



**HAL**  
open science

# Compréhension des dynamiques morpho-sédimentaires cohésives et non- cohésives des littoraux de Bretagne Sud (France) à différentes échelles spatio- temporelles.

Olivier Morio

► **To cite this version:**

Olivier Morio. Compréhension des dynamiques morpho-sédimentaires cohésives et non- cohésives des littoraux de Bretagne Sud (France) à différentes échelles spatio- temporelles.. Géomorphologie. Université de Bretagne Sud, 2017. Français. NNT : 2017LORIS479 . tel-01922745

**HAL Id: tel-01922745**

**<https://theses.hal.science/tel-01922745>**

Submitted on 14 Nov 2018

**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.



THESE / UNIVERSITE BRETAGNE SUD

*sous le sceau de l'Université Bretagne Loire*

pour obtenir le titre de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE BRETAGNE SUD

Présentée par **Olivier MORIO**

Préparée à l'**Université Bretagne Sud**

**UMR 6538 CNRS/UBO/UBS Geosciences Océan**

# Compréhension des dynamiques morpho-sédimentaires cohésives et non-cohésives des littoraux de Bretagne Sud (France), à différentes échelles spatiotemporelles

**Thèse soutenue le 20 décembre 2017**

devant le jury composé de :

**Franck Dolique**

*Professeur, Université des Antilles / Examineur*

**Paul Fattal**

*Professeur, Université de Nantes / Examineur*

**France Floc'h**

*Maitre de Conférences, Université de Bretagne Occidentale / Invitée*

**Antoine Gardel**

*Professeur, CNRS-Guyane et Université du Littoral Côte d'Opale / Rapporteur*

**Thierry Garlan**

*Ingénieur HDR, Shom / Invité*

**Evelyne Goubert**

*Maitre de Conférences - HDR, Université Bretagne Sud / Directrice de thèse*

**Hervé Régnauld**

*Professeur, Université de Rennes 1 / Rapporteur*

**Mouncef Sédrati**

*Maitre de Conférences, Université Bretagne Sud / Directeur de thèse*





## Résumé

À l'échelle du monde, les littoraux peuvent se diviser en différentes catégories : les côtes rocheuses, sableuses, vaseuses et mixtes. Cependant, les littoraux meubles sableux et vaseux sont retrouvés régulièrement mélangés sur différentes façades côtières mondiales. Des apports temporaires ou permanents de vases sont en effet observés sur des plages sableuses. Ces environnements mixtes atypiques, qui couplent alors les processus d'érosions, de transports et de dépôts associés à la fois aux sédiments cohésifs et non cohésifs, ont été peu étudiés.

Afin d'identifier les forçages des variations morphodynamiques des environnements sableux et mixtes, quatre plages sablo-vaseuses ou entièrement sableuses de type *Low-Tide-Terrace* ont été suivies mensuellement sur deux années en baie et estuaire de la Vilaine (Bretagne Sud). Des suivis hydro-morpho-sédimentaires spécifiques à haute résolution et des suivis par photogrammétrie ont été menés ponctuellement sur ces sites.

À l'échelle régionale, ce travail met en évidence le rôle de la morphologie initiale et de l'héritage géologique régional dans la réponse morphologique du littoral de la baie de Vilaine aux conditions d'énergie extrêmes. La capacité de résilience à moyen-terme du littoral des plages de Bretagne Sud a été démontrée. Dans une approche plus spécifique, un comportement morphodynamique d'une plage sablo-vaseuse proche de celle d'une plage uniquement sableuse a été observé lors des phases de haute énergie. Les variations d'altitudes du platier vaseux et des modelés sédimentaires en *ridges and runnels* sont principalement contrôlées par l'énergie des vagues mais également par les propriétés physiques des sédiments et particulièrement celles liées à l'interaction entre le sable provenant de la section réfléchive et la vase de la section dissipative. La capacité d'érosion du platier vaseux par les vagues est potentiellement diminuée au niveau des interfaces des sédiments cohésifs et non-cohésifs.

## Abstract

At the world scale, coastal areas can be divided in several categories: rocky, sandy muddy and mixed coasts. However, these sedimentary coasts are regularly found mixed. Temporary or permanent mud inputs are observed on the sandy beaches. These atypical mixed environments, coupling erosional, transports and deposits processes associated to cohesive and non-cohesive sediments have been poorly studied. So, understanding their morphological and sedimentary dynamics and the identification of regional and local forcings driving them are essential.

Four sandy-muddy or fully sandy *Low-Tide-Terrace* beaches from the bay and estuary of Vilaine (South-Brittany) have been monthly monitored over two years to characterize their morphodynamics behaviors. Specific monitoring of coupled hydrodynamics and morpho-sedimentary surveys and photogrammetry experiments have been conducted on mixed sandy-muddy or full sandy beaches.

At a regional scale, this work highlights the role of the initial morphology and regional geology inheritance on the morphological response of the littoral zones to extreme energy conditions. Despite some erosion patterns in local parts of beaches, particularly close to shore protection structures, the mid-term recovery capacity of the south-Brittany coastal area after extreme wave energy conditions have been proved. In a more specific approach, the works regarding the sandy-muddy beach dynamic show a morphodynamics behaviour close to that of a fully sandy beach during high energy event. The mudflat elevation changes and the dynamic of the ridges and runnels sedimentary patterns are mainly controlled by the incoming waves but also by the own physical properties of the sediment, particularly those induced by the interaction between the sand from the reflective section and the mudflat. A sand deposit between mud layers potentially decreases the wave erosion capacity on the mudflat.

## Remerciements

Dans toute thèse qui se termine, arrive le moment des remerciements. Toutes les personnes nommées ci-après ont contribué à l'aboutissement de ce travail.

Tout d'abord, je souhaite remercier mes directeurs de thèse Evelyne Goubert et Mouncef Sédrati pour leur encadrement et leurs conseils toujours pertinents. Chacun dans votre domaine : Mouncef, merci d'avoir partagé tes connaissances sur le sable et Evelyne, merci pour ton savoir et ton expérience autour des sédiments cohésifs ! Je leur dis à bientôt pour un prochain congrès en Australie, face à la mer !

Merci aux rapporteurs de ce manuscrit Antoine Gardel et Hervé Régnault pour leurs commentaires et leurs lectures avisées. Merci également aux membres du jury qui ont accepté d'évaluer mon travail, Franck Dolique, Paul Fattal, France Floc'h et Thierry Garlan.

