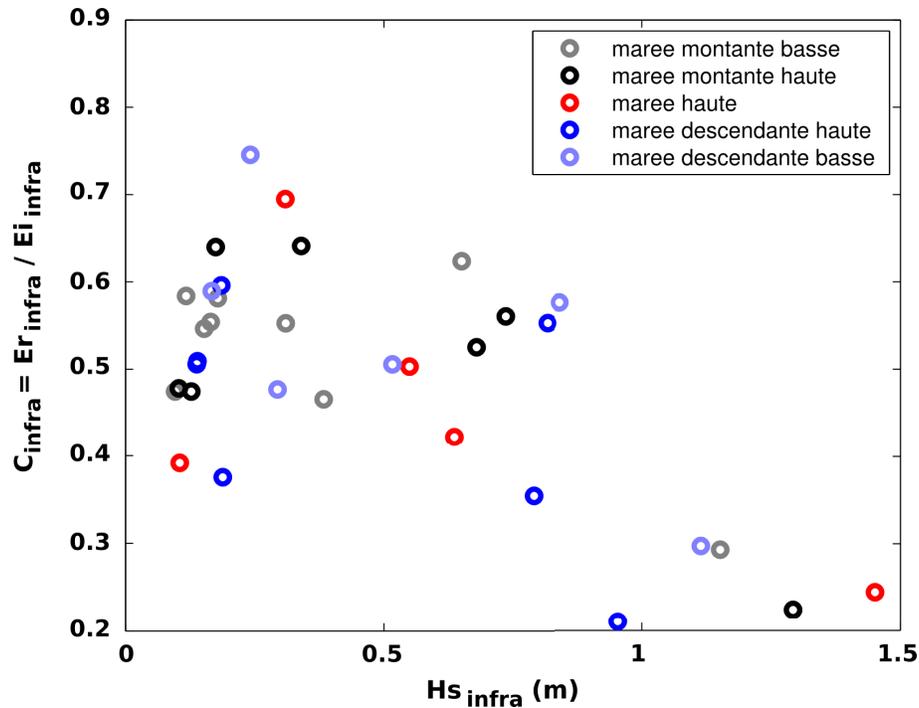


FIGURE A.11 – Coefficient de réflexion en fonction de la hauteur significative des vagues pour la bande de fréquence infra-gravitaire.

## A.4 Conclusion

Nous avons donc un suivi instrumenté de deux tempêtes importantes sur une plage de poche en Bretagne Occidentale. Les données rappellent des observations classiques, à savoir qu'en période de tempêtes on a des conditions dissipatives avec beaucoup d'énergie dans la bande infragravitaire, et tendent à montrer une observation plus originale qui est que, lorsque l'on a beaucoup d'énergie, les ondes infra-gravitaires ne sont plus totalement réfléchies. Ceci rappelle l'hypothèse de saturation des ondes longues de Sénéchal et al. (2011), mais aurait nécessité une base de données plus conséquente et plus fiable pour être analysé.

## Annexe B

Circulation souterraine sous la zone de swash (XIV<sup>ème</sup> Journées Nationales Génie Côtier - Génie Civil, 2016)





## Circulation souterraine sous la zone de swash

Lise PETITJEAN<sup>1,2</sup>, Damien SOUS<sup>1,2</sup>, Frédéric BOUCHETTE<sup>3</sup>,  
Vincent REY<sup>1,2</sup>, Samuel MEULE<sup>4</sup>, François SABATIER<sup>4</sup>

1. Université de Toulon, CNRS/INSU, IRD, Mediterranean Institute of Oceanography (MIO), UM 110, 83041 Toulon Cedex 09, France.
2. Aix Marseille Université, CNRS/INSU, IRD, Mediterranean Institute of Oceanography (MIO), UM 110, 13288 Marseille, France.
3. GEOSCIENCES-Montpellier, Université de Montpellier II, Montpellier, France.
4. CEREGE, Aix-Marseille Université, CNRS UMR 6635, Aix en Provence, France.  
*lise.petitjean@mio.osupytheas.fr ; sous@univ-tln.fr, bouchette@gm.univ-montp2.fr ;  
rey@univ-tln.fr ; meule@cerege.fr ; sabatier@cerege.fr*

### Résumé :

Les plages sableuses constituent une frontière mobile et poreuse entre l'océan ouvert et la terre. La compréhension de la circulation dans les nappes de plage est importante pour une variété de processus physiques, biologiques et chimiques.

On cherche à caractériser in-situ la dynamique souterraine sous la zone de swash. Le site atelier est la plage microtidale de Rousty (Camargue, France). L'étude, réalisée sur 48h les 13 et 14 décembre 2014, fait partie d'une plus grande campagne de mesure visant à caractériser la réponse hydro-morphologique de la plage de Rousty à une saison hivernale. La période présentée ici correspond à la phase de déclin d'une tempête modérée. La stratégie retenue dans le cadre de ce projet a été de déployer un réseau de 15 capteurs de pression enterrés sous la zone de swash. Les caractéristiques des vagues incidentes, à la fois au large et dans la zone de surf interne, ont été mesurées conjointement à l'utilisation d'un LiDAR terrestre haute fréquence permettant de suivre la surface libre et l'évolution du lit sableux à haute fréquence sur la zone de swash.

L'analyse des données moyennées dans le temps a mis en évidence la présence d'un schéma de circulation relativement robuste sous la zone de swash, qui se décale vers le large en suivant la descente du niveau moyen et la diminution de l'activité des vagues. La tendance dominante est un écoulement vers le large, avec une intensité maximale de l'ordre de 0.1mm/s modulé par des infiltrations et exfiltrations dans les parties hautes et basses de la zone de swash, respectivement. L'analyse haute fréquence à des événements de swash sélectionnés ont mis en évidence un cycle souterrain caractéristique.

**Mots-clés :** Nappe de plage, Swash, Hydrodynamique côtière.

### 1. Introduction

La dynamique souterraine des nappes de plage fait l'objet d'un intérêt croissant depuis les dernières décennies en raison de son application à de nombreux processus

## *Thème 1 – Hydrodynamique côtière*

physiques, biologiques ou chimiques. En effet, les plages sableuses constituent une barrière poreuse et mobile entre la terre et la mer. La connaissance des flux souterrains est essentielle pour analyser les échanges d'eau douce et salée entre l'océan, les aquifères côtiers et les lagons, la diffusion des matières dissoutes, telles que nutriments ou contaminants, ou encore les cycles biogéochimiques à l'intérieur même du milieu poreux. À plus petite échelle, les écoulements à travers le lit sableux peuvent affecter le transport sédimentaire en modifiant la structure de la couche limite et le poids relatif des sédiments (TURNER & NIELSEN, 1997 ; TURNER & MASSELINK, 1998).

La principale difficulté de la quantification des flux souterrains dans les nappes de plage réside dans l'impossibilité, considérant l'état actuel de la technologie, de mesurer directement les vitesses d'écoulement d'un fluide à l'intérieur du milieu poreux. L'estimation de l'écoulement souterrain dans les plages sableuses à assez grande échelle est basée sur des mesures de fluctuation de hauteur de la nappe de plage (NIELSEN, 1990). Des descriptions plus fines de la dynamique souterraine de plage sont fournies par des simulations numériques (LI & BARRY, 2000), des expériences en laboratoire (SOUS *et al.*, 2013), ou exceptionnellement des mesures de flux moyens pour les échelles de temps long (LOFI *et al.*, 2013).

L'objectif est ici de présenter une première caractérisation in-situ de la dynamique souterraine de la nappe de plage à l'échelle de la zone de swash. Nous étudions le champ de pression dans la nappe à une résolution et une emprise spatiale suffisantes pour identifier les écarts à l'hypothèse de distribution hydrostatique de la pression dans la nappe, cela afin de comprendre les flux entre la mer et la nappe de plage. Un dispositif expérimental dédié, principalement basé sur des capteurs de pression enterrés et un LiDAR terrestre, a été mis en place pour s'intégrer à la campagne de mesure Rousty201412 réalisée sur le profil de Rousty (Camargue, France) au cours de l'hiver 2014-2015.

### **2. Site d'étude**

Le profil de Rousty est localisé à l'Est des Saintes-Maries-de-la-Mer (Camargue, France), au nord du golfe de Beauduc, dans le delta du Rhône (figure 1A) sur une portion de littoral globalement orientée Est-Ouest. Ce profil est l'objet d'études hydro- et morphodynamiques depuis une quinzaine d'année (SABATIER, 2001). La figure 1B montre un profil typique de plage, avec des étangs en arrière dune, un cordon dunaire organisé en îlots culminants à +5 m, un bourrelet de plage au sommet de l'estran à +1m délimitant une dépression régulièrement ennoyée en hiver, une berme (ou barre de swash) généralement bien développée, et une plage sous-marine présentant plusieurs barres (généralement 2) parallèles au rivages et continues. La granulométrie moyenne est d'environ 200  $\mu\text{m}$ , avec des grains plus grossiers au niveau du rivage. A ce jour la morphodynamique du swash demeure très mal connue et se limite à une approche empirique (SABATIER *et al.*, 2009) qui ignore les processus de circulation de nappe.

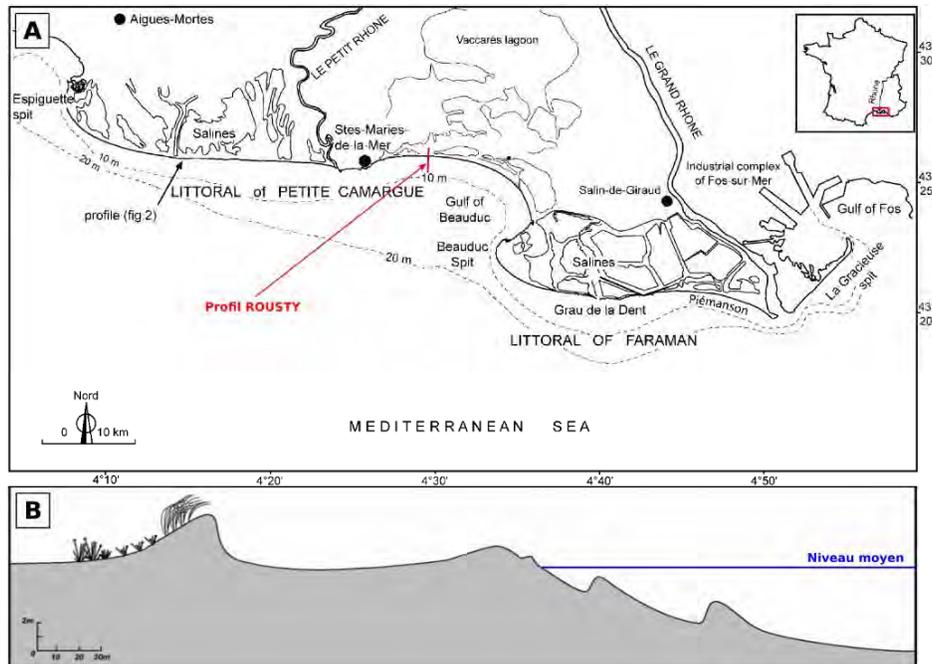


Figure 1. Localisation du site d'étude (A) et profil type de plage (B).

La marée est de type microtidal (de l'ordre de 0.3 m) mais le niveau marin enregistre des variations importantes, avec des surcotes supérieures à +1 m, ainsi que des décotes jusqu'à -0.5 m NGF. Les vents dominants sont caractérisés par deux secteurs principaux: les vents de secteur Nord-Ouest de Mistral et de Tramontane et les vents de secteur Sud (WSW et SE) associées aux tempêtes. Les vagues sont caractérisées par deux régimes principaux : les houles de beau temps, de secteur Sud-ouest associées aux vents de terre, sont les plus fréquentes mais de relativement faible énergie, et les houles de tempêtes, de secteur Sud-Est associées aux vents de mer, de plus forte énergie. La période présentée ici correspond à la phase de déclin d'une tempête modérée. L'apex de la tempête est caractérisé par des vents modérés (10 m/s) du secteur Sud-Est, des vagues de secteur Sud de hauteur 1.5 m et de période 8 s, pendant une période de surcote (+0.4 m NGF).

### 3. Dispositif expérimental

L'étude de la dynamique souterraine de la zone de swash se fait à l'aide d'un réseau de cinq piquets espacés de 2.5 m horizontalement, sur lesquels sont répartis quinze capteurs de pression nommés G1t à G5b (figure 2). Le chiffre indique la position cross-shore du piquet et la lettre indique la position verticale (t, m et b pour top, middle et bottom respectivement). Les capteurs sont équipés d'un système de protection composé d'une toile filtrante de maille 80 $\mu$ m recouverte d'un grillage plastique de maille 5mm qui les préserve de l'infiltration de sédiment et des chocs sur la membrane. Tous les

## Thème 1 – Hydrodynamique côtière

capteurs sont connectés à un ordinateur situé sur un échafaudage, ce qui permet une synchronisation robuste des enregistrements. Les capteurs ont été positionnés au DGPS à la mise en place et au retrait, et calibrés en laboratoire avant et après le déploiement in-situ.

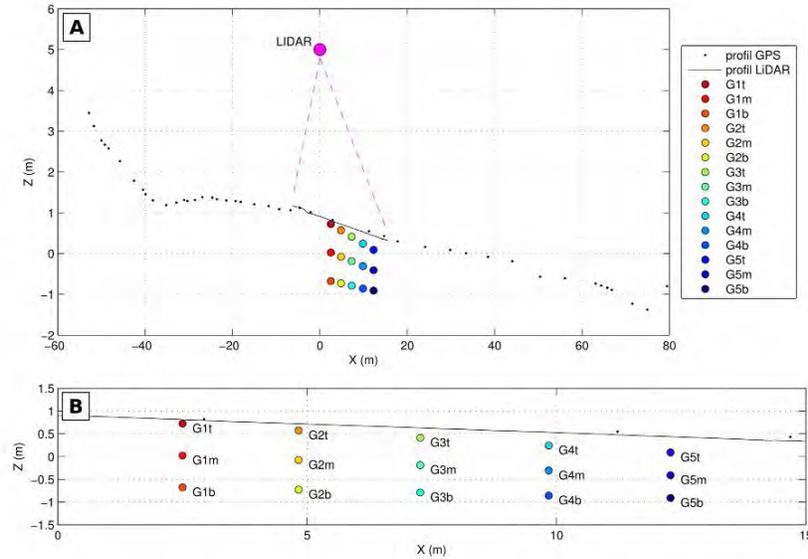


Figure 2. Profil de plage et disposition des appareils dans le dispositif expérimental (A) et détail du réseau de capteurs de pression (B).

Les mesures de pression relative (directement compensée de la pression atmosphérique) sont acquises à une fréquence d'échantillonnage de 10 Hz et varient dans une gamme de 0 à  $4 \cdot 10^4$  Pa avec une résolution de l'ordre de 10 Pa. Pour chaque capteur on calcule la hauteur de pression relative  $h = P/\rho g + Z_c$  (GILES, 1984) avec P la pression relative,  $\rho$  la masse volumique de l'eau de mer et  $Z_c$  la position verticale du capteur dans le référentiel altimétrique RGF93. Cette hauteur de pression sera égale à la position du toit de la nappe de plage si et seulement si la distribution de la pression dans le massif poreux est purement hydrostatique. Or nos mesures mettent précisément en évidence la présence de gradients de hauteur de pression, à la fois horizontaux et verticaux, qui ne permettent pas d'assimiler la hauteur de pression mesurée à l'élévation du toit de la nappe. Ces gradients induisent un écoulement dans le milieu poreux dont la vitesse peut être calculée selon la loi de Darcy :

$$\vec{V} = -K \vec{\nabla} P \quad (1)$$

Avec  $\vec{V}$  le champ de vitesse 2D (selon un plan vertical) et K la conductivité hydraulique estimée à 0.066 cm/s (BEAR, 1972).

L'interface entre l'air et le milieu étudié (alternativement le swash ou le lit sableux lors des cycles uprush/backwash) est capturée par un scanner laser 2D (LiDAR) installé à

5m sur l'échafaudage (figure 2A). La position du lit sableux peut être extraite en chaque point du profil en raison du fait que, lorsqu'il est découvert, le lit renvoie un signal quasi-constant. L'installation et le traitement des données sont détaillés dans les travaux de MARTINS *et al.* (2016).

Un profileur de courant RDI 600kHz ADCP, situé dans environ 6m d'eau, nous donne les forçages de vague au large ( $H_s$  et  $T_p$ ), et deux capteurs de pression autonomes nous permettent de suivre l'évolution du niveau moyen dans la zone de surf interne et plus au large (dans environ 4 m d'eau).

#### 4. Aperçu des données obtenues

La figure 3A présente la série temporelle de la hauteur de pression pour le capteur G3t (milieu de la zone, haut du piquet) ainsi que la position du lit sableux mesurée par le LiDAR. La tendance générale sur la période de mesure est une décote progressive du niveau moyen (de l'ordre de 25 cm sur 24h) et une diminution de l'activité des vagues ( $H_s$  passe de 1.7 à 0.9 m). Les figures 3B-D correspondent à des fenêtres de 10 minutes caractéristiques de différents cas de mesure. Le LiDAR renvoie la position du lit sableux lorsque celui-ci est découvert, soit entre deux swash. Sur les trois cas B-C-D présentés, on note, lorsque le sable est découvert et que la plage reste saturée (le toit de la nappe de plage coïncide avec la position du lit), le bon accord entre les mesures par LiDAR et celles par capteurs de pression : les paliers observés dans le signal de pression correspondent à la position du lit.