Je remercie l'ensemble des membres du comité de thèse qui m'ont permis d'ajuster et de recentrer parfois ma recherche scientifique : (par ordre alphabétique) Anne Deschamps, France Floc'h, Thierry Garlan, Nicolas Le Dantec, Aldo Sottolichio et Serge Suanez.

J'adresse mes remerciements à la Région Bretagne et au Ministère de l'Enseignement Supérieur pour le financement de ce projet de recherche.

Je remercie les différents partenaires de ce travail le Shom pour le partenariat de recherche mis en place avec l'Université Bretagne Sud : plus spécifiquement, le personnel du département d'Instrumentation (Jean-Pierre, André et Michel) pour l'ensemble des équipements et des instruments de mesures hydrodynamiques (drone, cerf-volant, analyses photogrammétriques, courantomètres, capteurs de pression, turbidimètres...) et l'équipe du département Géologie Marine : Elodie, Patrick, Yann, Isabelle, Olivier et Emeric. Merci d'être venus goûter à la douceur de la vase de la baie de Vilaine... Nos missions furent un réel plaisir, j'espère partagé ! Merci à Fabien Lekler du Shom pour les rejeux de modèle WWIII sur la baie de Vilaine. Un grand merci à Lionel Allano de la station biologique de Bailleron (Université de Rennes 1) pour son expertise technique en mer. Merci au bureau d'étude Minyvel Environnement, l'IUEM et le Céréma pour le soutien technique.

J'adresse un remerciement tout particulier à Thierry Garlan, du Shom, pour son soutien moral et scientifique tout au long de ma thèse ! Merci pour ta confiance.

Je remercie également France Floc'h, pour son soutien, sa gentillesse et le nombre d'heures qu'elle a passé avec moi sur les données hydrodynamiques. Nos discussions ont toujours été prolifiques. Merci à Nicolas Le Dantec pour son expertise et ses conseils.

Je remercie également Lucille Furgerot pour nos échanges scientifiques et pour sa disponibilité ! Merci à Erwan Gensac pour son aide toujours efficace, son calme et sa patience. J'adresse un remerciement à David Menier pour son soutien sur la fin de cette thèse.

Je continue cette liste en adressant un sincère remerciement aux différentes personnes qui m'ont aidé à relire ce travail : mon frère, ma sœur, mon père, Valérie, Lucille, Erwan, Fanny, Hermann, Guillaume, Rannosh et bien étendus mes directeurs-trices de thèse.

Je souhaite remercier les différentes personnes, collègues et amis du laboratoire qui ont participé à mes campagnes de terrains et il y en a eu quelques-unes ! Dans un ordre au hasard : Lucille, Romain, Effi, Valérie (ton aide m'a été réellement précieuse), Joselyn, Julia, Annette, Sylvain, Guillaume et Ismail. Je n'oublierai pas bien entendu les autres collègues du rez-de-chaussée de l'aile C que j'ai côtoyés au cours de ces années : Fabien, Delphine, Nathalie, Philippe, Flavie, Manoj. Je remercie également l'ensemble du personnel de l'Université Bretagne Sud.

Je pense aussi à mes copains et copines de Brest (et du quartier !), d'Angers, de Vannes, de Saint Nolff, de Guipronvel, de Locmélard, de Pleyber et de Morlaix. Merci pour votre soutien amical et indéfectible depuis tant d'années. Je ne vous citerai pas un par un, je risque fort d'oublier quelqu'un.

Enfin je termine par ma famille, elle qui me porte et me supporte depuis plus de 33 ans !

Un grand merci à mes parents Denis et Gisèle pour leur aide, leurs conseils. Vous m'avez permis d'affronter la vie et avez tout fait pour m'aider à m'épanouir personnellement et professionnellement.

Je remercie mon frère Vincent (le premier Docteur de la famille !) et ma sœur Annabelle (la première Infirmière de la famille !) Merci à tous les deux pour votre soutien psychologique et votre aide technique tout au long de ce travail ! Vous m'avez aidé et encouragé à chacune de mes difficultés dans ce travail !

Bonne lecture !

## Table des matières

Table des illustrations .....	11
Liste de tableaux .....	37
Introduction .....	41
Chapitre 1 Contexte environnemental de la façade littorale de Bretagne Sud et présentation des sites d'étude .....	47
I. Géologie, morpho-bathymétrie et sédimentologie de la Bretagne Sud .....	49
I.A. Le plateau continental Sud-Armoricain .....	49
I.B. De la baie à l'estuaire de la Vilaine .....	52
I.C. Variabilité des faciès littoraux de Bretagne Sud et enjeux sociétaux .....	60
II. Caractérisation hydrodynamique, météorologique et climatique de la baie de Vilaine ..	67
II.A. Caractérisation météorologique.....	67
II.B. Caractérisation des houles, des marées et des débits de la Vilaine .....	68
III. Présentation des 4 sites d'études : données existantes, caractérisation sédimentaire et morphologique .....	75
III.A. Caractéristiques morpho-sédimentaires de la plage de La Turballe.....	77
III.B. Caractéristiques morpho-sédimentaires de la plage de Pénestin .....	80
III.C. Caractéristiques morpho-sédimentaires de la plage de Bétahon.....	83
III.D. Caractéristiques morpho-sédimentaires de la plage de Suscinio .....	89
III.E. Synthèse générale des environnements littoraux étudiés.....	96
Chapitre 2 Approches méthodologiques .....	99
I. Mesures et traitements des données.....	101
I.A. Topographie.....	101
I.B. Hydrodynamique .....	113
I.C. Sédimentologie .....	121
I.D. Base de données météorologique et hydrodynamique et analyse.....	125
II. Mises en place des suivis hydro-morpho-sédimentaires .....	129
II.A. Echelle court-terme .....	129
II.B. Echelle saisonnière .....	137
II.C. Récapitulatif des données disponibles et des campagnes effectuées dans le cadre de ces travaux de recherche.....	142