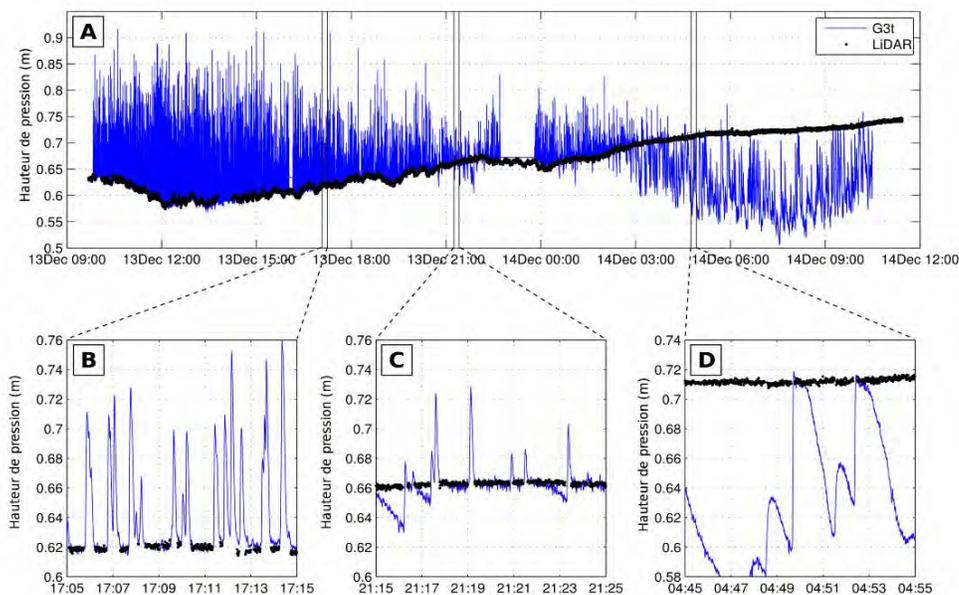


Figure 3. Hauteur de pression instantanée au capteur G3t et position du lit sableux donnée par le LiDAR (A), zooms sur différentes phases caractéristiques (B, C et D).

## Thème 1 – Hydrodynamique côtière

Dans le cas B, le niveau moyen est encore haut, les swash sont très rapprochés et, lorsque le lit est découvert, la plage reste saturée. Dans le cas C, les swash atteignant le capteur sont moins nombreux. Les temps séparant deux swashes consécutifs sont plus longs, ce qui peut permettre à la nappe de décrocher du lit sableux : la surface à pression atmosphérique mesurée par le capteur de pression enfoui ne coïncide plus avec la surface du sable mesurée par le LiDAR et descend progressivement sous celle-ci jusqu'à l'arrivée d'un nouvel événement de swash. Notons ici que, en accord avec la description de TURNER et NIELSEN (1997), on ne discute que de la position du sommet de la nappe entendu comme l'isosurface de pression atmosphérique, les effets de saturation/désaturation du sable ne peuvent pas être détaillés ici. Dans le cas D, les swash n'atteignent plus le capteur qu'épisodiquement et le lit sableux reste découvert sur de longues périodes. La correspondance entre le sommet de la nappe (mesure par capteur de pression) et le lit sableux (mesure LiDAR) n'est observée que brièvement après les gros événements de swash.

### 5. Dynamique moyenne

La figure 4 montre l'évolution de la hauteur de pression moyennée sur 30 minutes pour chaque capteur de pression du réseau. La tendance principale montre une décroissance de la hauteur de pression au cours du temps, associée au recul de la zone de swash pendant le tombant de tempête du 13 et 14 décembre. Si la nappe de plage était horizontale et la pression répartie de manière hydrostatique, on aurait la même hauteur de pression à tous les capteurs. Les écarts observés entre les capteurs d'un même piquet et entre les piquets induisent des gradients de pression verticaux et horizontaux. Ces gradients de pression traduisent une circulation dans la nappe plage à l'échelle de la zone de swash.

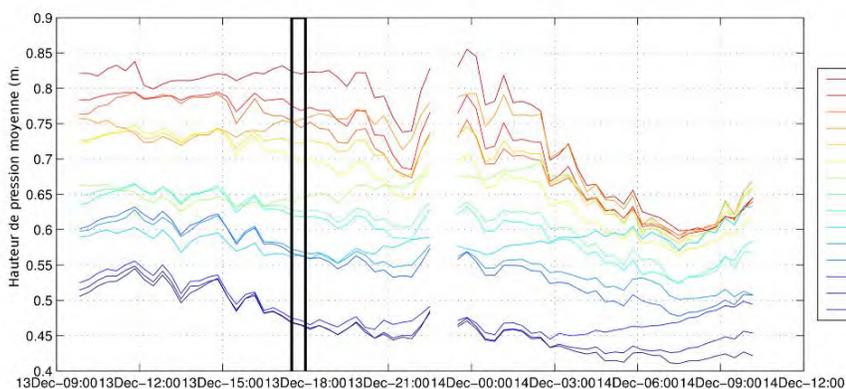


Figure 4. Hauteur de pression moyennée sur 30 minutes.

Afin d'illustrer cette circulation moyenne, nous avons choisi de nous focaliser sur une période de 30 minutes lorsque la zone de swash est située encore assez haut par rapport au réseau de capteurs de pression, soit le 13 décembre de 17h30 à 18h (encadrée en noir sur la figure 4).

La figure 5 représente la hauteur de pression moyennée ainsi que le champ de vitesses correspondant aux gradients de pression qui en découle. Le champ de pression dans la nappe a été linéairement interpolé à partir des données discrètes de capteurs de pression (triangulation). Les vitesses d'écoulement ont ensuite été estimées à l'aide de la loi de Darcy (équation 1). La vitesse maximale pour cet exemple est de  $4.3 \cdot 10^{-5}$  m/s.

La circulation moyenne est clairement bi-dimensionnelle, ce qui correspond à la présence de gradients de pression horizontaux et verticaux. La tendance dominante est un écoulement vers le large. On note également la présence d'une cellule de circulation avec une forte infiltration dans le haut de la zone de swash au niveau des piquets G1 et G2 et une tendance plus faible à l'exfiltration dans la partie inférieure de la zone de swash au niveau du piquet G4.

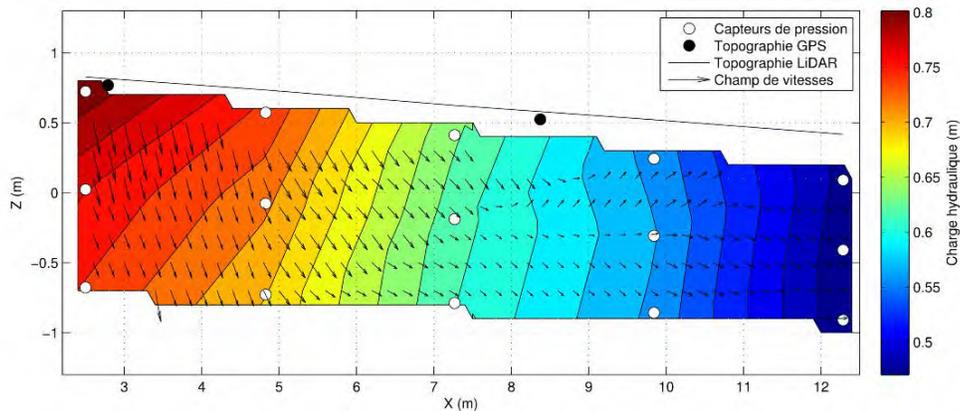


Figure 5. Représentation 2D de la répartition de la hauteur de pression moyennée sur 30 minutes et champ de vitesses estimé pour cette période.

## 6. Conclusion

Cette communication présente des données de terrain originales visant à caractériser la dynamique souterraine in-situ de la nappe de plage sous la zone de swash. La période étudiée ici correspond à la phase de déclin d'une tempête modérée caractérisée par des vents du secteur Sud-Est, des vagues de secteurs Sud, ainsi qu'une surcote qui permet la submersion de l'ensemble de la zone d'étude par les swash successifs.

Les écarts de hauteur de pression observés entre les capteurs de pression induisent des gradients de pressions horizontaux et verticaux qui traduisent une circulation dans la nappe de plage sous la zone de swash. La circulation moyenne a été étudiée pour une période de 30 minutes lorsque la zone de swash était située assez haut par rapport au

## Thème 1 – Hydrodynamique côtière

dispositif mis en place. La tendance dominante de cette circulation est un écoulement vers le large, modulé par des flux verticaux plus ou moins importants. On observe notamment une forte infiltration dans le haut de la zone de swash et une exfiltration de moindre amplitude dans la partie inférieure de la zone de swash, qui marque la présence d'une cellule de circulation sous la zone de swash.

La poursuite des travaux concerne la caractérisation de l'évolution de cette circulation moyenne sur l'ensemble de la période en suivant le déplacement de la zone de swash vers le large en réponse à la diminution du niveau moyen et de l'énergie des vagues ainsi que la circulation instantanée en réponse au passage d'un événement de swash.

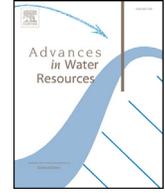
### 7. Références bibliographiques

- BEAR J. (1972). *Dynamics of fluids in porous media*. Dover publication, New York.
- GILES, R. V. (1984). *Mécanique des fluides et hydraulique*, série Schaum, Mc Graw-Hill, New York.
- LI L., BARRY D.A. (2000). *Wave-induced beach groundwater flow*. *Advances in Water Resources*, Vol. 23, pp 325-337. [http://dx.doi.org/10.1016/S0309-1708\(99\)00032-9](http://dx.doi.org/10.1016/S0309-1708(99)00032-9)
- LOFI J., PEZARD P., BOUCHETTE F., RAYNAL O., SABATIER P., DENCHIK N., LEVANNIER A., DEZILEAU L., CERTAIN R. (2013). *Integrated onshore-offshore investigation of a mediterranean layered coastal aquifer*. *Groundwater*, Vol. 51, pp 550-561. <http://dx.doi.org/10.1111/j.1745-6584.2012.01011.x>
- MARTINS K., BLENKINSOPP C.E., ZANG J. (2016). *Monitoring Individual Wave Characteristics in the Inner Surf with a 2- Dimensional Laser Scanner (LiDAR)*. *Journal of Sensors*, Article ID 7965431, 11 p. <http://dx.doi.org/10.1155/2016/7965431>
- NIELSEN P. (1990). *Tidal dynamics of the water table in beaches*. *Water Resources Research*, Vol. 26, pp 2127-2134. <http://dx.doi.org/10.1029/WR026i009p02127>
- TURNER I.L., MASSELINK G. (1998). *Swash infiltration-exfiltration and sediment transport*. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 103, pp 30813-30824. <http://dx.doi.org/10.1029/98JC02606>
- TURNER I.L., NIELSEN P. (1997). *Rapid water table fluctuations within the beach face : Implications for swash zone sediment mobility ?* *Coastal Engineering*, Vol. 32, pp 45-59. [http://dx.doi.org/10.1016/S0378-3839\(97\)00015-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0378-3839(97)00015-X)
- SABATIER F. (2001). *Fonctionnement et dynamiques morpho-sédimentaire du littoral du delta du Rhône*. Thèse Université d'Aix-Marseille III.
- SABATIER, F. ANTHONY, E.J., HEQUETTE, A., SUANEZ, S., MUSEREAU, J., RUZ, M.H., REGNAULD, H. (2009). *Morphodynamics of beach/dune systems : examples from the coast of France*. *Géomorphologie : relief, processus et environnement*, Vol. 15(1), p. 3-22. <http://dx.doi.org/10.4000/geomorphologie.7461>
- SOUS D., LAMBERT A., REY V., MICHALLET H. (2013). *Swash-groundwater dynamics in a sandy beach laboratory experiment*. *Coastal Engineering*, Vol. 80, pp 122-136. <http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2013.05.006>

## Annexe C

Field evidence of swash groundwater circulation in the microtidal rousty beach, France (Advances in Water Resources, 2016)





## Field evidence of swash groundwater circulation in the microtidal rousty beach, France



Damien Sous<sup>a,b,\*</sup>, Lise Petitjean<sup>a,b</sup>, Frédéric Bouchette<sup>c</sup>, Vincent Rey<sup>a,b</sup>, Samuel Meulé<sup>d</sup>, Francois Sabatier<sup>d</sup>, Kévin Martins<sup>e</sup>

<sup>a</sup> Université du Sud Toulon-Var, CNRS/INSU, IRD, MIO, UM 110, 83051 Toulon Cedex 9, France

<sup>b</sup> Aix-Marseille Université, CNRS/INSU, IRD, MIO, UM 110, 13288 Marseille cedex, France

<sup>c</sup> GEOSCIENCES-Montpellier, Université de Montpellier II, Montpellier, France

<sup>d</sup> CEREGE, Aix-Marseille Université, CNRS UMR 6635, Aix en Provence, France

<sup>e</sup> WEIR, University of Bath, Bath, UK

### ARTICLE INFO

#### Article history:

Received 19 April 2016

Revised 16 September 2016

Accepted 16 September 2016

Available online 17 September 2016

#### Keywords:

Swash zone

Groundwater circulation

Sand beach

Porous media

### ABSTRACT

This manuscript reports on a novel field experiment carried out on a microtidal beach in Camargue, France. For the first time in the field, a comprehensive description of the groundwater dynamics under sandy beach swash zone is presented. A cross-shore network of 15 buried pressure sensors is combined with terrestrial LiDAR measurements to study the swash-groundwater dynamics. The presented data focus on the decay of a moderate storm which allows to monitor the evolution of the groundwater pressure field in response to the retreat of the swash zone. Both horizontal and vertical head gradients are measured within the porous sand soil to estimate the groundwater flow field using Darcy's law. Time-averaged analysis demonstrates the presence of a rather consistent groundwater circulation pattern under the swash zone, shifting offshore with the swash zone. The main tendency is an offshore directed flow, with infiltration/exfiltration in the upper/lower parts of the swash zone. Time-resolved analysis highlights the typical groundwater response to swash events which consists mainly of an overall infiltration flow during the bed inundation by the swash tongue, a seaward flow during the swash retreat and, for long backwash events, a localized exfiltration flow under the next incoming uprush.

© 2016 Elsevier Ltd. All rights reserved.

### 1. Introduction

Since Waddell's early work (Waddell, 1973; 1980), groundwater dynamics in sedimentary beaches has attracted increasing interest during the past few decades due to its implications to a wide range of physical, biological and chemical processes. The beach face being a mobile and porous boundary between land and open sea, the determination of groundwater fluxes is of primary importance to quantify the exchanges of fresh/salt water between ocean, coastal aquifers and lagoons at various spatial scales, from passive margin (Lofi et al., 2013) to the nearshore scale (see e.g. Burnett et al., 2006; Robinson et al., 2006). Groundwater fluxes also control the diffusion of dissolved materials, such as nutrients or pollutants (Anschutz et al., 2009; Sawyer et al., 2014), or the biogeochemical cycles within sedimentary beaches (Charbonnier et al., 2013; McAllister et al., 2015). At smaller scales, through bed percolation flows can affect sediment transport by modifying the swash vol-

ume (although only significant for gravel bed), the boundary layer structure (Conley and Inman, 1994; Corvaro et al., 2014a, 2014b) and the relative weight of sediment (Turner and Masselink, 1998). The two latter effects are competing through the sediment grain size: for a fine sand (i.e. grain diameter less than 0.4–0.6 mm), the cumulated effect of in/exfiltration flows on a swash cycle favors offshore transport, while for coarser sand the net transport is onshore (see e.g. Austin and Masselink, 2006; Butt et al., 2001; Chardón-Maldonado et al., 2015; Karambas, 2003).

In the field, the main difficulty in quantifying groundwater fluxes resides in the impossibility, with the current state of technology, to directly measure flow velocities within the porous soil. Subterranean flows within sedimentary beaches or coastal barriers are indirectly carried out at large scale from measurements of watertable fluctuations (Nielsen, 1990; Turner et al., 1997). Finer descriptions of beach groundwater dynamics are alternatively provided by numerical simulations (Li and Barry, 2000) or laboratory experiments (Cartwright et al., 2004; Shoushtari et al., 2015; Sous et al., 2013; Steenhauer et al., 2011; Turner et al., 2016; Turner and Masselink, 2012). Above the intersection between watertable

\* Corresponding author.

E-mail address: [sous@univ-tln.fr](mailto:sous@univ-tln.fr) (D. Sous).

and beach surface, the dynamics of sand saturation in response to waves and tides is quite complex (Turner, 1993). A great insight into infiltration/discharge processes leading to saturation fluctuations at multiple timescales has been brought by recent laboratory (Steenhauer et al., 2011), field (Heiss et al., 2015; 2014) and numerical studies (Geng and Boufadel, 2015). The time-averaged groundwater flow under an active swash zone generally consists in a localized seaward circulation cell which is predominantly controlled by waves action at the beach face. In their large-scale experiment, Turner et al. (2016) additionally observed a flow division near the top of the swash zone: the groundwater flow is seaward under the swash zone and landward beyond the top of the swash zone. They also showed the dominant effect of waves with respect to the weak role played by the variations of back-barrier lagoon water level. The presence of exfiltration flow under or offshore the swash zone has also been observed for both time-averaged or single swash event dynamics (Li and Barry, 2000; Sous et al., 2013; Turner et al., 2016).

Most of the studies of swash-groundwater processes have been dedicated to the characterization of sub-surface pressure gradients (see Horn, 2006 for a review) in the saturated beach or the analysis of saturation dynamics in the upper swash zone (Heiss et al., 2015). The objective of the present paper is to present a first comprehensive field characterization of groundwater dynamics in the permanently saturated area at the whole swash zone scale. In particular, groundwater pressure fields are monitored at high resolution deep in the soil allowing the identification of any deviation to the hydrostatic equilibrium and, consequently, any pressure gradient induced groundwater flow. As a part of a larger nearshore experiment, a swash-dedicated experimental set-up, mainly based on buried pressure sensors and terrestrial LiDAR, has been deployed on Rousty beach in Camargue (France) during the winter season 2014–2015.

## 2. Field site and experimental setup

### 2.1. Rousty beach

The studied site is the microtidal Rousty beach located on the Mediterranean coast of France in the National park of Camargue. Hydro- and morphodynamics features of Rousty sand beach have been monitored for 15 years (see Ouahsine et al., 2013; Sabatier, 2001, 2008; Sabatier et al., 2009a, 2009b). Fig. 1 shows a schematic profile of Rousty beach with a typical fair weather swash bar below the berm, while the profile measured during the present experiment, smoothed by the winter wave climate, is displayed in Fig. 2. A nearshore bar, out of scale in Fig. 2, is located at about  $X = 170$  m and  $Z = -0.8$  m in the local datum (see below for details). The mean sediment size is around  $200 \mu\text{m}$  and its distribution is quite homogeneous over the studied area in the 3–4 m surface layer (Sabatier, 2001). Deeper in the soil, harder clay layers have been observed during the tubes burying but a proper characterization would have required coring and seismic analysis, which lies outside the scope of the present paper dedicated to swash processes. No rainfall have been observed during the present campaign and no groundwater or surface fresh water inputs have been identified in the surrounding area (De Montety, 2008). The following analysis of swash zone groundwater dynamics will then be carried out assuming a homogeneous sediment and neglecting any density gradient effects. The tide range is small (around 0.3 m). However, the mean water level shows significant fluctuations, rising to more than 1 m under South-Easterly wind and low atmospheric pressure conditions associated to storms striking the northern Gulf of Lions. Setdown can reach  $-0.5$  m during Northerly (Mistral), North-Westerly (Tramontane) winds and high pressure conditions. Mistral and Tramontane show mean velocities

around 11 m/s and maxima greater than 20 m/s. West to South-West winds and South-East winds associated to storms show similar mean and maximal values. Wave climate is bimodal. The most frequent wave conditions (so-called fair weather waves) are short ( $T_p < 6$  s), small ( $0.5 < H_s < 1$  m) with a dominant incoming direction from South-West. Storm waves are generated by South-East winds and have a typical Mediterranean signature ( $H_s > 2$  m and  $T_p > 7$  s), i.e. generally short-crested and broad-banded storm waves. The most eastern swells are refracted by the Beauduc spit before entering the Gulf of Beauduc, which reduces (but does not nullify) the wave incidence at the selected site.

### 2.2. Instrumentation and methods

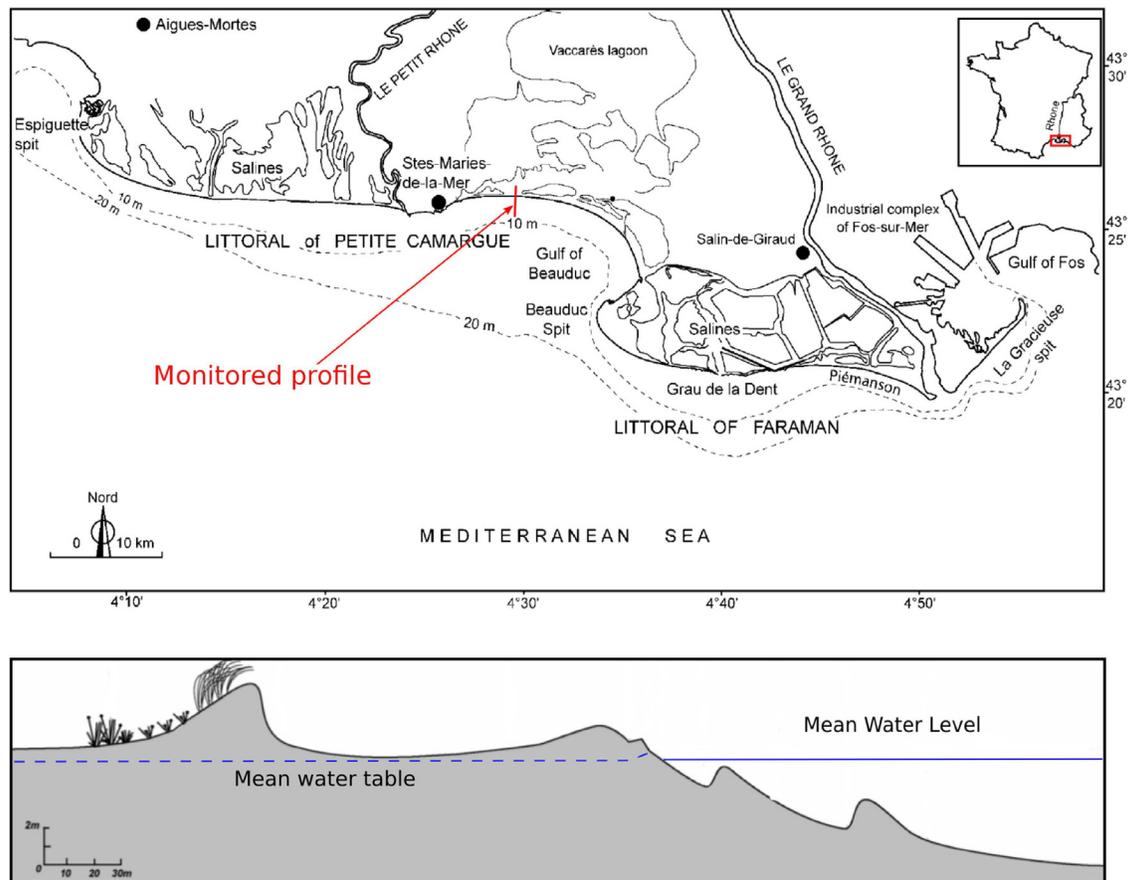
A sizeable network of instruments has been deployed for three months from November 2014 to February 2015 to characterize the hydro-morphodynamical beach processes during the winter season. The present study focuses on higher resolution measurements of swash zone groundwater dynamics carried out during a ten-day campaign. The analysis proposed here was performed on a nearly continuous 24 h-long acquisition period from December 13, at 9:30AM till December 14, 10:00AM. A moderate storm hit the site during the previous night, allowing a complete inundation of the berm (and thus the measurement area). The period considered in this work corresponds to the storm tail which is, as shown later, of particular interest to monitor the comprehensive groundwater circulation pattern under the swash zone. Before and after this storm, strong offshore winds, high atmospheric pressure and weak wave energy maintained the swash zone away from the instruments.

The set of instruments mainly consisted in 15 buried pressure sensors and LiDAR measurements. The pressure sensors (STS ATM) measure relative pressure in the  $0\text{--}4 \times 10^4$  Pa with a resolution about 10 Pa. The offshore wave forcing is provided by an RDI 600 kHz Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP, 7 m deep). Two additional (autonomous) pressure sensors were deployed to measure the Mean Water Level (MWL, affected by wave setup) at the end of the inner surf zone and the offshore Still Water Level (SWL, measured at a depth of 7 m, i.e. far from the breaking zone considering the wave conditions). The cross-shore distances from the LiDAR tower are 37.8 and 710 m for the MWL (surf zone) and SWL (offshore) sensors, respectively. Two altimetric surveys were conducted with RTK-DGPS and tacheometer in the morning and in the afternoon of the 13th of December (around 8:30AM and 2:30PM, respectively). An overview of the experimental setup and beach morphology is shown in Fig. 2.

In the following, the vertical coordinate  $Z$  refers to the vertical position in the French national reference frame NGF, while the cross-shore horizontal position  $X$  is positive seaward and defined, for the sake of simplicity in this swash-focused study, from the LiDAR location (i.e.  $X_{\text{LiDAR}} = 0$ ).

#### 2.2.1. Lidar measurements

A 2-dimensional laser scanner (LiDAR) was deployed on a 5m high scaffold structure. Despite of some limitations (Almeida et al., 2015; Blenkinsopp et al., 2010), such instruments are increasingly used to measure, at high frequency and fine spatial resolution, both bed and free surface dynamics over the inner surf and swash zones. In the swash zone, the LiDAR captures a moving interface which is alternatively dry and wet in response to the up-rush/backwash cycles. Sand bed elevation can be extracted at each cross-shore position owing to the fact that, when uncovered, the bed sends back a nearly constant signal. The LiDAR angular resolution is  $0.1667^\circ$  leading to a spatial resolution between 1 and 2 cm in the considered area. All details of the present setup and data processing can be found in Martins et al. (2015).



**Fig. 1.** Site location and typical beach profile (from Sabatier, 2001). Indicative mean water and groundwater table elevations are depicted for typical fair weather conditions, with the expected humped watertable shape under the swash zone.

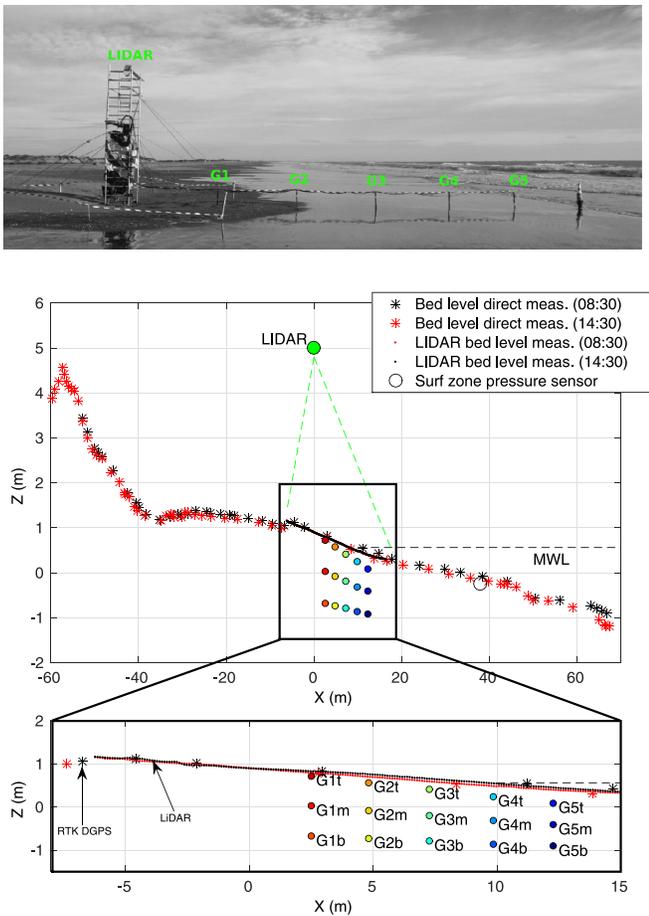
For illustration purpose, Fig. 3 shows the bed time evolution for five selected cross-shore positions (the positions of each pressure sensor, see Fig. 2). Offshore (SWL) and surf zone (MWL) mean water levels as well as offshore wave forcing (over successive 30 min bursts) are also depicted. An erosive trend occurs during the first three hours of measurements; then tendency changes to accretion at each position. More precisely, it is observed that bed in the swash zone is strongly affected by the mean water level (MWL) fluctuations. As long as the considered position is affected by swash motions, each MWL increase is related to a decrease of the bed elevation. In addition, the comparison of MWL and SWL (Still Water Level measured at the offshore pressure sensor) evolutions displayed in Fig. 3 shows the combined influence of waves and tides in the free surface dynamics; the wave setup varies from 13 to 5 cm as the significant wave height decreases from 1.8 to 0.8 m.

### 2.2.2. Pressure measurements

The study of the groundwater swash zone is performed by means of a network of 5 vertical poles equipped with 15 pressure sensors named G1t to G5b (3 pressure transducers per station, see Fig. 2): the number indicates the cross-shore position of the pole while the letter denotes the vertical position (t, m and b for top, middle and bottom, respectively). Spirit-level measurements in both cross-shore and longshore vertical planes have been performed along each pole during burying to ensure the vertical alignment of the pressure sensors. Uncertainties of this method are estimated to be lower than 1%, which is of the same order of accuracy than the pressure sensors measurements. The sensors were protected by a sediment net to prevent sediment infiltration and

sensors membrane damage (Turner and Nielsen, 1997). The sensors were set with upward facing membranes in order to easily vent the protective shelter. They measure relative pressure thanks to a capillary tube which brings atmospheric pressure into the sensor. As long as the sand medium around the sensor is saturated, these pressure sensors can virtually measure negative relative pressure, i.e. absolute pressure lower than atmospheric pressure. All sensors were time-synchronized through a robust time triggering system on a laptop located onto the scaffold structure, where data were logging at the sampling rate of 10 Hz. Each sensor was positioned by DGPS and repeatedly calibrated in laboratory basin both before and after the experimental campaign. The calibration is performed in hydrostatic conditions by immersing the pressure sensors in water basin at rest, at variable depths (from 0.1 to 1.2 m, each 0.1 m). The drifts of the sensors offset were controlled using atmospheric pressure measurements before and after the experiment and, if needed, compensated. Similar procedure is used for the autonomous pressure sensors (OSSl Wave Gauge, range 0–10 m, resolution about 5 mm) dedicated to MWL and SWL measurements. Piezometric head and both vertical and horizontal pressure gradients are calculated inside the sand soil. The relative pressure measurements are in the range  $0 - 4 \times 10^4$  Pa with a resolution of about 10 Pa. For each sensor, the pressure head  $h$  (simply called head hereinbefore) is calculated as  $h = P/\rho g + Z_c$  where  $P$  is the measured relative pressure,  $\rho$  the water density and  $Z_c$  the sensor elevation.

Any departure from the hydrostaticity within the soil is expected to induce groundwater flows, provided that the water flows in the direction of decreasing fluid potential as stated by Darcy's



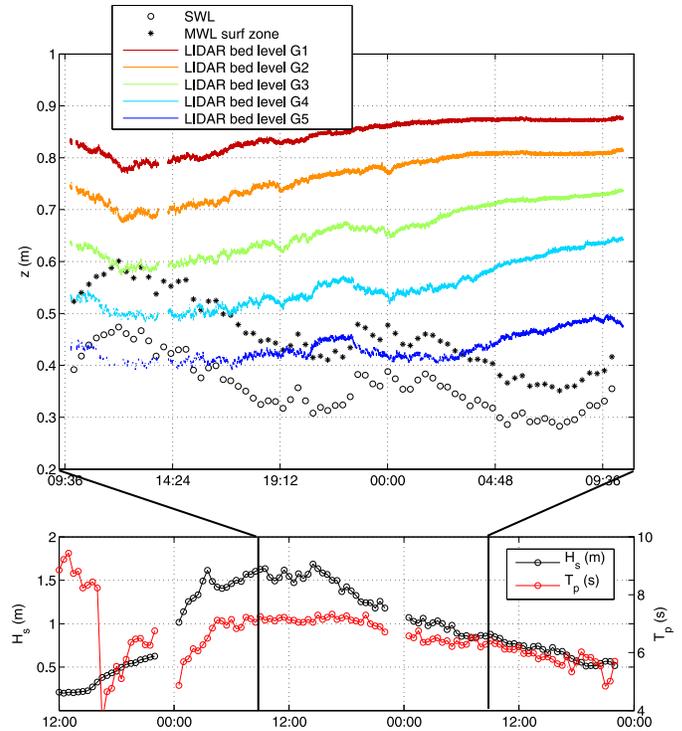
**Fig. 2.** Description of beach cross-shore profile and experimental setup. Top plot is an overview picture taken after the storm. In middle and bottom plots, red and black stars represent the bed level direct measurement by DGPS while red and black dots depict the LiDAR measurements (which appear nearly continuous at the present scale). The large black circle indicates the position of the MWL surf zone pressure sensor. The SWL sensor is far offshore ( $X = 710$  m). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

law. Velocity is thus estimated from the head field as follow:

$$\vec{V} = -\frac{K}{\rho g} \nabla P \quad (1)$$

where  $\vec{V}$  is the 2D (vertical plane) velocity field,  $\rho$  the water density and  $g$  the gravity acceleration. The hydraulic conductivity  $K$  is estimated at  $0.016 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$  using a series of falling head tests (Klute and Dirksen, 1986) from 3 different samples taken at the sand surface along the studied area.