Chapitre 3	Dynamiques morpho-sédimentaires à court-terme de deux plages de type <i>Low Tide Terrace (LTT)</i> contrastées : plage de sédiments mixtes (sablo-vaseuse) et plage sableuse à croissants...	145
I.	Dynamique à court terme d'une plage mixte sablo-vaseuse - plage de Bétahon.....	147
I.A.	Morphodynamique de la plage de Bétahon en conditions agitées - Mars 2014 .....	148
I.B.	Morphodynamique de la plage de Bétahon en conditions de temps calme - juin 2014. ....	171
I.C.	Points essentiels de la morphodynamique de la plage sablo-vaseuse de Bétahon en conditions de haute et basse énergie.....	206
II.	Morphodynamique court terme d'une plage sableuse à croissants - plage de La Turballe – Novembre 2014 .....	207
II.A.	Conditions de houle au large et météorologiques .....	208
II.B.	Conditions hydrodynamiques sur la plage .....	211
II.C.	Variations morphologiques .....	224
II.D.	Variations sédimentaires .....	230
II.E.	Synthèse de la dynamique de la plage de La Turballe en conditions agitées .....	239
II.F.	Points essentiels de la morphodynamique de la plage sableuse de La Turballe en conditions de haute et basse énergie.....	243
III.	Contraste morphodynamique d'une plage <i>LTT</i> sable/vase et d'une plage <i>LTT</i> sable.....	245
III.A.	Comparaison de la réponse morphodynamique d'une plage <i>LTT</i> mixte (sable /vases) et d'une plage <i>LTT</i> sableuse à des conditions de haute et basse énergie .....	246
III.B.	Variabilité du paramètre de déferlement $\gamma$ en zones réfléchives, dissipatives sableuses et dissipatives vaseuses : détermination des coefficients de frottement $f_w$ .....	248
Chapitre 4	Dynamique morpho-sédimentaire moyen terme et événementielle des quatre plages étudiées.....	251
I.	Conditions météo-marines de décembre 2013 à mai 2015 .....	253
I.A.	Période F1 - Décembre 2013 à Avril 2014 .....	254
I.B.	Phase F2 - mai 2014 à novembre 2014 .....	255
I.C.	Période F3 - novembre 2014 à mars 2015 .....	256
I.D.	Période F4 - avril et mai 2015.....	257
I.E.	Synthèse des conditions hydrodynamiques au large de décembre 2013 à mai 2015 .....	259
II.	Analyse des variations morpho-sédimentaires à moyen-terme des plages de Bétahon, La Turballe, Pénestin et Suscinio.....	261
II.A.	Plage de Bétahon .....	261
II.B.	Plage de La Turballe.....	316

II.C.	Plage de Pénestin.....	361
II.D.	Plage de Suscinio .....	363
III.	Synthèse morpho-sédimentaire à moyen terme et évènementielle des plages de Bretagne-Sud .....	365
III.A.	Bilan des dynamique morpho-sédimentaire suivant la variabilité de l'énergie des vagues au large .....	365
III.B.	Comparaison de la dynamique des variations verticales maximales.....	375
Chapitre 5	Discussion générale sur la morpho-dynamique des plages de la baie de la Vilaine .....	377
I.	Morphodynamique des plages de la baie de Vilaine en conditions tempétueuses.....	379
I.A.	(Article) Impact de l'hiver tempétueux 2013-2014 sur le littoral de Bretagne Sud .	379
I.B.	Comparaison de l'impact d'une tempête (Ruzica- 8-10 février 2016) et de séries (cluster) de tempêtes (hiver 2013/2014) .....	413
II.	Morphodynamique d'un plage mixte et des systèmes de <i>ridges and runnels</i> du platier vaseux .....	421
II.A.	(Article) Morphodynamic of a sandy-muddy macrotidal estuarine beach under contrasted energy conditions (Vilaine estuary, France).....	421
II.B.	(Article) Kite Aerial Photography system for seasonal monitoring of morpho-sedimentary variations on a muddy-sandy macrotidal estuarine beach (Vilaine estuary, France) .....	429
II.C.	Erosion du platier vaseux, énergie des vagues et contrainte de cisaillement .....	455
III.	Synthèse des facteurs régionaux et locaux influençant la dynamique morpho-sédimentaire des littoraux de la baie de Vilaine .....	463
III.A.	Facteurs régionaux influant la réponse morpho-sédimentaire des littoraux de la baie de Vilaine : .....	465
III.B.	Facteurs locaux influant la réponse morpho-sédimentaire des littoraux de la baie de Vilaine : .....	468
Conclusion générale et perspectives .....		475
Références bibliographiques.....		479

Annexes.....	495
I. Annexe 1 - Comparaison des résultats des caractéristiques des vagues issus des analyses spectrales des variations des hauteurs d'eau sur différentes périodes temporelles .....	495
II. Annexe 2 – Exemple du traitement des données de pressions issues d’un capteur type OSSI-003C.....	499
III. Annexe 3 – Exemple du traitement des données de courants issues d’un courantomètre ponctuel ADV Vector-1 Mhz .....	505
IV. Annexe- 4 – Image satellite SPOT de la Bretagne Sud et interprétation des concentrations en Matières En Suspension .....	509
V. Annexe 5 – Variations morphologiques et sédimentaires de la plage de Pénestin .....	511
VI. Annexe 6 – Variations morphologiques et sédimentaires de la plage de Suscinio.....	561