In order to analyse the overall groundwater pressure and velocity fields from discrete measurements points, a triangulation-based natural neighbour interpolation is applied on the pressure data (Sibson, 1981). The choice of a proper interpolation method is not straightforward, in particular in the present case where the vertical spacing between sensors is smaller than the horizontal one. A series of tests has been carried out to compare the interpolated fields provided by four interpolation methods: linear, natural neighbour and cubic triangulations-based and bi-harmonic spline interpolations (MATLAB® 4 method). In addition to a qualitative analysis of the consistency of the resulting fields, a quantitative criterion based on the field divergence is used. Our physical system being long-shore uniform both in terms of hydrodynamical forcing and sediment features, the groundwater circulation is assumed to be also long-shore uniform, at least at the considered scales. This im-



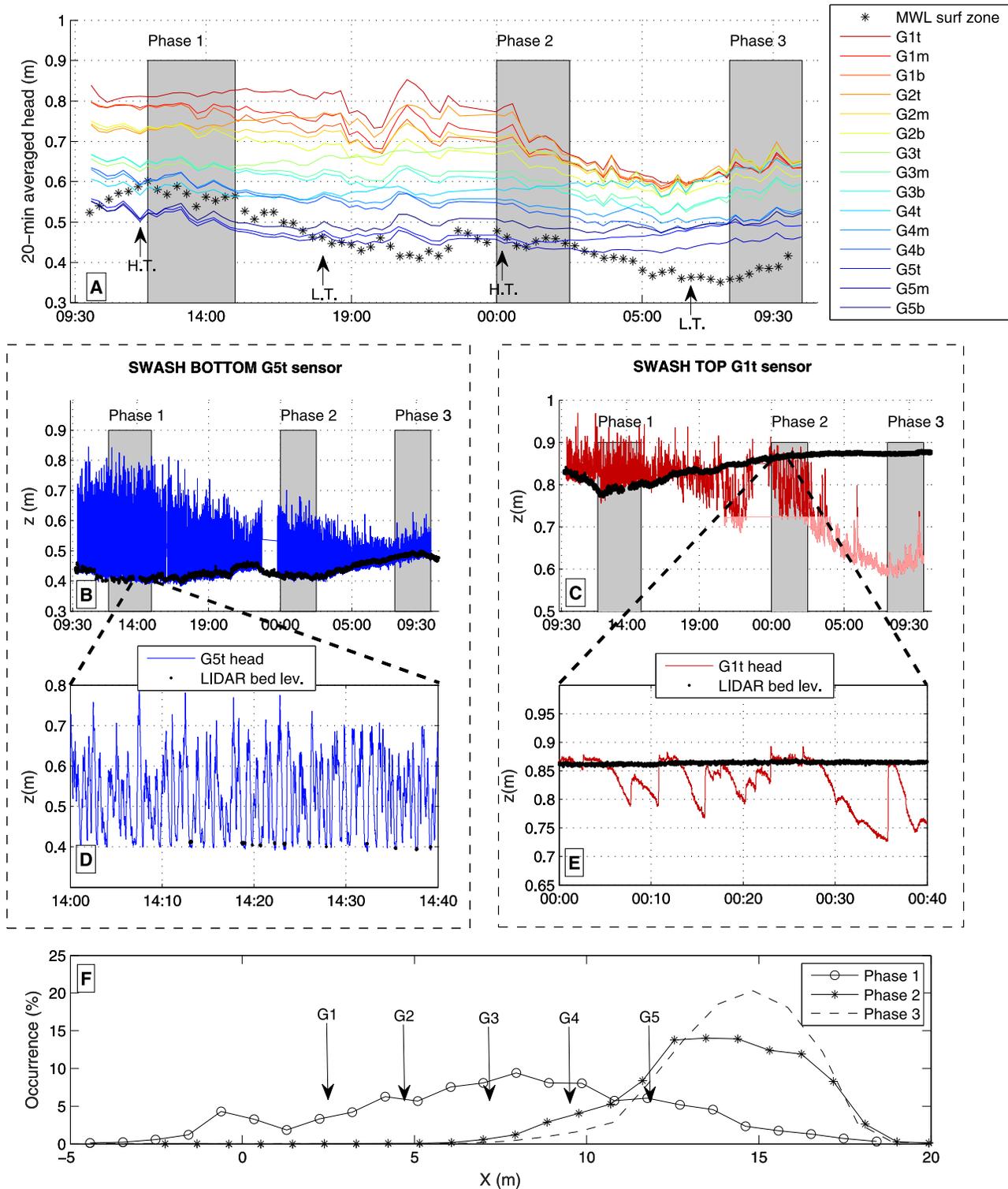
**Fig. 3.** Top: LIDAR bed level measurements above G1, G2, G3, G4 and G5 sensors and time-averaged water level for offshore (SWL) and surf zone (MWL) pressure sensors. Bottom: offshore wave features over the whole storm event.

plies that the divergence of groundwater pressure field (in the vertical plane) should be minimal. For the considered data, the natural neighbour interpolation method has systematically produced the more regular results, evaluated in terms of mean and maximal values as well as the standard deviation of the divergence field, and is thus retained for the calculation of the pressure field over a regular grid.

### 3. Results

#### 3.1. Measurements overview

A first overall insight on the data is provided by Fig. 4. The top panel (A) shows the temporal evolution of the MWL in the surf zone and of the 20 min averaged head at each sensor. It is first observed that, excepted at the most offshore station at the swash base, the watertable is higher than the surf zone MWL. This is consistent with observations of runoff elevating the mean water table under the swash zone (Kang et al., 1994; Turner et al., 1997). The heads measured at the inland sensors are generally higher than those measured seaward. This observation is consistent with the fact that, as long as the watertable remains attached to the sand bed, it follows the seaward lowering of the mean beach topography in the swash zone. Such trend is not clear when the watertable falls below the sand bed, as observed during the last part of the measurement period for the G1–G2 stations (see Fig. 4, A, after 3AM) for which a zero-gradient situation (nearly flat watertable and hydrostatic equilibrium) is measured as discussed later on. The first-order time decrease of each head over approximately 24 h clearly originates from the reduction of the wave forcing ( $H_s$  from 1.8 m to 0.8 m;  $T_p$  from 7.5 s to 5.6 s) and the decrease of regional setup (SWL lowering about 15 cm) during this period. In addition, each head falling clearly follows, with a variable magnitude, two successive patterns of approximately 12 h each. This second-order head oscillation obviously results from the coupling



**Fig. 4.** A: 20 min averaged head at each sensor (colored lines) and surf zone MWL (black flakes), with black arrows indicating high (H.T.) and low (L.T.) tide. B and C: G5t and G1t instantaneous head and LiDAR bed level over the entire dataset (light red line corresponds to measurements performed above the watertable, see text). D and E: G5t and G1t instantaneous head and LiDAR bed level for selected 40-min periods. Note the sparser LiDAR measurements due to rarer drying backwash events. F: probability density for the cross-shore position of the swash front for the three selected periods (vertical arrows indicate the cross-shore position of pressure sensors). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

of the tide excursion (M2 semi-diurnal harmonic component of the order of 20 cm) with the first order tendency. While difficult to interpret in all details oscillations of higher frequencies, head dynamics during the experiment display subtle differential evolutions of neighbouring sensors which drive both horizontal and ver-

tical pressure gradients within the sand soil. In order to highlight the evolution of the groundwater pressure field in response to the global offshore shifting of the swash zone, we select three characteristic 3-hour long periods referred to as Phases (grey block in Fig. 4). Phases 1 and 3 are representative of typical groundwater

states associated to high and low swash zones, respectively. They are largely depicted herein after. Phase 2 illustrates a transitional state between phase 1 and phase 3.

Head timeseries for G1t (swash top sensor) and G5t (swash bottom sensor) sensors are presented in Fig. 4. Panels B and C show the entire measurement dataset while panels D and E focus on selected 40 s period for G1t and G5t sensors, respectively. These zoomed plots, which are detailed below, help to build up a better idea of the collected groundwater pressure data. In addition, bed level measurements by LiDAR are plotted in black dots. To better identify the swash zone extension during the three phases, the occurrence probability of the cross-shore position of the swash front has been extracted from LiDAR data and plotted in Fig. 4 F. The cross-shore locations of pressure sensors are indicated by arrows. During phase 1, the MWL is high (above 0.5 m), the watertable coincides with the sand bed for each sensor and the uprush events largely extend beyond the studied area and cover each sensor. Phase 2 shows the retreat of the swash zone with only 5% and 1% of inundation periods reaching G4 and G3 positions. This trend is even more pronounced for phase 3 with 1.7% and 0.3% of swash events inundating at G4 and G3 sensors.

The G5t head highlights the watertable dynamics in response to the decrease of the MWL in the lower part of the measurement area (see Fig. 4 B–D). All along the experiment, the G5t sensor is driven by regular infragravity swash events. Backwash events are rarely long enough to allow the dry sand bed detection by LiDAR (showed as black dots in Fig. 4B). One can however note that, for the available bed level data, the agreement between bed position measured by LiDAR and G5t head measurement is very good, the discrepancies being explained by the slightly different monitored cross-shore profile and the unknown head gradient between the pressure sensor and the sand bed. This indicates that sand remains always saturated and the watertable attached to the sand bed.

In the upper part of the measurement area, the G1t sensor shows a radically different behaviour (Fig. 4 C–E). Following the swash zone retreat, the sand bed becomes here increasingly exposed during backwash events, allowing more regular LiDAR bed level measurements. From 9:30AM to 5:30PM, the pressure dynamics is similar to the one observed for the G5t sensor (see above). The subsequent decrease of MWL and wave activity induces a retreat of the swash zone. This is illustrated in Fig. 4F: during Phase 2 only very rare and thin uprush events are able to inundate the G1 position and for Phase 3 the swash zone has receded even much lower. This evolution is associated to a progressive lowering of the watertable which falls behind the bed level during the longest backwash events, as demonstrated in Fig. 4E. The asymmetric low frequency oscillations (rapid rise and slow fall) denote typical capillary fringe fluctuations. Note that during the last part of the experiment, the watertable falls up to 10 cm below the G1t sensor which corresponds to negative relative pressure. However, such measurements, which are depicted in light red in Fig. 4C, should be analysed with caution as the groundwater pressure field above watertable is still poorly documented for the sandy beach swash zones. For a more detailed insight of the physical processes driving groundwater pressure fluctuations under the swash zone, the reader is referred to the sounding analysis of Turner and Nielsen (1997) and earlier groundwater works (Hegge and Masselink, 1991). Nevertheless, one notes here that the pressure field at the G1 pole remains remarkably hydrostatic (see Fig. 4, A, Phase 3 or Fig. 5, bottom plot) even few centimeters above the watertable.

### 3.2. Time-averaged dynamics

Fig. 5 depicts the time-averaged head and velocity fields computed over the three selected phases (see Fig. 4). Data are time-

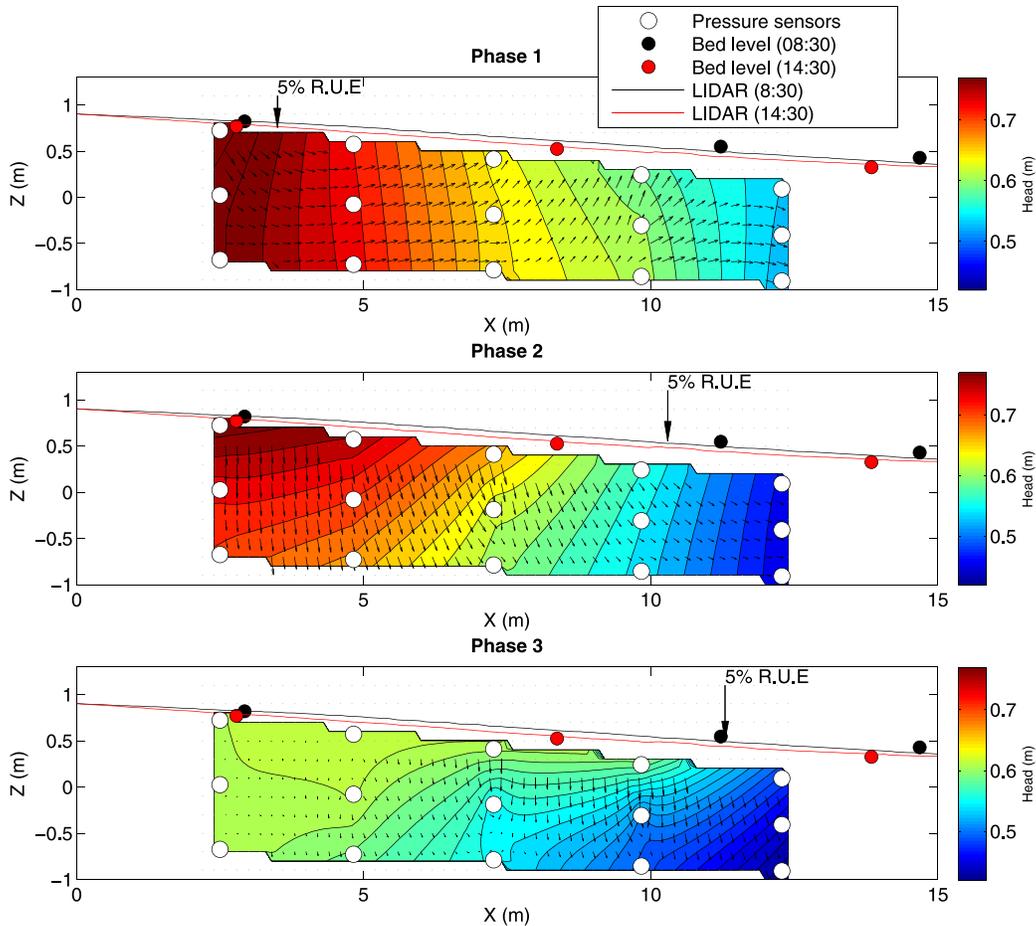
averaged over 3 h acquisition periods. Maximal velocity magnitudes are  $1.5 \cdot 10^{-5}$ ,  $1.4 \cdot 10^{-5}$ , and  $2.4 \cdot 10^{-5}$  m/s for the top, middle and bottom plots, respectively. Sand bed elevation measured by LiDAR and tacheometer on December 13, are shown as well as the locations of buried pressure sensors. The cross-shore position of the swash zone for the selected time period can be found in Fig. 4, F.

The measurements presented in Fig. 5 indicate the presence of a rather consistent groundwater circulation pattern under the swash zone, which shifts offshore as the swash zone retreats with the lowering of MWL. Phase 1 (Fig. 5, top plot) is characterized by a very high swash zone. The measurement area is here under the lower part of the swash zone. The main tendency is a offshore directed groundwater flow. In more details, one notes the presence of a groundwater circulation cell, with a strong infiltration at the inland sensor and an upward directed exfiltration flow under the base of the swash zone. During Phase 2, both MWL and watertable decrease and the swash oscillations occur in the zone  $7 < X < 19$  m (see Fig. 4, F). Strong infiltration is still observed but it now extends to most of the measurement area. An offshore-directed velocity component is also present, but weaker than during Phase 1. Phase 3 (Fig. 5, bottom plot) is characterized by an even more compact swash zone and a much lower watertable. The groundwater pressure becomes nearly hydrostatic in the inland region which is no more affected by uprush events. The flow under the swash zone is nearly a downward infiltration flux.

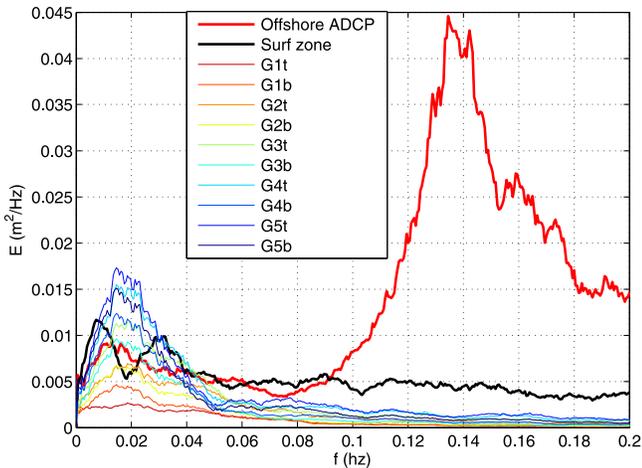
As predicted by previous analytical (Longuet-Higgins, 1983), numerical (Li and Barry, 2000) or laboratory works (Turner et al., 2016), the time-averaged beach groundwater flow in the presence of waves is mainly driven by wave setup and swash uprush. A hydraulic gradient develops across the beachface, resulting in infiltration at the upper swash and exfiltration at the lower swash. The vertical extension of this circulation cell is likely dependent on the presence and the depth of an impervious layer deeper in the soil which cannot be captured by the present instrumentation.

### 3.3. Statistical properties

The analysis of statistical properties of groundwater dynamics is performed during Phase 1 since most of the instrumentation is affected by the swash motion during this phase. Fig. 6 shows the head energy spectrum for top and bottom groundwater pressure sensors, surf zone and offshore wave measurements, computed over the first 30 min of Phase 1. The evolution of the energy distribution in the frequency domain from the forcing, i.e. the incoming swell, to the different measurement groundwater stations is important to understand how and where free surface oscillations are forcing the groundwater flow within the porous media under the swash zone. One notes first the successive transformations of the energy spectrum from offshore measurement (red thick line) where energy is concentrated in the incoming swell band ( $T_p$  at 8.3 s), at surf zone sensor (black thick line) where most of the energy has been transferred in the infragravity band (with two peaks around  $T_p = 35$  and 140 s) and, finally, at the buried pressure sensors for which groundwater head fluctuation energy is nearly negligible above frequency 0.06 Hz. A remarkable feature in the distribution of infragravity energy is the difference between the swash and surf zone measurements. The trough observed for the surf zone sensor around 0.017 Hz can be explained by the presence of a standing wave trapped between the shoreline and the shallow inner bar (bar top around -0.6 m at 70 m seaward the shoreline). The seiche theory with the simple hypothesis of a 1D flat sloping bottom basin of 70 m length (Wilson, 1972) predicts a fundamental mode of basin oscillation at 0.0156 Hz, which nicely fits with the observation. Around this frequency, the swash pressure sensors ( $2 < X < 12$  m) are thus exposed to a seiche anti-node



**Fig. 5.** 3 h time-averaged groundwater head contours (in m) and estimated velocity field for the three selected periods (top: Phase 1, middle: Phase 2, bottom: Phase 3). Maximal velocity magnitudes are  $1.5 \cdot 10^{-5}$ ,  $1.4 \cdot 10^{-5}$ , and  $2.4 \cdot 10^{-5}$  m/s for the top, middle and bottom plots, respectively. Vertical arrows indicate, for each phase, the 5% Run Up Exceedence i.e. the most inland cross-shore location reached by 5% of the uprush events on the selected period.



**Fig. 6.** Energy spectrum for top and bottom groundwater pressure sensors, surf zone and offshore wave measurements.

(i.e. maximal amplitude) while the surf zone pressure sensor ( $X = 37.8$  m), located nearly half way to the bar (bar top around  $X = 90$  m), measures minimal amplitude associated to the standing wave node. A more careful characterization of long wave dynamics has to be carried out to confirm these resonance processes on our

bathymetric profile, but it is out of the scope of the present paper and will be the subject of a future work.

The main trend observed in Fig. 6 is that in the groundwater pressure field fluctuates in the same frequency range than the free surface in the overlying infragravity-driven swash zone. The spectra of head fluctuations show the expected cross-shore evolution: the more landward the measurement in the swash zone, the smaller the remaining energy. One notes also the low-pass filtering role played by the sand soil for G3, G4 and G5 sensors, the bottom sensors showing generally weaker energy than the top ones. This trend tends to reverse higher on the swash in particular for the G1 sensors. At this position, measurements shows that the groundwater pressure fall during long bed-drying backwash events is greater deep in the soil than just beneath the sand surface, producing higher head fluctuations. The G1t sensor shows a peculiar spectrum in Fig. 6, with an absence of energy peak around 0.02 Hz and an increasing energy toward lower frequencies.

The spectral analysis of groundwater head fluctuations helps to understand how free surface wave energy propagates into the soil but does not give a direct insight on the groundwater flows since these latter result also from phase shift of pressure waves. To get a better understanding of the pressure-induced flows within the soil, occurrence probability for each sensor pair (both horizontal and vertical) are computed for the three selected Phases and are depicted in Figs. 7 and 8.

It is recalled here that during Phase 1 the swash zone is quite high, which allows to monitor a large portion of the groundwa-

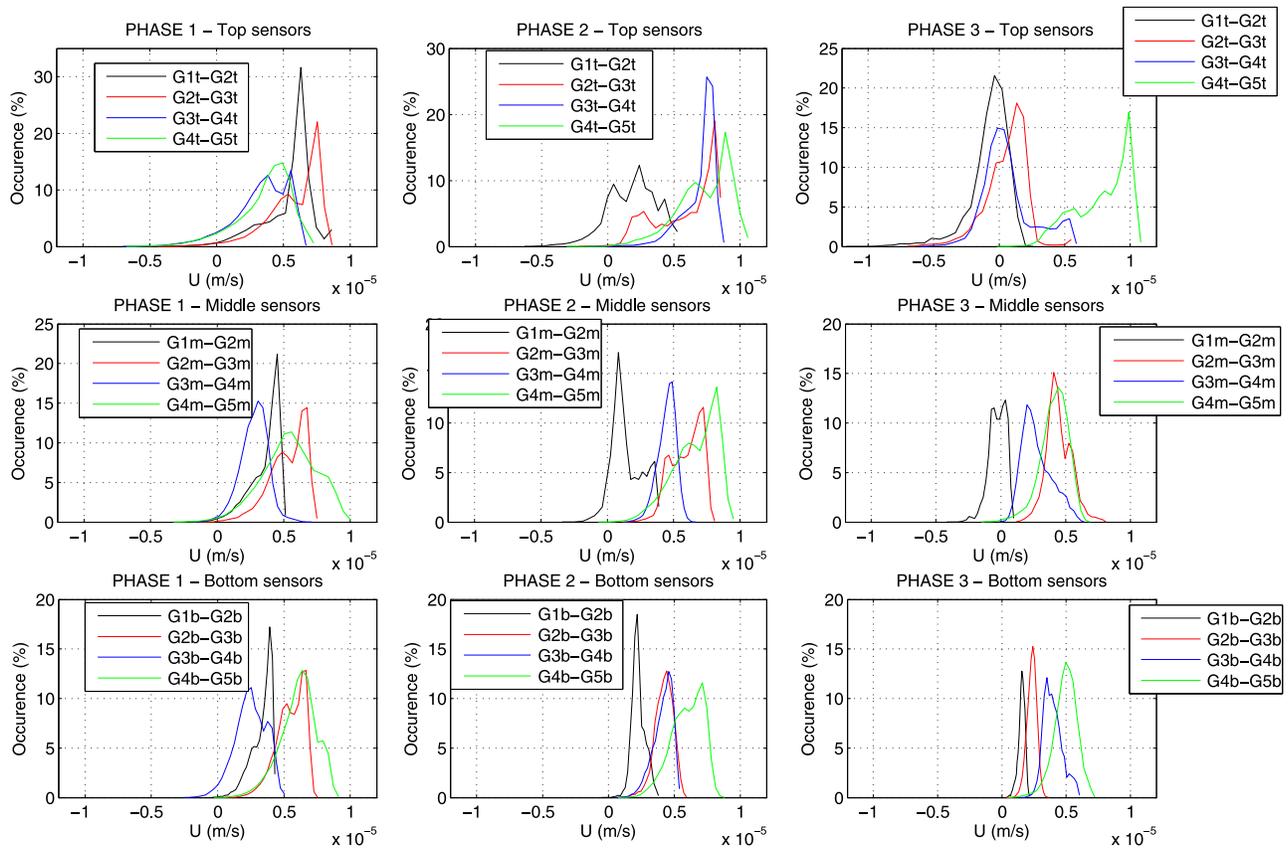


Fig. 7. Probability density for horizontal velocity component for each sensor pair.

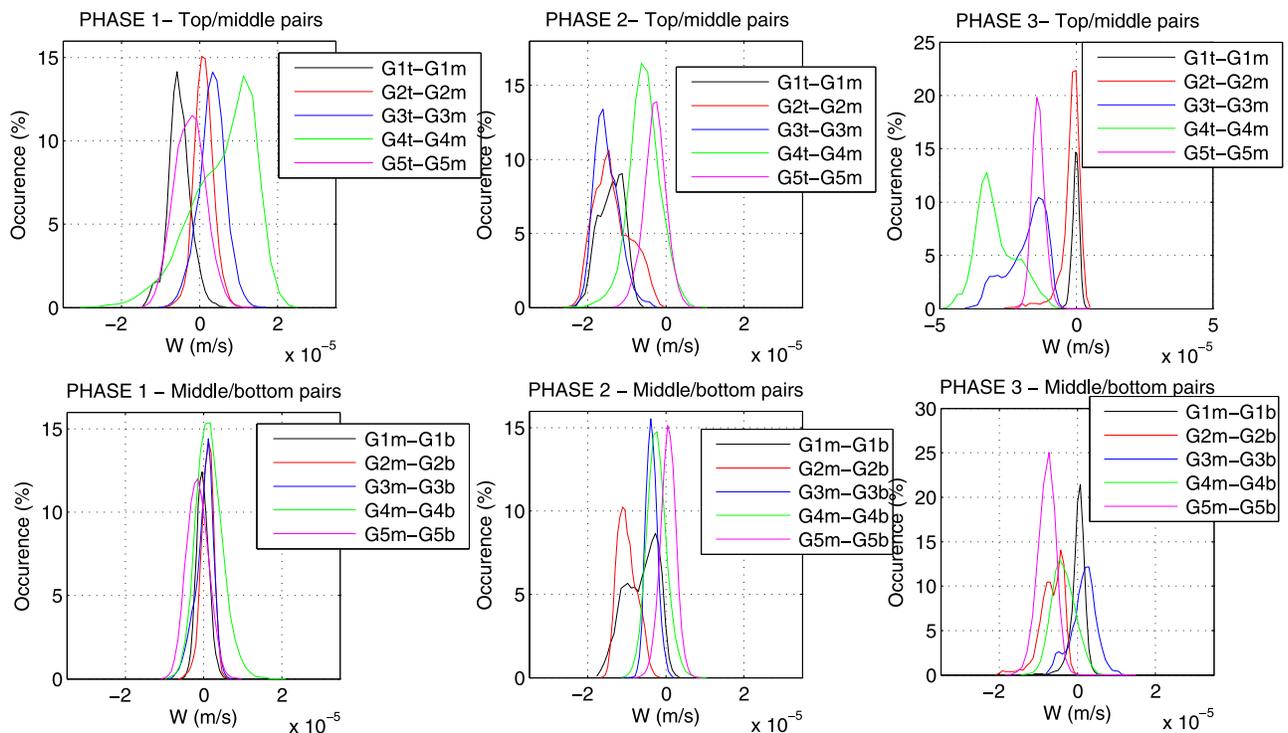


Fig. 8. Probability density for vertical velocity component for each sensor pair.

ter circulation by the deployed setup. When the swash zone progressively lowers during Phases 2 and 3, the circulation cell, which shifts seaward, is truncated and the sensors network mainly captures the infiltration area at the swash top and the nearly hydrostatic region further landward. Rather than commenting separately on each plot, an overall analysis is carried out in order to list the main trends and to map the groundwater velocity field under the swash zone.

- Vertical flows are generally greater than horizontal ones.
- The horizontal velocities are overwhelmingly positive (seaward). The maximal values are generally reached under the middle and upper swash zones and near the sand surface. Under the lower swash, the horizontal component is smaller but the situation is opposite with higher velocities deeper in the soil.
- The vertical flow are generally negative (infiltration) under the upper swash zone and positive (upward) under the lower swash zone. The greater values are observed near the sand bed.
- Beyond the uprush limit, both horizontal and vertical velocity distributions are nearly symmetric. In this case, the measurements are performed landward of the typical swash groundwater circulation pattern and the observed velocities are then related to the propagation of pressure waves in a nearly hydrostatic groundwater field rather than driven by uprush infiltration and wave setup processes. The only exception to this general scheme is found deep in the soil, where small constant seaward directed flows are still observed.

### 3.4. Time-resolved swash events

During the experiment, the swash zone hydrodynamics was mainly driven by infragravity waves. As such, swash events generally appear as combination of incoming bores. For the sake of clarity, two well-defined swash events are selected during Phases 1 and 3 to highlight the difference in the groundwater response. The first has been observed on December 14, from 14:11:03 (see Fig. 9) while the second is recorded on December 14, from 9:11:35 (see Fig. 10). The period of these events is about twice that of the offshore wave peak period but smaller than the shortest infragravity mode.

It is first observed that, in agreement with the time-averaged circulation depicted in Fig. 5 (top and bottom plots), the initial groundwater conditions between the swash incoming are quite different. For the first event (measured during Phase 1), the watertable is attached to the sand bed, the overall pattern is infiltration in the upper part of the studied area and exfiltration under the base of the swash zone. As the swash tongue covers the swash zone (see snapshots at 14:11:06 and 14:11:10), positive head gradients spread all over the area and induces an overall downward flow trend. At the end of the swash cycle, backwash (14:11:20) is associated to a generalized seaward flow. Note that a slight overpressure is observed for G4m sensor, which is probably a small measurement artifact.

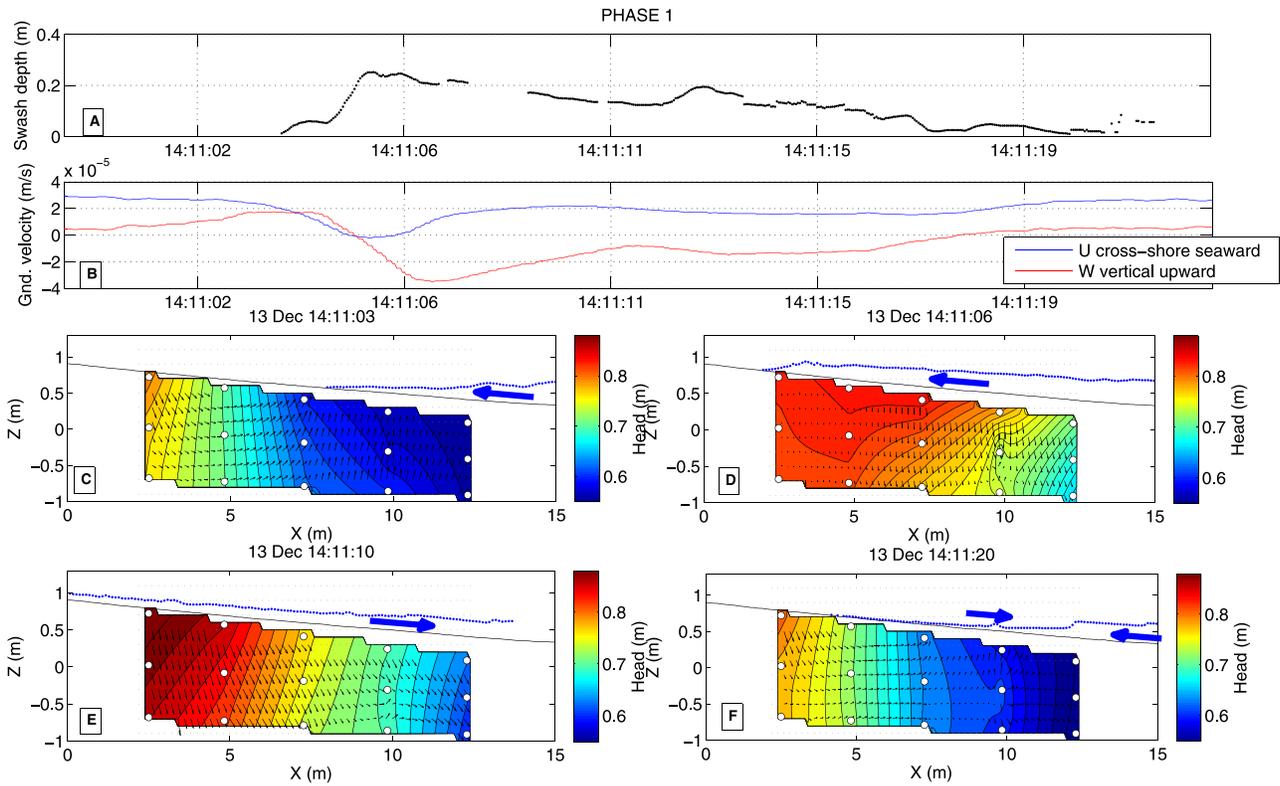
The second swash event (measured during Phase 3) depicts quite different dynamics. The initial conditions at the swash arrival are characterized by a lower watertable, a nearly hydrostatic state under the upper area and a positive head gradient (downward flow) under the lower area. In relation to the MWL lowering observed in Fig. 4, the swash uprush only reaches the center of the measurement area ( $X = 7.3$  m). As already described for the first, this swash event induces a main infiltration tendency in the sand soil but it is here clearly limited to the submerged part of the beach face, the inland sensors remaining nearly in a hydrostatic equilibrium. It is also interesting to note the time delay be-

tween swash passage and flux within the sand: the maximal infiltration velocity seems to occur after the swash tongue retreat. It is recalled that in that case, the watertable is much lower than the sand bed for each sensor excepted the most seaward pole. The head increase observed for the upper sensor should then be attributed to a rapid rise of the watertable in response to the pressure wave (Turner and Nielsen, 1997).