## Table des illustrations

Figure 1. Localisation des littoraux de la baie de Vilaine étudiés dans le cadre de cette thèse. ....	46
Figure 2. Morpho-bathymétrie du Golfe de Gascogne et localisation de la zone d'étude (modifié, d'après Menier <i>et al.</i> , 2014).....	50
Figure 3. Morpho-bathymétrie du plateau continental Sud-Armoricain (modifié, d'après Menier <i>et al.</i> , 2014). ....	51
Figure 4. Carte simplifiée de la nature des fonds du plateau continental Sud-Armoricain (modifié d'après Lesueur & Klingebiel, 1986 ; Menier <i>et al.</i> 2014).....	52
Figure 5. Carte de remplissage sédimentaire de la baie de Vilaine et de la baie de Quiberon à partir de l'ensemble des données sismiques disponibles sur la zone (modifié, d'après Menier, 2004 ; Menier <i>et al.</i> , 2006 ; Menier <i>et al.</i> , 2014).....	53
Figure 6. Carte simplifiée des natures de fond et de la bathymétrie en baie de Vilaine et en baie de Quiberon. ....	54
Figure 7. Carte bathymétrique de 2013 de l'estuaire de la Vilaine (modifié d'après Goubert & Le Gall, 2016a). ....	55
Figure 8. Variabilité sédimentaire de surface et sub-surface (0 à 3 m) dans l'estuaire et le secteur interne de la baie de Vilaine (modifié, d'après Goubert & Le Gall, 2016b).....	56
Figure 9. Flux sédimentaire annuel résiduel induit par le dragage (modifié d'après Mengual, 2017). .	57
Figure 10. Bilan sédimentaire entre 1960 et 2013 : carte d'isopaques et volumes sédimentaires déposés/érodés par zone (modifié d'après Goubert & Le Gall, 2016a). ....	59
Figure 11. Bilans sédimentaires par zone de l'estuaire de la Vilaine depuis 1960 (modifié d'après Goubert & Le Gall, 2016b). ....	59
Figure 12. Coupes schématiques de l'estuaire de la Vilaine représentant la sédimentation depuis 7 500 ans (modifié d'après Goubert, 2017). Les points de coupes sont localisés sur la figure 8.....	60
Figure 13. Cartographie des différents types de côtes en Bretagne Sud (d'après, <a href="http://www.bretagne-environnement.org/">http://www.bretagne-environnement.org/</a> , synthèse de 2016). ....	62
Figure 14. Physionomie des côtes d'accumulation pour le département du Morbihan, suivant les critères d'exposition aux houles dominantes (A), le matériel sédimentaire observé sur le haut de plage (B), la morphologie du cordon (C) (CD = cordons dunaires, CL = cordons littoraux, FF = formes fuyantes, PA1 = plages adossées à une falaise (substrat cohérent), PA2 = plages adossées à une falaise (substrat meuble) - (modifié d'après Blaise, 2017).....	62
Figure 15. Photographies de quelques plages. A. Pénestin ; B et C. Suscinio ; D et F. La Turballe ; E. Bétahon.....	63
Figure 16. Classification morphologique des plages (Masselink & Short, 1993).....	64

Figure 17. Rose des vents réalisée à partir des moyennes d'observations journalières des vitesses et des directions de provenance du vent entre 2007 et 2017 au niveau de la station de Belle-Île/Le Talus ; B. Variabilité mensuelle (moyenne) du vent, des précipitations et du taux d'ensoleillement à partir des moyennes d'observations journalières au niveau de la station de Belle-Île/Le Talus. ....	68
Figure 18. Exemple d'un cycle mensuel de marées et niveaux de références altimétriques maritimes (Shom, 2016) au niveau du marégraphe du port du Crouesty. Ligne rouge : niveau extrême d'eau de retour 100 ans, calculé statistiquement. Les données de niveau d'eau sont fournies par le réseau Refmar (SHOM / Météo France / Syndicat Mixte des Ports et Bases Nautiques du Morbihan).....	69
Figure 19. Modélisation des courants de marées au fond (Telemac 2D) issus du produit numérique du Shom "Courants de marée des côtes de France" (2005) - Le port de référence est Saint-Nazaire. A. Courant de flot en période de mortes-eaux trois heures avant le niveau de pleine mer ; B. Courant de jusant en période de mortes-eaux trois heures après le niveau de pleine mer ; C. Courant de flot en période de vives-eaux trois heures avant le niveau de pleine mer ; D. Courant de jusant en période de vives-eaux trois heures après le niveau de pleine mer. ....	70
Figure 20. A. Roses climatologiques des houles (hauteur significative - Hs et période pic - Tp) réalisées à partir des observations horaires de caractéristiques de vagues entre 2010 et 2016 ; B. Variabilité mensuelle (moyenne) de la hauteur significative (méthode spectrale), de la hauteur maximale (méthode <i>zero-crossing</i> ) et de la période pic (méthode spectrale) [Sources : Observations horaires au niveau de la bouée Candhis-Cerema du Plateau du Four]. ....	71
Figure 21. Modélisation de la propagation des vagues (WW3 – Shom F.) pour la tempête Dirk - rejeu du 25 décembre 2013 à 5h00 UTC.....	73
Figure 22. Localisation des quatre sites d'étude en baie de Vilaine. D'Ouest en Est et du Nord au Sud : plage de Suscinio (commune d'Arzon, 56), plage de Bétahon (commune d'Ambon, 56), plage de Pénestin (Pénestin, 56) et plage de La Turballe (commune de La Turballe, 44). ....	76
Figure 23. Caractérisation morpho-sédimentaire de la plage de La Turballe - Photographie aérienne de la plage (ortholittorale V2, MEDDE, 2012) ; Profils cross-shore d'altitude moyenne et photographies au niveau de trois secteurs caractéristiques de la plage .....	79
Figure 24. Caractérisation morpho-sédimentaire de la plage de Pénestin - Photographie aérienne de la plage (ortholittorale V2, MEDDE, 2012) ; Profils cross-shore d'altitude moyenne et photographies au niveau de trois zones caractéristiques de la plage. ....	82
Figure 25. Coupes verticales Nord et Sud de la falaise de la plage de Pénestin (modifié d'après <a href="http://geosciences.univ-rennes1.fr/spip.php?article867">geosciences.univ-rennes1.fr/spip.php?article867</a> ) .....	83
Figure 26. Caractérisation morpho-sédimentaire de la plage de Bétahon- photographie aérienne de la plage (ortholittorale V2, MEDDE, 2012) ; Profils cross-shore d'altitude moyenne et photographies au niveau de trois zones caractéristiques de la plage. L'image, localisée en haut et à droite de la figure, est une photographie aérienne du platier vaseux prise par cerf-volant (Shom). ....	86

Figure 27. Configurations morphologiques du platier vaseux de la plage de Bétahon - A. Platier vaseux plan (sans système de <i>ridges and runnels</i> ) rempli de vase fluide ; A. Systèmes de <i>ridges and runnels</i> perpendiculaires au trait de côte sur une partie de l'estran vaseux. ....	88
Figure 28. Cinématique du trait de côte de la plage de Bétahon entre 1820 et 2000 (modifié d'après Stéphan, 2008) .....	89
Figure 29. Caractérisation morpho-sédimentaire de la plage de Suscinio - Photographie aérienne de la plage (ortholittorale V2, MEDDE, 2012) ; Profils cross-shore d'altitude moyenne et photographies au niveau de quatre zones caractéristiques de la plage.....	92
Figure 30. Expérimentation de l'outil écologique de régénération des dunes Algoxbox® (Sedrati et Cochet, 2015) – évolution visuel du cordon dunaire entre juillet 2014 et juillet 2016 (crédit photographique : J. Cochet).....	93
Figure 31. Cartographie qualitative de l'influence prépondérante de la houle au large et des composantes longitudinales et transversales du vent sur la dynamique sédimentaire du domaine intertidal de l'anse de Suscinio. Quatre zones de dynamiques morpho-sédimentaires sont identifiés (modifié d'après Dubois, 2012).....	94
Figure 32. Variation de volumes sédimentaires intertidaux sur la plage de Suscinio pour neuf profils de mesures réalisés avant et après la tempête <i>Xynthia</i> de mars 2010 (modifié d'après Dubois <i>et al.</i> , 2011). ....	95
Figure 33. Représentation schématique des transferts sédimentaires potentiels dans l'anse de Suscinio durant lors de conditions de fortes agitations (période de mars 2010, incluant la tempête <i>Xynthia</i> ). Les dépôts sédimentaires subtidaux peuvent expliquer le bilan volumétrique négatif observé après la tempête. Le réseau de fracturation du socle est identifié à partir des orthophotographies IGN 2004 (modifié, d'après Dubois, 2012). ....	95
Figure 34. Comparaison qualitative des caractéristiques géographiques, morpho-sédimentaires et hydrodynamiques des quatre environnements littoraux étudiés de la baie de Vilaine : plages de Suscinio, de Bétahon, de La Turballe et de Pénestin. Les données climatologiques de vagues sont calculées au niveau de la bouée Candhis-Cerema du Plateau du Four. ....	97
Figure 35. Répartition spatio-temporelle des processus climatiques, hydrodynamiques, sédimentologiques et anthropiques impliqués dans la dynamique sédimentaire des littoraux (modifié, d'après Fenster <i>et al.</i> , 1993 et Dehouck, 2006). En rouge, la zone d'intérêt pour ce travail de thèse. ....	99
Figure 36. A. Déploiement du DGPS lors d'un suivi topographique sur le platier vaseux de Bétahon. B. Description du système GéoXH série 2008 et son antenne zéphyr externe. ....	102
Figure 37. A. Tachéomètre laser Leica TS02 B. Prisme réflecteur. ....	102
Figure 38. A. Système de prise de vue aérienne KAP-SHOM avec un cerf-volant Rokkaku et un système de prise de vue composé d'un appareil photo Nikon Coolpix A et un système de stabilisation "Picavet" B. Appareil photo Nikon Coolpix A - 8Mpx. C. Cerf-volant « Dopéro ».....	104

Figure 39. A. Répartition des points de contrôle au sol pour l'analyse photogrammétrique ( <i>GCPs-Ground Control Points</i> ). B. Image aérienne brute et identification d'un point de contrôle sur la prise de vue. C. Observations des trains de vagues en mode stationnaire.....	106
Figure 40. A. Schéma du principe de la mesure de profondeur de remaniement des sédiments. B. Système de mesure de la profondeur de remaniement ( <i>Depth of Disturbance - DoD</i> ) déployé sur la plage de Bétahon. ....	107
Figure 41. A. Représentation schématique du volume de sédiments sur une cellule de 0.5 m d'un profil topographique. B. Représentation schématique de la variation de l'enveloppe mobile (battement) d'un profil C. Calcul de la pente de plage et des erreurs sur la valeur. ....	110
Figure 42. Exemple d'une analyse des données issue d'une acquisition d'images aériennes par cerf-volant en janvier 2015 sur la plage de Bétahon. A. Orthophotographie complète obtenue suite au survol <i>via Photoscan</i> . Le rectangle rouge correspond à la zone d'intérêt extraite inclus dans l'emprise des points de contrôle (GCP). B. extraction de la zone d'intérêt. La longueur de la zone est approximativement de 100 mètres et la largeur, de 40 mètres. C. Modèle numérique de terrain interpolé suivant la méthode de krigeage <i>via</i> le logiciel <i>Surfer</i> . D. Classification supervisée morpho-sédimentaire sous <i>ArcGIS</i> . ....	112
Figure 43. A. Capteur de pression OSSI-003C déployé sur la plage de La Turballe. B. Capteur NKE-SP2T10 déployé sur la plage de Bétahon.....	113
Figure 44. A. ADV Vector couplé à deux turbidimètres et déployé sur le platier vaseux de Bétahon. B. ADV Vector déployé au niveau du profil P6 de la plage de La Turballe. ....	114
Figure 45. A. ADCP positionné en début de zone dissipative (entre la rupture de pente et la bordure interne du platier vaseux) sur la plage de Bétahon en mars 2014 ; B. AQPro monté sur sa structure tripode et positionné en limite externe du platier vaseux de Bétahon en juin 2014. Notons que 0.5cm de biofouling s'est développé sur le capteur après trois semaines de mesures. ....	115
Figure 46 : Schéma de rotation de vecteurs référencés géographiquement en composantes locales. ....	118
Figure 47. Courbe d'étalonnage de concentration en MES du turbidimètre Wetlabs LSS631 75 NTU par le signal électrique reçu par l'ADV (erreur sur la mesure 1.0 mg.L).....	120
Figure 48. A. Échantillonnage de sédiments non-cohésifs en surface et sub-surface de la zone intertidale de la plage de La Turballe. B. Carottier DEOM140 armé et en déploiement sur le platier vaseux de Bétahon. C. Carrotier DEOM140, post-carrotage, ouvert pour le sous-échantillonnage in-situ.....	122
Figure 49. A. Description du scissomètre de terrain TELEMAC (modifié, d'après Furgerot, 2014). B. Mesure in-situ sur le platier vaseux de Bétahon du scissomètre de terrain.....	123