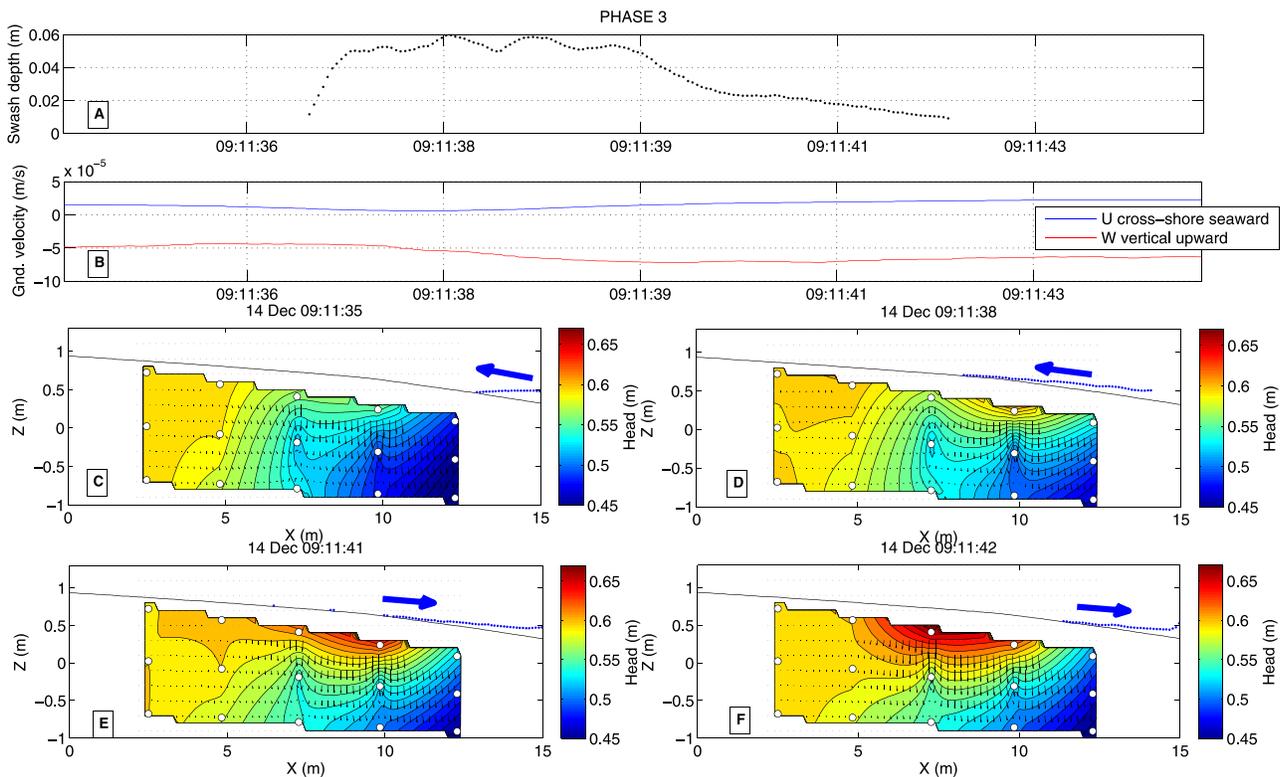
## 4. Discussion

For the first time from an in-situ dataset, the present study demonstrates the presence of a time-averaged seaward directed circulation cell under the swash zone, which is mainly driven by both wave activity and water level fluctuations (wave setup) at the beachface. These results are consistent with existing prototype-scale laboratory (Turner et al., 2016) and numerical (Li and Barry, 2000) datasets. In addition to good qualitative agreement with these studies, the groundwater velocities calculated from in-situ buried pressure sensors range in the same (non-dimensional) orders of magnitude.

A key issue is how and to what extent this swash groundwater circulation would be affected by back-barrier lagoon water level fluctuations which induce, in nature, watertable gradients of smaller amplitude than those imposed by swash runups on the beach face (Turner, 1998). The common intuition is that, when the MWL is high compared to the inland watertable (rising tide or storm surge), landward groundwater flow are promoted while the reverse is expected when the MWL is low (falling tide or storm decay). This has been clearly demonstrated in the laboratory in the absence of waves (Turner et al., 2016). However, the remaining question is to assess in which conditions these hydraulic gradients would be strong enough to modify the swash driven circulation pattern in the presence of wave at the beachface. Numerical simulations of Li and Barry (2000) and laboratory experiments of Turner et al. (2016) precisely studied the effect of the landward groundwater conditions on the swash driven groundwater flow. They both show the persistence of the general groundwater flow pattern, i.e. a circulation cell with infiltration at the upper swash and exfiltration at the lower swash, regardless the artificially imposed seaward- or landward-directed hydraulic gradients across the barrier. However, an important disagreement exists between those studies on the possible controlling influence of the landward groundwater conditions on the swash-driven flow: Turner et al. (2016) observed a swash groundwater circulation nearly isolated, from a hydrodynamic point of view, from back-barrier fluctuations while Li and Barry (2000) stated, from their numerical simulations, that the landward height of the watertable controls the cross-shore location of the divergence point in the groundwater velocity field at the top of the swash zone. While the present dataset does not allow to conclude in one way or the other, it is interesting to note that, if both laboratory experiments and numerical simulations predict the presence of a flow division near the uprush limit, it has not been observed in our field experiment. The present in-situ measurements rather reveals the presence of a nearly hydrostatic groundwater region beyond the uprush limit. This should likely be attributed to, (i), the effect of a high inland watertable in this storm decay context inhibiting the formation of landward gradients beyond the swash top and, (ii), to the spatial limitation of the present dataset. Furthermore, this can explain the difference observed between our field data and the experiments of Turner et al. (2016) or the simulations of Li and Barry (2000) about the shape of the groundwater circulation. Indeed, taking a closer look at the time-averaged groundwater velocity field measured here, one notes that the inflow and outflow occur (Fig. 5, Phase 1) are more symmetric than the laboratory or numerical ones, which can again be explained by the role played



**Fig. 9.** A: Swash depth measured by LiDAR at  $X = 7$  m. B: velocity components extracted at  $X = 7$  m,  $Z = 0.1$  m. C-F: Snapshots of groundwater head contours and estimated velocity field for a swash event measured during Phase 1. Thick dashed line indicates the estimated water table position using head data of the top sensors except for G1 pole where G1m is used.



**Fig. 10.** A: Swash depth measured by LiDAR at  $X = 11$  m. B: velocity components extracted at  $X = 1$  m,  $Z = -0.1$  m. C-F: Snapshots of groundwater head contours and estimated velocity field for a swash event measured during Phase 3. Thick dashed line indicates the estimated water table position using head data of the top sensors except for G1 pole where G1m is used.

by the inland watertable as suggested by Li and Barry (2000). Additional long-term cross-barrier groundwater data have been recovered further landward and will be processed to test these hypotheses.

At the individual swash event scale, previous field and laboratory measurements as well as numerical simulations have already demonstrated the presence of cyclic infiltration/exfiltration cycles (Butt et al., 2001; Karambas, 2003; Turner and Masselink, 1998; Turner and Nielsen, 1997), but the focus has been systematically made on near bed pressure dynamics in order to quantify an expected impact on the sediment transport. Simple models confronted with the field data generally fairly reproduce the infiltration under the main swash zone and the exfiltration during backwash (Karambas, 2003; Turner and Masselink, 1998) but did not show the infiltration observed just before the bore arrival in the present experiments. More advanced models, such as the one presented by Li and Barry (2000), have been able to capture precisely the groundwater dynamics below the bore front and, more generally, compares very nicely with the present field results.

In the present research work, the experimental setup has been designed to study the groundwater dynamics within the saturated region of the beachface. Moreover, the experimental conditions encountered during the storm decay, which are fairly similar to a falling tide with a high watertable compared to the mean water level, does not provide valuable data on unsaturated processes. During Phase 3, the watertable has been observed to fall about 12 cm below the G1t sensor but the behaviour remains that of a hydrostatic equilibrium scarcely disturbed by groundwater pressure waves and associated capillary fringe effects. In particular, no dual pathway system has been measured, as those observed by in the laboratory (Steenhauer et al., 2011) and in the field (Austin and Masselink, 2006; Heiss et al., 2015).

In addition to the groundwater flow pattern itself, the knowledge of groundwater discharge is of great importance to better understand the exchange and mixing processes within the beach. Considering the averaged groundwater circulation observed in Fig. 4, A, one can estimate the daily seaward groundwater flux around 5 m<sup>2</sup> per longshore beach meter. For a several kilometres long beach, such as Rousty, this can lead to considerable water volumes flowing under the swash zone. However, as the observed circulation cell is rather compact, the impact in terms of exchanges between the beach aquifer and the open ocean may be much smaller. This again recalls the need to understand, at a larger scale, the role of cross-barrier gradients on the swash-zone groundwater exchanges. Obviously, such estimates of groundwater fluxes rely on the assumption of a substantial longshore uniformity of all dynamics at hand. Although the studied site at Rousty beach has been selected to be as longshore uniform as possible, longshore effects are not documented by our experiment and the present discussion must be viewed in this limited context.

At the swash event scale, the present data allows to carry out a simple but original comparison between the discharges observed above and under the sand bed. A specific swash event with a moderate amplitude has been selected during phase 1 in order to monitor the complete event with the present setup. The swash discharge (per beach meter) is calculated dividing the swash volume at the maximal uprush location by the time between the swash arrival in the measurement zone and the time for maximal uprush. It is about 0.75 m<sup>2</sup>/s for the considered event. The groundwater horizontal and vertical discharges are averaged over the whole swash event through horizontal ( $Z = 0.1$  m) and vertical ( $X = 7.5$  m) cross-sections, respectively. This leads to negative downward vertical discharge about  $7.10 \cdot 10^{-6}$  m<sup>2</sup>/s while horizontal discharge are seaward and about  $2.5 \cdot 10^{-6}$  m<sup>2</sup>/s. The surface flux is thus five orders of magnitude greater than its groundwater counterpart. Such

ratio should obviously strongly depend on the sand medium properties and rapidly decreases with increasing sediment diameter.

## 5. Conclusion and prospects

This paper aims to present original field data of groundwater dynamics underneath the swash zone. The 24h swash zone dataset was recorded during a larger field experiment on the microtidal Rousty sandy beach, Camargue, France. Both offshore and inner surf zone measurements are provided to quantify the incoming wave forcing. Continuous high-frequency swash zone measurements are performed thanks to, (i), a 2-dimensional laser scanner (LiDAR) to follow free surface and sand bed dynamics and, (ii), a cross-shore array of 15 buried pressure sensors to study groundwater properties. By contrast to, for example, (Heiss et al., 2015) the focus is mainly made here on the permanently saturated zone under the swash zone and the presented data are, to the best of the authors knowledge, a first field evidence of groundwater circulation under the swash zone.

Measurements started during a moderate storm (in the Mediterranean context) associated to a significant rise of the mean water level, which provides a complete inundation of the measurement area. The storm decay induces a MWL lowering and a decrease of wave activity, allowing to monitor the swash zone/watertable retreat and its impact on groundwater dynamics. Three phases are selected to highlight the evolution of the groundwater pressure field and Darcy-related flow into the soil. A time-averaged analysis demonstrates the presence of a rather consistent groundwater circulation pattern under the swash zone, shifting offshore with the swash zone. The overall trend, which is in good agreement with the laboratory observations of Turner et al. (2016), is a seaward groundwater flow, with a maximal intensity about 0.1 mm/s, modulated by infiltration/exfiltration in the upper/lower swash zones.

The statistical analysis of groundwater flow shows some interesting features: vertical flows are greater than horizontal ones, mainly negative (infiltration) and greater close to the sand surface while horizontal components are nearly systematically seaward and greater in the lower swash zone. Two time-resolved swash events measured during Phase 1 (high swash zone) and 3 (low swash zone) are thus compared to draw the main features of the instantaneous groundwater response to a typical uprush/backwash cycle. The general scheme is, (i), a nearly hydrostatic groundwater pressure under the dry area of the beach, (ii), an overall infiltration flow during the bed inundation by the swash tongue, (iii), a seaward groundwater flow during the swash retreat and, (iv), a localized exfiltration flow under the next incoming uprush, strictly observed during long backwash events on a saturated bed.

Although the measurements have been carried out during the peak and decay of a moderate storm and in a microtidal context, the present observations may remain valid in a much wider range of conditions. Further field campaigns should be planned in particular when considering meso and macro-tidal conditions for which beach saturation fluctuations (Heiss et al., 2015) and subsurface circulation must combine to control the groundwater fluxes. Our observations should also be of great importance when analysing less resolved field data (e.g. piezometres are not able to reveal any vertical motion) and/or when studying fluxes of dissolved materials or contaminants or bio-geochemical processes in coastal aquifers.

## Acknowledgements

This study was sponsored by the Direction Departementale Territoriale et Maritime 13 and the ANR Grant No. ANR-13-ASTR-0007. We thank the Parc Naturel Régional de Camargue, Reserve

Naturelle de Camargue and the municipality of Saintes-Maries-de-la-Mer for technical assistance and authorization to access the beach. The GLADYS group ([www.gladys-littoral.org](http://www.gladys-littoral.org)) supported the experimentation. We are grateful to all the contributors involved in this experiment. The authors are particularly indebted to Sébastien Marguerite whose efforts were essential to the deployment.

## References

- Almeida, L., Masselink, G., Russell, P., Davidson, M., 2015. Observations of gravel beach dynamics during high energy wave conditions using a laser scanner. *Geomorphology* 228, 15–27.
- Anschutz, P., Smith, T., Moutet, A., Deborde, J., Bujan, S., Poirier, D., Lecroart, P., 2009. Tidal sands as biogeochemical reactors. *Estuarine Coast. Shelf Sci.* 84 (1), 84–90.
- Austin, M.J., Masselink, G., 2006. Swash–groundwater interaction on a steep gravel beach. *Continent. Shelf Res.* 26 (20), 2503–2519.
- Blenkinsopp, C., Mole, M., Turner, I., Peirson, W., 2010. Measurements of the time-varying free-surface profile across the swash zone obtained using an industrial LIDAR. *Coast. Eng.* 57 (11), 1059–1065.
- Burnett, W., Aggarwal, P., Aureli, A., Bokuniewicz, H., Cable, J., Charette, M., Kontar, E., Krupa, S., Kulkarni, K., Loveless, A., et al., 2006. Quantifying submarine groundwater discharge in the coastal zone via multiple methods. *Sci. Total Env.* 367 (2), 498–543.
- Butt, T., Russell, P., Turner, I., 2001. The influence of swash infiltration–exfiltration on beach face sediment transport: Onshore or offshore? *Coast. Eng.* 42 (1), 35–52.
- Cartwright, N., Nielsen, P., Li, L., 2004. Experimental observations of watertable waves in an unconfined aquifer with a sloping boundary. *Adv. Water Resour.* 27 (10), 991–1004.
- Charbonnier, C., Anschutz, P., Poirier, D., Bujan, S., Lecroart, P., 2013. Aerobic respiration in a high-energy sandy beach. *Mar. Chem.* 155, 10–21.
- Chardón-Maldonado, P., Pintado-Patiño, J.C., Puleo, J.A., 2015. Advances in swash-zone research: Small-scale hydrodynamic and sediment transport processes. *Coast. Eng.* <http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2015.10.008>.
- Conley, D.C., Inman, D.L., 1994. Ventilated oscillatory boundary layers. *J. Fluid Mech.* 273, 261–284.
- Corvaro, S., Miozzi, M., Postacchini, M., Mancinelli, A., Brocchini, M., 2014a. Fluid–particle interaction and generation of coherent structures over permeable beds: An experimental analysis. *Adv. Water Resour.* 72, 97–109.
- Corvaro, S., Seta, E., Mancinelli, A., Brocchini, M., 2014b. Flow dynamics on a porous medium. *Coast. Eng.* 91, 280–298.
- De Montety, V., 2008. Salinisation d'un aquifère captif côtier en contexte deltaïque–Cas de la Camargue (delta du Rhône, France). Université d'Avignon Ph.D. thesis.
- Geng, X., Boufadel, M.C., 2015. Numerical study of solute transport in shallow beach aquifers subjected to waves and tides. *J. Geophys. Res.* 120 (2), 1409–1428.
- Hegge, B.J., Masselink, G., 1991. Groundwater-table responses to wave run-up: An experimental study from western Australia. *J. Coast. Res.* 623–634.
- Heiss, J.W., Puleo, J.A., Ullman, W.J., Michael, H.A., 2015. Coupled surface–subsurface hydrologic measurements reveal infiltration, recharge, and discharge dynamics across the swash zone of a sandy beach. *Water Resour. Res.* <http://dx.doi.org/10.1002/2015WR017395>.
- Heiss, J.W., Ullman, W.J., Michael, H.A., 2014. Swash zone moisture dynamics and unsaturated infiltration in two sandy beach aquifers. *Estuarine Coast. Shelf Sci.* 143, 20–31.
- Horn, D.P., 2006. Measurements and modelling of beach groundwater flow in the swash-zone: A review. *Continent. Shelf Res.* 26 (5), 622–652.
- Kang, H.-Y., Nielsen, P., Hanslow, D.J., 1994. Watertable overheight due to wave runup on a sandy beach. *Coast. Eng. Proc.* 1 (24).
- Karambas, T.V., 2003. Modelling of infiltration–exfiltration effects of cross-shore sediment transport in the swash zone. *Coast. Eng. J.* 45 (01), 63–82.
- Klute, A., Dirksen, C., 1986. Hydraulic conductivity and diffusivity: laboratory methods. *Methods Soil Anal.* 687–734.
- Li, L., Barry, D., 2000. Wave-induced beach groundwater flow. *Adv. Water Resour.* 23 (4), 325–337.
- Lofi, J., Pezard, P., Bouchette, F., Raynal, O., Sabatier, P., Denchik, N., Levannier, A., Dezileau, L., Certain, R., 2013. Integrated onshore-offshore investigation of a mediterranean layered coastal aquifer. *Groundwater* 51 (4), 550–561.
- Longuet-Higgins, M.S., 1983. Wave set-up, percolation and undertow in the surf zone. In: *Proceedings of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, vol. 390. The Royal Society, pp. 283–291.
- Martins, K., Blenkinsopp, C., Zang, J., 2015. Monitoring individual wave characteristics in the inner surf with a 2-dimensional laser scanner (LiDAR). *J. Sensors ID* 461379 (2016).
- McAllister, S.M., Barnett, J.M., Heiss, J.W., Findlay, A.J., MacDonald, D.J., Dow, C.L., Luther, G.W., Michael, H.A., Chan, C.S., 2015. Dynamic hydrologic and biogeochemical processes drive microbially enhanced iron and sulfur cycling within the intertidal mixing zone of a beach aquifer. *Limnol. Oceanography* 60 (1), 329–345.
- Nielsen, P., 1990. Tidal dynamics of the water table in beaches. *Water Resour. Res.* 26 (9), 2127–2134.
- Ouahsine, A., Smaoui, H., Meftah, K., Sergent, P., Sabatier, F., 2013. Numerical study of coastal sandbar migration, by hydro-morphodynamical coupling. *Env. Fluid. Mech.* 13, 169–187.
- Robinson, C., Gibbes, B., Li, L., 2006. Driving mechanisms for groundwater flow and salt transport in a subterranean estuary. *Geophys. Res. Lett.* 33 (3).
- Sabatier, F., 2001. Fonctionnement et dynamiques morpho-sédimentaires du littoral du delta du Rhône. Université d'Aix-Marseille III Ph.D. thesis.
- Sabatier, F., 2008. Modélisation de l'impact du changement climatique sur l'érosion des dunes. application à la camargue. *La Houille Blanche* (1) 40–49.
- Sabatier, F., Anthony, E.J., Héquette, A., Suanez, S., Musereau, J., Ruz, M.-H., Régnauld, H., 2009a. Morphodynamics of beach/dune systems: Examples from the coast of France. *Géomorphologie: relief, processus, environnement* (1/2009) 3–22.
- Sabatier, F., Samat, O., Ullmann, A., Suanez, S., 2009b. Connecting large-scale coastal behaviour with coastal management of the Rhône delta. *Geomorphology* 107 (1), 79–89.
- Sawyer, A.H., Lazareva, O., Kroeger, K.D., Crespo, K., Chan, C.S., Stieglitz, T., Michael, H.A., 2014. Stratigraphic controls on fluid and solute fluxes across the sediment–water interface of an estuary. *Limnol. Oceanogr.* 59 (3), 997–1010.
- Shoushtari, S.M.H.J., Cartwright, N., Nielsen, P., Perrochet, P., 2015. The effects of oscillation period on groundwater wave dispersion in a sandy unconfined aquifer: Sand flume experiments and modelling. *J. Hydrol.* <http://dx.doi.org/10.1016/j.jhydrol.2015.12.032>.
- Sibson, R., 1981. A brief description of natural neighbour interpolation. *Interpreting Multivariate Data*.
- Sous, D., Lambert, A., Rey, V., Michallet, H., 2013. Swash–groundwater dynamics in a sandy beach laboratory experiment. *Coast. Eng.* 80, 122–136.
- Steenhauer, K., Pokrajac, D., O'Donoghue, T., Kikkert, G., 2011. Subsurface processes generated by bore-driven swash on coarse-grained beaches. *J. Geophys. Res.* 116 (C4).
- Turner, I., 1993. Water table outcropping on macro-tidal beaches: a simulation model. *Mar. Geol.* 115 (3), 227–238.
- Turner, I.L., 1998. Monitoring groundwater dynamics in the littoral zone at seasonal, storm, tide and swash frequencies. *Coast. Eng.* 35 (1), 1–16.
- Turner, I.L., Coates, B.P., Acworth, R.I., 1997. Tides, waves and the super-elevation of groundwater at the coast. *J. Coast. Res.* 46–60.
- Turner, I.L., GC, R., MJ, A., MS, A., 2016. Groundwater fluxes and flow paths within coastal barriers: Observations from a large-scale laboratory experiment (BARDEX II). *Coast. Eng.* <http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2015.08.004>.
- Turner, I.L., Masselink, G., 1998. Swash infiltration–exfiltration and sediment transport. *J. Geophys. Res.* 103 (C13), 30813–30824.
- Turner, I.L., Masselink, G., 2012. Coastal gravel barrier hydrology–observations from a prototype-scale laboratory experiment (BARDEX). *Coast. Eng.* 63, 13–22.
- Turner, I.L., Nielsen, P., 1997. Rapid water table fluctuations within the beach face: implications for swash zone sediment mobility? *Coast. Eng.* 32 (1), 45–59.
- Waddell, E., 1973. Dynamics of Swash and Implication to Beach Response. DTIC Document Tech. rep.
- Waddell, E., 1980. Wave forcing of beach groundwater. *Coast. Eng. Proc.* (17).
- Wilson, B., 1972. Seiches. *Adv. Hydrosci.* 8, 1–94.

## Annexe D

Morphological Response of a  
Macrotidal embayed Beach, Porsmilin,  
France (Journal of Coastal Research -  
Special issue, 2016)



# Morphological Response of a Macrotidal Embayed Beach, Porsmilin, France

France Floch<sup>h\*</sup>, Nicolas Le Dantec<sup>†‡</sup>, Clara Lemos<sup>†</sup>, Romain Cancouët<sup>†</sup>, Damien Sous<sup>§</sup>, Lise Petitjean<sup>so</sup>, Frédéric Bouchette<sup>o</sup>, Fabrice Ardhuin<sup>†††</sup>, Serge Suanez<sup>††</sup> and Christophe Delacourt<sup>†</sup>

<sup>†</sup>Domaines Océaniques UMR6538 IUEM/UBO

<sup>††</sup>Géomer-LETG UMR6554 IUEM/UBO

<sup>†††</sup>LPO UMR6523, IUEM/UBO/Ifremer/IRD  
29280 Plouzané, France

<sup>‡</sup>CEREMA, Margny Lès Compiègne, France

<sup>§</sup>Université de Toulon, Aix-Marseille Université,  
CNRS/INSU/IRD, MIO, UM 110, 13288 Marseille, France

<sup>o</sup>GEOSCIENCES-M, Université Montpellier II / CNRS,  
France



www.cerf-jcr.org



www.JCRonline.org

## ABSTRACT

Morphodynamics of sandy, macrotidal, embayed beaches is complex because of the numerous physical processes interacting at the same location over a wide range of temporal scales. As most of these processes are controlled by beach morphology, dynamic feedbacks are generally observed between hydro- and morphodynamics. Investigating short-term processes is essential in order to improve long term morphological prediction. A key question is to understand how beach slope reacts to forcing conditions, in particular the response time of the beach profile, how long the transient state lasts. This study deals with the spatial and temporal responses of beach morphology to varying incident conditions. Here we report main observations, preliminary results and on-going investigations on the DYNATREZ1 field campaign, which was conducted in the framework of the National Observation Service Dynalit. Beach profiles are shown to adapt rapidly to forcing conditions, within two days, with more intense variations observed in the high tide swash zone. The presence of infragravity waves and their dissipation on the beach is highlighted. It is likely that the very large variability in beach slope observed over a single neap-spring cycle is responsible for the accordingly large variability in wave skewness, asymmetry and breaking processes, and thus in sediment fluxes and morphological changes.

**ADDITIONAL INDEX WORDS:** *morphodynamics; macrotidal beach; embayed beach; slope; infragravity*

## INTRODUCTION

Morphology of sandy coasts varies over a wide range of temporal and spatial scales in response to a variety of processes (Stive *et al.*, 2002). On timescales from years down to days and even hours for single storms, changes in wave energy reaching the coast are the dominant process impacting morphological change via both cross-shore and longshore sediment transport processes in the surf and swash zone (Short, 1991; Wright & Short, 1984). Macrotidal embayed beaches are specific environment, showing changes in beach elevation either negative (erosion) or positive (accretion), up to tens of cm per day, according to the spatial distribution of hydro and morphodynamic patterns that are controlled by the tidal excursion. The morphodynamics of such environments depends on complex phenomena: shoreline rotation due to long-shore circulation, peculiar surf zone circulation, geologically controlled surf zone circulation, large sea level variations, and varying slopes in the swash zone (Dehouck *et al.*, 2009; Loureiro *et al.*, 2013; Storlazzi & Field, 2000; Turki *et al.* 2013). The beach of Porsmilin, monitored within the National Observation Service Dynalit (<http://www.dynalit.fr>), is an example of such environments. Monthly cross-shore DGPS profiles have been acquired for 13 years during low spring tides. Empirical predictive models considering incident gravity waves

energy as the only factor controlling beach morphology (Castelle *et al.*, 2015; Yates *et al.*, 2009) have been reported to yield non-negligible uncertainties (Floch *et al.*, 2014). The investigation of short-term processes is essential in order to improve long term forecasts capabilities. A key question is to understand how beach slope reacts to forcing conditions, in particular the response time of the beach profile: how long the transient state lasts. This is the main purpose of the DYNATREZ1 field campaign. This paper summarizes the main observations, the preliminary observations, provides some preliminary results and outlines on-going investigations.

## CONTEXT

The study focuses on an embayed beach (Porsmilin beach), located in Brittany (France), facing the Iroise sea (Fig. 1 and 2). This site is part the National Observation Service Dynalit. The Iroise sea shoreline includes seacliffs, small pocket beaches backed by cliffs or situated at stream mouths, and wide embayed beaches backed by sand dunes. Porsmilin beach is a welded barrier beach flanked by cliffs on either side, and backed by colmated brackish water marshes. This SSW-facing beach is also bounded by headlands and bedrocks, extending offshore, that obstruct the alongshore sand transport generated in the surf zone and allow incident waves from the SSW only (Fig. 2). Tides are semi-diurnal and symmetric with a mean spring tidal range of 5.7 m (macrotidal). The mean speed of spring tidal currents in Bertheaume bay, about 1 km off the beach, is 0.4 m/s (SHOM, 1994). The Iroise sea is a highly-energetic wave-dominated setting with 1 and 10-year return period significant wave heights of 11.3 m and 14.5 m in 110 m of water depth at

DOI: 10.2112/SI75-XXX.1 received Day Month Year; accepted in revision Day Month Year.

\*Corresponding author: france.floch@univ-brest.fr

<sup>o</sup>Coastal Education and Research Foundation, Inc. 2016

the West of Brittany (Dehouck *et al.*, 2009). Energetic swells originate from low and high pressure systems in the North East Atlantic Ocean. However, along this rocky coastline, wave propagation is considerably affected by refraction and diffraction processes generated by the large continental shelf and numerous headlands, shoals and islands located off the coast (Ushant Island, Molene Archipelago). Hence, oceanic swells reaching the shoreline have a quasi-normal incidence angle and are highly dissipated, resulting in moderate energy conditions at Porsmilin beach. Storm waves are 0.8 to 1.5 m high while the mean annual wave height is 0.5 m (Dehouck *et al.*, 2009). The Porsmilin intertidal zone is 200 m wide and 200 m long. Sediment has a median grain size ( $d_{50}$ ) of 320  $\mu\text{m}$  in the intertidal zone. Samples collected across the beach face show some cross-shore variability in  $d_{50}$  mainly due to coarser sediments around the crest of intertidal bars ( $d_{50} \approx 0.7$  mm). Shingles ( $d_{50}$  about 5 cm) are present during energetic conditions. There is no significant longshore variability in the sediment size distribution (Dehouck *et al.*, 2009).

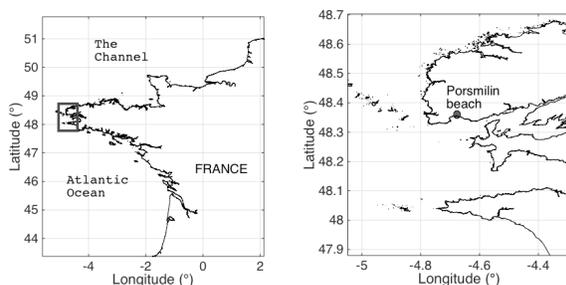


Figure 1. Location of study area. *Left:* West and North coast of France; *Right:* Zoom on the Iroise sea and location of Porsmilin beach, in Bertheaume bay.

## METHODS

The field campaign DYNATREZ1 took place over 20 days (covering a neap-spring tidal cycle) in October 2014 (8<sup>th</sup>-28<sup>th</sup>) under moderate energy conditions. In order to assess the longshore variability in the beach and the cross-shore sediment fluxes, topographic surveys were performed with a Differential Global Positioning System (DGPS) RTK (Topcon Hiper2) at low tide during daylight hours, every day along three cross-shore lines represented on Fig. 2. Concurrently, eight pressure sensors were buried (initially, 15 cm below the sand surface) along the middle transect (Fig. 2), to record water level and assess wave transformation along the surf and swash zones. The pressure sensors were split into two sets of four sensors: the first positioned between the Mean Water (MW) and the Mean High Water Neaps (MHWN) levels and the second under the Mean High Water Springs level (MHWS). Only the lower beach set is considered in this paper. The initial beach slope is shown on Fig. 3, along with the altitude of the sensors (elevations relative to the national geographic datum "Institut Géographique National" which has its origin at the mean tide of Marseille (France)). On this figure are also represented the 13-year averaged profile (from monthly data) and the average profile calculated from the daily data acquired during DYNATREZ1. Pressure sensor data

were recorded at 5 Hz. Once Fourier transform, the wave spectrum is obtained. Infragravity waves are considered for a frequency below 0.04 Hz. Atmospheric pressure was recorded at 1 Hz, in an open room located backshore, 7 m above the uppermost part of the beach. Wind data was collected at the nearest Météo France station located in Brest Airport, a few kilometers away.

In order to understand the direct impact of hydrodynamics conditions on the beach profile, the erosion/accretion rate  $e(x)$  is defined as:

$$e(x) = \frac{z_n(x) - z_{n-1}(x)}{\Delta t} \quad (\text{Eq. 1})$$

with  $z_n(x)$ , the altitude of beach profile at the cross-shore position  $x$  recorded on day  $n$ . The function  $e$  is positive (resp. negative) in case of accretion (resp. erosion). The standard deviation with respect to the mean profile  $d(x)$  is also introduced:

$$d(x) = z_n(x) - z_{\text{moy}}(x) \quad (\text{Eq. 2})$$

with  $z_{\text{moy}}(x)$  the averaged profile. The deviation according to the long-term averaged profile does not permit to highlight the daily variations. The long-term averaged profile shows no slope breaks (Fig. 3) but rather a perfect slope according to Dean's definition of the equilibrium profile (Dean, 1991). Over the duration of the field experiment, the beach profile is rather reflective in the upper beach and dissipative in the lower beach. The break in the slope occurs around the MHWN level. Actually, the long-term study of Porsmilin Beach profile changes (Floc'h *et al.*, 2014) shows that while autumn is typically the season experiencing the biggest slope break, the October 2014 profile had a particularly well-marked slope break. Consequently, in order to detect slight variation at the scale of our field experiment, the averaged October profile using the daily data is used. The profiles recorded during neap tide are included in the calculation, noting that these profiles are shorter (Fig. 6). Finally, we evaluate the beach slope after Stockdon *et al.* (2006). These three parameters are derived for each DGPS profile and the results are plotted on Fig. 6 together with the hydro- and morphodynamic parameters.

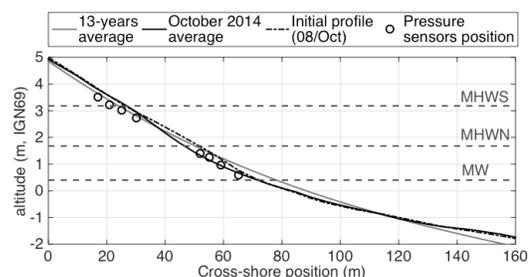


Figure 3. Location of the pressure sensors (from #1 at Mean Water level to #8 above Mean High Water Springs level) with the initial middle profile (dash-dotted line), the profile averaged over the whole field experiment (black) and the 13-years averaged profile (gray). The Lowest Astronomical Tide is at -3.42 m IGN69.