Figure 50. Localisation des différents instruments de mesures hydrodynamiques, des profils topographiques suivis et prélèvements sédimentaires réalisés lors de la campagne de mars et juin 2014 sur la plage de Bétahon .....	131
Figure 51. Localisation des instruments de mesures sur les profils topographiques suivis lors de la campagne de mesures du 28 février au 05 mars 2014 sur la plage de Bétahon. A. Profil P1. B. Profil P3. C. Profil P6. D. Positionnement de l'ADV Vector sur la section dissipative vaseuse du profil P1. E. ADCP 1200 KHz positionné entre la rupture de pente et la bordure interne du platier vaseux sur le profil P3. F. ADV positionné sur le <i>ridge</i> du platier vaseux du profil P3.....	132
Figure 52. Localisation des instruments de mesures sur les profils topographiques suivis lors de la campagne du 12 au 18 juin 2014 sur la plage de Bétahon. A. Profil P1. B. Profil P3. C. Profil P6. D. Positionnement de l'ADV Vector et du capteur de pression OSSI-003C sur la section dissipative vaseuse du profil P1 ; les systèmes de mesures de la profondeur de remaniement sont observés sur le bas de section réfléchive et en début de section dissipative. E. ADCP 1200 KHz positionné entre la rupture de pente et la bordure interne du platier vaseux et de l'OSSI-003C sur la bordure interne du platier au niveau du profil P3. F. photographie des différents instruments de mesures hydrodynamiques le long du profil P3.....	133
Figure 53. Localisation des différents instruments de mesures hydrodynamiques, des profils topographiques suivis et des prélèvements sédimentaires réalisés lors de la campagne de Novembre 2014 sur la plage de La Turballe. ....	136
Figure 54. Localisation des instruments de mesures sur les profils topographiques suivis lors de la campagne de mesures du 06 au 12 novembre 2014 sur la plage de La Turballe. A. Profil P2. B. Profil P4. C. Profil P6. D. Positionnement de l'ADV Vector en bas de section réfléchive du profil P2. E. Caméra vidéo positionné pour le suivi de la section centrale la plage (P4). F. ADCP 1200 KHz positionné en bas et capteur OSSI-003C en milieu de section réfléchive du profil P4. ....	137
Figure 55. Localisation des différents sites d'étude en baie de Vilaine, du point de mesures de houle au large (Plateau-du-Four), du marégraphe du port du Crouesty et des stations météorologiques (Sarzeau et Guérande). Localisation des différents profils cross-shore sur les plages de La Turballe, de Pénestin, de Bétahon et de Suscinio. Les points orangés identifient les transects suivis pour les prélèvements sédimentaires (3 à 4 par transects). ....	139
Figure 56. Localisation des profils sicssométriques réalisés le 16 et le 18 juin 2015 .....	141
Figure 57. Localisation des instruments de mesures hydrodynamiques, des profils topographiques et des prélèvements sédimentaires réalisés lors des campagnes de mesures de mars et juin 2014 sur la plage de Bétahon. ....	147
Figure 58. Données météo-marines pour la période du 28 février au 06 mars 2014 - du haut vers le bas : Vitesses du vent ; Direction du vent ; Composantes <i>longshore</i> et <i>cross-shore</i> du vent suivant les portions de plage ; Hauteurs significatives des vagues au large (bouée Plateau du four - Candhis) ;	

Puissance des vagues au large (énergie) ; Périodes pics et direction des vagues au large ; Hauteurs d'eau prédites, observées et surcotes résultantes.....	150
Figure 59. Positions des instruments de mesures sur les profils de plage de Bétahon du 28 février au 07 mars 2014 - A. profil P1 ; B. profil P3 ; C. profil P6. ....	151
Figure 60. Relations entre hauteurs significatives des vagues et hauteur d'eau au-dessus du fond au niveau du platier vaseux : exemples de spectres d'énergie intégrés sur la hauteur d'eau et identification du déferlement (ligne noir) pour les marées 1 et 3 de la campagne de mesures de mars 2014. A : Profil P3 ; B : Profil P1. ....	153
Figure 61. Relations entre hauteurs significatives des vagues et hauteur d'eau au-dessus du fond au niveau de la section réfléchive. A : Profil P3 : exemples de spectres d'énergie intégrés sur la hauteur d'eau et identification du déferlement (ligne noir) pour les marées 7 et 9 de la campagne de mesures de mars 2014 ; B : Profil P1. ....	154
Figure 62. Paramètres de vagues au niveau des sections dissipative et réfléchive de la plage de Bétahon du 28 février au 07 mars 2014 - Du haut vers le bas : hauteurs significatives des vagues et niveaux d'eau ; périodes moyennes des vagues ; hauteurs relatives des vagues (Hs/h) ; puissance des vagues. A : Profil P1 ; B : Profil P3 ; C : Profil P6. D : Taux d'atténuation/amplification de l'énergie des vagues entre la section réfléchive et dissipative des profils P1, P3 et P6 pour les moments de shoaling. ....	157
Figure 63 . A. Vitesses moyennes par burst des courants de fond au niveau du platier vaseux ( <i>ridge</i> ) des profils P1 et P3 (ADV) et à la limite de la rupture de pente pour le profil P3 (ADCP) sur la plage de Bétahon du 28 février au 7 mars 2014. Les hauteurs significatives et les niveaux d'eau pendant les marées sont présentés au niveau des ADV. B. Vecteurs des vitesses moyennes par burst pour les marées des tempêtes n°1 et n°2 (Marées 1 et 7) au niveau du platier vaseux sur les profils P1 et P3 et au niveau de la rupture de pente sur le profil P3 sur la plage de Bétahon. ....	161
Figure 64. A. Évolution journalière de l'altitude du profil P3 entre le 28 février et le 06 mars 2014 sur la plage de Bétahon. B. Différentiels journaliers d'altitudes et positions de la rupture de pente au niveau du profil P3 du 28 février au 06 mars 2014.....	163
Figure 65. A. <i>Ridges and runnels</i> déstructurés après la tempête du 28 février 2014 ; B. Recul de la bordure interne du platier vaseux et dépôts de sables fins et moyens après la rupture de pente ; C. Remplissage des <i>runnels</i> par des sédiments allant des sables fins aux graviers et modelés en rides d'une longueur d'onde de 20 cm, après la tempête du 03 et 04 mars 2014. ....	164
Figure 66. Schéma récapitulatif des résultats des mesures hydrodynamiques (courants et puissances des vagues) au niveau des profils P1, P3 et P6 de la plage de Bétahon sous conditions agitées (forte énergie – Hs plage=1.2 m). ....	166
Figure 67. Pourcentages des durées des processus de shoaling et de surf/swash en zone réfléchive et dissipative du profil P3 de la plage de Bétahon lors de la marée de tempête n°1. Notons que le platier vaseux est soumis plus longtemps à l'ensemble de ces processus. ....	167

Figure 68. Schéma récapitulatif des résultats des mesures hydrodynamiques (courants et puissances des vagues) au niveau des profils P1, P3 et P6 de la plage de Bétahon sous conditions d'agitation moyenne (énergie modérée – $H_s=0.6$ m).....	169
Figure 69. A. Image aérienne par cerf-volant du platier vaseux de Bétahon à marée montante (22 octobre 2015). Les sections déferlantes des crêtes de vagues sont identifiées en noir. B. Modèle conceptuel de variabilité <i>longshore</i> du rapport $H_s/h$ . La limite de déferlement $\gamma=0.15$ est identifiée en ligne pointillée noire. ....	170
Figure 70. Données météo-marines pour la période du 12 au 20 juin 2014 - du haut vers le bas : Vitesses du vent ; Direction du vent ; Composantes <i>longshore</i> et <i>cross-shore</i> du vent suivant les zones de plage ; Hauteurs significatives des vagues au large (bouée Plateau du four - Candhis) ; Puissance des vagues au large (énergie) ; Périodes pics des vagues au large ; Hauteurs d'eau prédites, observées et surcotes résultantes.....	172
Figure 71. Positions des instruments de mesures sur les profils de plage de Bétahon du 12 au 20 juin 2014. A. profil P1 ; B. profil P3 ; C. profil P6.....	174
Figure 72. A. Relations entre hauteurs significatives des vagues et hauteurs d'eau au-dessus du fond : A. Au niveau de la bordure externe du platier vaseux ; B. Au niveau du platier vaseux du profil P3 ; C. Au niveau de la bordure interne du platier vaseux du profil P3 ; D. Au niveau de la section réfléchive du profil P3 ; E. Au niveau au niveau du platier vaseux du profil P1 ; F. Au niveau au niveau du platier vaseux du profil P6 ; G. Exemples de spectres d'énergie intégrés sur la hauteur d'eau au niveau de la bordure externe du platier vaseux, des sections dissipative et réfléchive du profil P3 pour la marée 5 de la campagne de mesures de juin 2014. ....	176
Figure 73.A. Déferlement d'une vague unique ( $H_b = 5-10$ cm, $h = 15-20$ cm) au niveau du capteur de pressions situé an aval de la bordure interne du platier vaseux (limite vase/sable) du profil P1. Des ondes secondaires de très faible amplitude sont observables sous l'effet du vent (dirigé Nord-Ouest) sur le platier vaseux. B. Déferlement d'un groupe de vagues ( $H_b = 2-5$ cm, $h = 5-15$ cm) de directions multiples, issu d'un déferlement unique, au niveau de la bordure interne du platier vaseux du profil P1.....	177
Figure 74. A. Paramètres des vagues au niveau des sections dissipative et réfléchive. A. Profil P1 de la plage de Bétahon du 12 au 20 juin 2014 ; B. Profil P3 de la plage de Bétahon du 12 au 20 juin 2014 ; C. Profil P6 de la plage de Bétahon du 12 au 20 juin 2014 - Du haut vers le bas : hauteurs significatives des vagues et niveaux d'eau ; périodes moyennes des vagues ; hauteurs relatives des vagues ( $H_s/h$ ) ; puissance des vagues. D. Taux d'atténuation/amplification de l'énergie des vagues entre différents capteurs des sections dissipatives des profils P1, P3 et P6 et entre les sections réfléchive et dissipative pour le profil P3 lors des moments de shoaling. ....	182
Figure 75. Pente des différentes sections du platier vaseux au niveau des profils P1, P3 et P6 de la plage de Bétahon lors de la campagne de mesures de juin 2014. ....	183

Figure 76. Vitesses maximales instantanées par burst, vitesses moyennes par burst et hauteurs significatives des vagues au niveau des ADV des profils P3 (A) et P1 (B) entre le 12 et le 20 juin 2014. En pointillé gras, moyenne des vitesses par marée.....	186
Figure 77. A. Vitesses moyennes par <i>burst</i> des courants de fond en bordure externe du platier vaseux, au niveau du platier vaseux ( <i>ridge</i> ) des profils P1 et P3 (ADV) et à la limite de la rupture de pente pour le profil P3 (ADCP) sur la plage de Bétahon du 12 au 20 juin 2014. Les hauteurs significatives et niveaux d'eau pendant les marées sont présentés au niveau des ADV. B. Vecteurs des vitesses moyennes par <i>burst</i> pour les marées n°5 et n°10 en bordure externe du platier vaseux, au niveau du platier vaseux sur les profils P1 et P3 et au niveau de la rupture de pente sur le profil P3 sur la plage de Bétahon.....	187
Figure 78. A. Évolution journalière de l'altitude des profils P1, P3 et P6 entre le 12 et le 19 juin 2014 sur la plage de Bétahon. B. Différentiels journaliers d'altitudes et positions de la rupture de pente des profils P1, P3 et P6 entre le 12 et le 19 juin 2014.....	189
Figure 79. A. Profil P1 : partie réfléchive sablo-graveleuse et platier vaseux plan composé de vase semi-fluide ; B. Profil P3 : partie réfléchive sablo-graveleuse et platier vaseux modélisés en formes de <i>ridges and runnels</i> déstructurés ; C. Profil P3 : dépôt de vase fluide entre la rupture de pente et la bordure interne du platier vaseux ; D. Profil P6 : partie réfléchive sablo-graveleuse et section dissipative linéaire sablo-vaseuse.....	190
Figure 80. A gauche : Profondeurs de remaniement moyennes ( <i>DoD</i> ) et écart-types des variations d'altitudes entre le 12 et le 19 juin 2014 pour la plage de Bétahon. À droite : Variations journalières des profondeurs de remaniement du 12 au 19 juin 2014 pour la plage de Bétahon. A : Profil P1 ; B : Profil P3 ; C : Profil P6. ....	193
Figure 81. Positions des prélèvements des échantillons de surface le long du profil P1 de la plage de Bétahon et répartition quotidienne des principales fractions granulométriques constituant le sédiment du 13 au 19 juin 2014. Les points de prélèvements sont notés de P1S0 à P1S3, respectivement du bas vers le haut du profil. ....	195
Figure 82. Positions des prélèvements des échantillons de surface le long du profil P3 de la plage de Bétahon et répartition quotidienne des principales fractions granulométriques (fractions cibles) constituant le sédiment du 13 au 19 juin 2014. Les points de prélèvements sont notés de P3S0 à P3S3, respectivement du bas vers le haut du profil. ....	196
Figure 83. Positions des prélèvements des échantillons de surface le long du profil P6 de la plage de Bétahon et répartition quotidienne des principales fractions granulométriques constituant le sédiment du 13 au 19 juin 2014. Les points de prélèvements sont notés de P1S0 à P1S3, respectivement du bas vers le haut du profil. ....	197
Figure 84 En haut : Prise de vue aérienne par perche (8m) des sédiments et formes de surface ; En bas : Photographie des sédiments de la partie réfléchive supérieure. A : Profil P1 ; B : Profil P3 ; C : Profil P6.....	198