## RESULTS

The offshore conditions cover various wave and tide

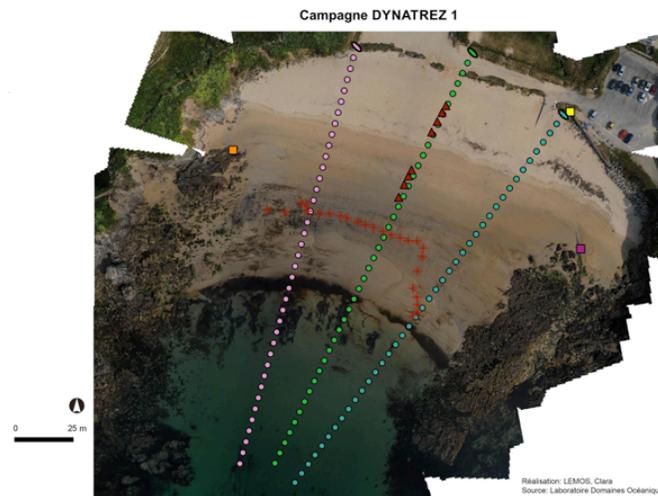


Figure 2. DYNATREZ field experiment – pink, green and blue dots represent daily DGPS data; red triangles mark the location of pressure sensors; red cross mark the upper boundary of grown; squares represent geodetic markers referenced in IGN69.

conditions (synthesized in Table 1) and allow us to assess infragravity and gravity wave action during both high-energy events and calm periods, for high or low Relative Tide Ranges RTR (Masselink *et al.*, 1993). The dimensionless fall velocity (Ferguson & Church, 2006) remains between 0.5 and 2 suggesting a reflective beach during the whole field experiment according to the conceptual model of Masselink & Short (1993), consistent with the profile of the upper beach. The field campaign may be divided into a number of sequences according to the hydrodynamic conditions. During spring tide period (8<sup>th</sup>-12<sup>th</sup>),  $H_s$  decreases from 1 m (highest wave during the field experiment) to 0.1 m. The spectrum is wide in the gravity part, with high frequencies, and no energy in the infragravity part. The peak period decreases from 11 s to 7 s, to leave only wind waves from the 11<sup>th</sup> to the 14<sup>th</sup>. The incident energy is then so low ( $H_s < 0.2$  m) that it is not visible on Fig. 4. The beach is tidal dominated ( $RTR > 15$ ). From the 15<sup>th</sup>, the energy spectrum is narrower, well-centered around the peak period, contains more energy in the infragravity part and no energy at higher frequencies (Fig. 4 and 5). During neap tide period (15<sup>th</sup>-20<sup>th</sup>), the conditions are quite energetic with a swell and a ratio of infragravity waves between 30 and 40%. The RTR is at its minimum ( $\sim 4$ ) displaying a Low Tide Terrace (LTT) beach type with possible rip and bar formation (Masselink & Short, 1993). The conditions are less energetic on the 21<sup>st</sup> with  $H_s$  about 0.4 m and wind waves ( $T_p$  about 8 s) and become more energetic on the 23<sup>rd</sup> with swell again. A ratio of 40% of infragravity waves is obtained for the 22<sup>nd</sup> of October, and this ratio quickly decreases to become only 10-15% until the end of the experiment. The beach experiences stable moderate conditions during the last part of the experiment (24<sup>th</sup> - 28<sup>th</sup>): RTR about 10 (LTT type) during moderate spring tide (tide ranges around 4.0-5.5 m) with  $H_s \sim 0.5$  m and  $T_p \sim 10$  s. Besides, the reflectivity of the beach is confirmed by the derivation of the incident and reflected part of the energy spectrum (Fig. 5) according to the

three sensors method (Mansard & Funke, 1980; Rey *et al.*, 2003) applied to sensor 1, 2 and 3. It is shown that up to 50% of 10 s period waves are reflected (depending on the conditions). The lower frequencies seem to not be reflected, in contrary to the known behavior of infragravity waves. Thus the question is if infragravity waves are dissipated as in Sénéchal *et al.* (2011) or if it is another process which is observed here. These hydrodynamic conditions altogether have an impact on the variation of beach morphology.

Table 1. Tide and wave conditions during DYNATREZ1

Days October	Tidal range $h$ (m)	Wave height $H_s$ (m)	RTR -	Peak period $T_p$ (s)	Ratio IG
8 – 11	7 to 5	1 to 0.2	10 to 40	11 - 7	< 10 %
11 – 14	5 to 3	< 0.2	> 20	7	< 10 %
15 – 20	2 – 3	0.8	$\sim 4$	12	30 – 40 %
21	3	0.4	$\sim 10$	8	10 %
22 – 23	3 to 4	0.6 - 0.8	$\sim 10$	12	40 to 30 %
23 – 28	4 to 5	0.5	$\sim 10$	10	10 – 15 %

First, the three transects were compared to detect a possible rotation of the beach (Turki *et al.*, 2013). Pocket beaches usually experience rotation with respect to the direction of wind waves. During the field campaign, Porsmilin Beach experienced winds coming from SSE (6%), S (30%), SSW (15%), SW (18%), WSW (7%) and less than 3% from each other directions. The directions impacting our site are comprised between SSE to SW, and are well-represented among the wind conditions during our field experiment. However, the variation of the cross-shore position of several altitudes shows that the three profiles react in the same way (eroding or accreting simultaneously) regardless of the wind direction. In fact, the two headlands surrounding the beach and the refraction occurring on the foreshore reduce the possible direction of incident waves. Notably, the amplitude of vertical change on the western part is lower for any wind

direction. This part of the beach is not as well aligned as the rest with the incident waves allowed by the headlands. To conclude on this specific issue of beach rotation: it is negligible at Porsmilin Beach, and no alongshore variation has to be considered. Thus, the following comments focus on the longshore averaged profile.

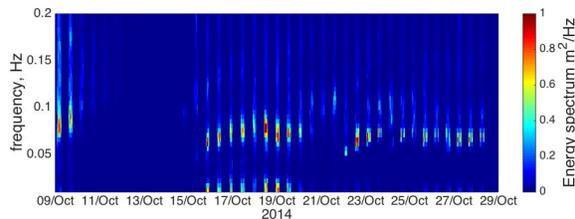


Figure 4. Energy spectrum ( $\text{m}^2/\text{Hz}$ ). 9-11/10 mostly wind waves from 0.06 to 0.2 Hz; 11-15/10 very calm period; 15-20/10 very energetic period with swell and infragravity waves; 20-21/10 calm period and 22-29/10 swell with little energy in the infragravity band

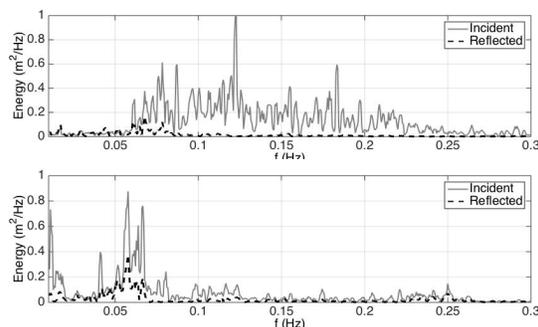


Figure 5. Incident and reflected energy spectrum measured by pressure sensor 1 (furthest seaward on the beach) at high tide; top: 9/10, spring tide, swell and wind waves, no infragravity waves; bottom: 15/10, neap tide, swell and infragravity waves

The daily erosion/accretion rate (Fig. 6) shows uniform evolution only on October, the 10<sup>th</sup> with erosion all along the profile in response to incident energy condition, which are characterized by a wide spectrum, during spring tide. From the 11<sup>th</sup> to the 16<sup>th</sup>, erosion (resp. accretion) occurred in the high tide swash zone (including the setup part above the Still Water Level (SWL)) and accretion (resp. erosion) in the surf zone when the incident energy began to increase (resp. decrease). This period shows first a decrease then a rapid increase of the incident energy. During this first period, the standard deviation (Fig. 6) shows that the beach is more dissipative. The beach has two inflexion points (Fig. 6), one at MW and the second at MHWS. The energy is high on the 17<sup>th</sup> and 18<sup>th</sup>, in the lower/swell frequencies. The inflexion points merge at MHWN. After the 18<sup>th</sup>, the incident wave height oscillates with less and less amplitude around 0.5 m. A swash bar appears on October, the 21<sup>st</sup> and 22<sup>nd</sup> at MHWS when the weather calms down, as stated by Masselink & Short (1993) for RTR under 10. After the 22<sup>nd</sup> the incident conditions are stable, and the profile shows less variations.

## DISCUSSION

The observed daily erosion/accretion rate (Fig. 6) reveal the very large variability of the beach profile. The high tide swash zone appears to be the most dynamic section of the beach. The variation becomes less significant when the incident energy has remained stable over two days or more. This means that the beach is reaching an equilibrium state with respect to the incident energy (Castelle *et al.*, 2014; Yates *et al.*, 2009) within 1-2 days only. The beach slope (Fig. 6) shows that the profile is initially more dissipative and becomes more and more reflective throughout the field campaign. The LTT becomes more prominent (Fig. 6) while the upper beach face becomes more reflective. This rapid variation in the slope (x2 in a neap-spring cycle above MW) may influence the contribution of the non-linear wave interactions to the wave spectrum and thus the breaking process (Filipot, In press). The slope also influences the symmetry and the skewness of the wave profile (dynamic feedback is therefore present between the morphology and the surf-swash zone instantaneous velocities), and thus the orbital velocity, which affect sediment transport. Further investigation is required to highlight the impact of infragravity waves.

## CONCLUSIONS

The present study deals with the morphological response of the macrotidal embayed Porsmilin Beach (France). First, no rotation has been observed whatever the wind direction. Secondly, this beach allows us to observe a wide range of morphology because of its extremely rapid adaptation to the forcing conditions. The slope of the beach varies rapidly on the upper beach, showing one or two inflexion points causing varying breaking point and resulting morphology. This rapid and highly dynamic environment make it difficult to predict with respect to forcing conditions only. On-going investigations focus on the setup variation according to the beach slope, transformation of waves, especially infragravity waves all along the cross-shore profile and the energy dissipation in the breaking zone through the use of currentmeters data in the swash and surf zone and video recording.

## ACKNOWLEDGMENTS

This work was supported by the Agence Nationale de la Recherche under the program « Investissements d'avenir » with the reference ANR-10-LABX-19-01, by the ANR COCORISCO (2010-CEPL-001-01), the SOERE trait de côte, the NSO Dynalit and the Pôle Image of IUEM. The authors acknowledge the Pôle Image team from UMR6538 and UMR6554 for their help.

## LITERATURE CITED

- Castelle B., Marieu V., Bujan S., Ferreira S., Parisot J.P., Capo S., Sénéchal N. and Chouzenoux T., 2014. Equilibrium shoreline modelling of a high-energy meso-macrotidal multiple-barred beach. *Marine Geology*, 347 85-94
- Dean R. G., 1991. Equilibrium beach profiles : Characteristics and application. *Journal of Coastal Research*, 7(1) 53-84.
- Dehouck, A., Dupuis, H. and Sénéchal, Brittany, France. *Marine Geology* 266, 1-17.

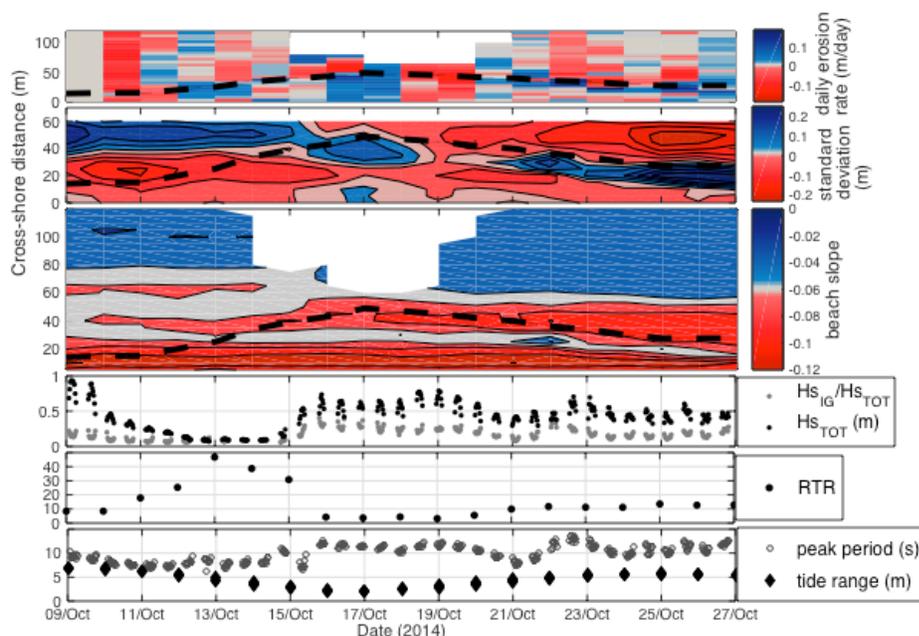


Figure 6. Data from DGPS and pressure sensor #1. Black dashed line represents the Still Water Level at High Tide *From top to bottom*: Daily erosion/accretion rate (m/day) (Eq. 1); Standard deviation around the mean profile of the beach (Eq. 2); Beach slope; Significant wave height  $H_{TOT}$  (m) and the corresponding ratio of infragravity waves  $H_{SIG} / H_{TOT}$ ; Relative Tide Range; Peak period (s) and daily tide range (m).

- Dehouck, A., Dupuis, H. and Sénéchal N., 2009. Pocket beach hydrodynamics: The example of four macrotidal beaches, Brittany, France. *Marine Geology* 266, 1–17.
- Ferguson R.I. and Church M., 2004. A Simple Universal Equation for Grain Settling Velocity. *Journal of Sedimentary Research* 74(6) 933–937
- Floc'h F., Le Dantec N., Deschamps A., Hamon K., Suanez S., and Cuq V., 2014. Comportement pluriannuel de la morphodynamique d'une plage de poche macrotidale. *Proceedings of Réunion des Sciences de la Terre*
- Filipot J.F., In press. Investigation of the bottom slope dependence of the nonlinear wave evolution toward breaking using SWASH. *Journal of Coastal Research*
- Hallermeier, R.J., 1981. A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate. *Coastal Engineering* 4, 253–277
- Loureiro C., Ferreira O., Andrew J. and Cooper G., 2013. Applicability of parametric beach morphodynamic state classification on embayed beaches. *Marine Geology*, 346 153
- Mansard, E.P.D. and Funke, E.R., 1980. The measurement of incident and reflected spectra using a least square method. *Proc. of the 15th Coast. Engineering Conference 1*, 154–172.
- Masselink, G. and Short, A.D., 1993. The effect of tide range on beach morphodynamics and morphology: a conceptual beach model. *Journal of Coastal Research* 9 (3), 785–800.
- Rey, V., Capobianco and R., Dulou, C., 2003. Wave scattering by a submerged plate in presence of a steady uniform current. *Coastal Engineering* 47, 27–34.
- Stockdon H.F., Holman R.A., Howda P.A. and Sallenger Jr. A.H., 2006. Empirical parameterization of setup, swash, and runup. *Coastal Engineering* 53(7) 573–588
- Sénéchal, N., Coco, G., Bryan, K. R., and Holman, R. A., 2011. Wave runup during extreme storm conditions. *Journal of Geophysical Research* 116, C7, 2156–2202
- SHOM, 1994. Courants de marée de la côte ouest de Bretagne de Goulven à Penmarc'h.
- Short, A.D., 1991. Macro-meso tidal beach morphodynamics — an overview. *Journal of Coastal Research* 7 (2), 417–436.
- Stive, M.J.F., Aarninkhof, S.G.J., Hamm, L., Hanson, H., Larson, M., Wijnberg, K.M., Nicholls, R.J., Capobianco, M., 2002. Variability of shore and shoreline evolution. *Coastal Engineering* 47, 211–235.
- Storlazzi, C.D. and Field, M.E., 2000. Sediment distribution and transport along a rocky, embayed coast: Monterey Peninsula and Carmel Bay, California. *Marine Geology* 170, 289–316.
- Turki, I., Medina, R., Coco, G. and Gonzalez M., 2013. An equilibrium model to predict shoreline rotation of pocket beaches. *Marine Geology* 346, 220–232
- Wright, L.D. and Short, A.D., 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine Geology* 56, 93–118.
- Yates M.L., Guza R.T. and O'Reilly W.C., 2009. Equilibrium shoreline response : Observations and modeling. *Journal of Geophysical Research*, 114 (C09014)





**Lise PETITJEAN**

INSTITUT MÉDITERRANÉEN D'OCÉANOLOGIE (M.I.O.), UNIVERSITÉ DE TOULON

**Étude des plages sableuses :  
relations entre les vagues, le niveau d'eau, la nappe et la morphologie**

**Résumé** Ce travail de thèse s'inscrit dans le contexte général de l'étude de la dynamique de la frange littorale. Le but de ce travail de thèse était l'étude des couplages entre les ondes de surface (vagues, ondes longues dont les ondes infra-gravitaires), les variations du niveau marin et les courants ainsi que les variations à haute-fréquence du niveau d'eau sur la plage et les déplacements de la nappe phréatique au sein de la plage sableuse. L'approche retenue est essentiellement expérimentale in-situ.

La campagne de mesure ROUSTY201412 a permis de récolter un jeu de données hydro- morphodynamiques considérable, qui viendra alimenter l'étude des plages sableuses dans de nombreux domaines. Elle permet en particulier de décrire l'ensemble d'une saison hivernale sur un même site soumis à une grande variété de climats de houles et de vents, ce qui en fait un jeu de données unique dans le contexte méditerranéen.

Dans cette thèse nous nous intéressons à trois domaines d'étude : la dynamique de la surface libre avec l'analyse des relations existantes entre les différentes échelles (vagues, variations du niveau marin, ondes longues, wave-setup, ...), la structure et l'évolution du courant ainsi que le lien avec la dynamique de surface, et la circulation souterraine dans la nappe de plage et en particulier sous la zone de swash.

**Mots clés :** vague, onde longue, wave-setup, courant, cisaillement, nappe de plage, swash, hydrodynamique côtière

**Study of Sandy beaches :  
relations between waves, water level, groundwater and morphology**

**Abstract** This PhD work is part of the general context of littoral dynamic study. The purpose of this work was to study couplings between surface waves (waves and long waves including infra-gravity waves), sea water level variations and currents, as well as high-frequency water level variations on shoreline and groundwater movements within sandy beaches. The approach is mostly experimental in-situ.

The field campaign ROUSTY201412 allowed the collection of a substantial hydro- morphodynamic dataset, supplying sandy beaches studies in several fields. In particular, it will allow, on a same site, the description of a full winter season under various waves and winds climates, making it a unique dataset in Mediterranean context.

In this PhD, we are interested in three fields : free surface dynamics, including multi scale relations analysis (waves, water level variations, long waves, wave-setup, ...), currents structure and evolution linked with surface dynamics, and groundwater circulation within the coastal aquifer and particularly under the swash zone.

**Keywords :** wave, long wave, wave-setup, current, shear, groundwater, swash, coastal hydrodynamic