Figure 85. A(1). Concentration en matières en suspension (*Sediment Suspended Concentration - SSC*) au niveau du fond au-dessus d'un *ridge* du profil P3 du 12 au 19 juin 2014 ; A(2). Composantes de vitesses verticales et magnitudes de vitesses intégrées sur X,Y et Z à 15 cm au-dessus du fond ; A(3). Hauteurs d'eau et hauteurs significatives des vagues (par *burst* de 10 minutes) ; A(4). Puissance des vagues et hauteurs relatives des vagues (Hs/h) au niveau du point de mesure (rigde). B(1) et B(2). Analyse détaillée des variations de concentration en matières en suspension pour les marées 2 et 5 par rapport à différentes données hydrodynamiques au-dessus du *ridge* du platier vaseux de Bétahon. (du haut vers le bas) - Vitesses verticales et magnitudes moyennes par *burst* des composantes X-Y-Y ; Magnitudes maximales par *burst* des composantes X-Y ; Hauteurs significatives des vagues et niveaux d'eau relatifs au-dessus du substrat ; Hauteurs relatives des vagues - Hs/h..201

Figure 86. Schéma récapitulatif des résultats des mesures hydrodynamiques (courants et puissances des vagues) au niveau des profils P1, P3 et P6 de la plage de Bétahon en conditions de temps calme (faible énergie – Hs plage =0.2m) .....204

Figure 87. A. Rotation par diffraction/réfraction des crêtes de vagues sur la plage de Bétahon (image satellite - Google 2012). B. Remise en suspension et transport par shoaling de la vase fluide sur une photographie aérienne (année 1999 - IGN). Les crêtes de vagues sont identifiées en trait plein jaune. ....205

Figure 88. Localisation des instruments de mesures hydrodynamiques, des profils topographiques réalisés lors des campagnes de mesures du 6 au 12 novembre 2014 sur la plage de La Turballe. ....207

Figure 89. Données météo-marines pour la période du 06 au 12 novembre 2014 - du haut vers le bas : Vitesses du vent ; Direction du vent ; Composantes *longshore* et *cross-shore* du vent suivant les zones de la plage ; Hauteurs significatives des vagues au large bouée Plateau du four - Candhis) ; Puissance des vagues au large (énergie) ; Périodes pics des vagues au large ; Hauteurs d'eau prédites, observées et surcotes résultantes.....210

Figure 90. Positions des instruments de mesures sur les profils de plage de La Turballe du 06 au 12 novembre 2014 - A. profil P1 ; B. profil P3 ; C. profil P6.....211

Figure 91. Images moyennées sur 10 min (à 2 Hz) de la section centrale de la plage de La Turballe du 05/11/2014 09h50 (A) au 05/11/2014 15h00 (F), correspondant à la marée montante diurne. Le point rouge identifie la position du capteur de pressions. ....214

Figure 92. Profil P4 de la plage de la Turballe : Relations entre hauteurs significatives des vagues et hauteurs d'eau au-dessus du fond. A : en zone dissipative subtidale à -9 m. B : en zone dissipative subtidale proche à -4 m. C : en section réfléchive. D : en bas de la section réfléchive. E : au milieu de la section réfléchive. F. Exemple de spectres d'énergie intégrés sur la hauteur d'eau au niveau de la section réfléchive basse du profil P2 et identification des limites de déferlement des vagues. Profil P6 de la plage de la Turballe : Relations entre hauteurs significatives des vagues et hauteurs d'eau au-dessus du fond. G : partie basse du profil P6. H : en section dissipative intertidale médiane. I. Exemples de spectres d'énergie intégrés sur la hauteur d'eau au niveau des sections dissipatives

basse et médiane du profil P6 et identification des limites de déferlement des vagues lors de la campagne de mesures de juin 2014. ....	216
Figure 93. Paramètres des vagues au niveau des sections dissipative et réfléchive de la plage de La Turballe du 05 au 12 novembre 2014. A : profil P2 ; B : profil P4 ; C : profil P6 - Du haut vers le bas : hauteurs significatives des vagues et niveaux d'eau ; périodes moyennes des vagues ; hauteurs relatives des vagues (Hs/h) ; puissance des vagues. D : Taux d'atténuation/amplification de l'énergie des vagues entre différents capteurs des sections réfléchive intertidale P2, dissipative subtidale du profil P4, dissipative intertidale du profil P6 et entre les sections réfléchive et dissipative pour le profil P4 lors des moments de <i>shoaling</i> . ....	219
Figure 94. Débits résiduels - Zone du Croisic - Marée Moyenne (d'après Gendronneau <i>et al.</i> , 2006)	222
Figure 95. A. Vitesses moyennes par <i>burst</i> des courants de fond en bas des profils P2 (réflectif - ADV) et P6 (dissipatif - ADV), à la limite de la rupture de pente (ADCP) et en zone subtidale proche (dissipatif - AQPro) pour le profil P4 sur la plage de La Turballe du 05 au 12 novembre 2014. Les hauteurs significatives et les niveaux d'eau pendant les marées sont présentés au niveau de l'AQPro. B. Vecteurs des vitesses moyennes par <i>burst</i> pour les marées n°2 et n°4 (tempête n°1) pour les différents courantomètres des profils P2, P4 et P6 sur la plage de La Turballe.....	223
Figure 96. A. Évolution journalière de l'altitude des profils P2, P4 et P6 du 06 et le 12 novembre 2014 sur la plage de La Turballe. B. Différentiels journaliers d'altitudes et positions de la rupture de pente des profils P2, P4 et P6 du 06 au 12 novembre 2014. Les deux tempêtes sont identifiées sur la section B de la figure, entre le 06 et le 07 novembre 2014 et entre le 11 et le 12 novembre 2014. ....	225
Figure 97. Différentiels journaliers d'altitude des modèles numériques de terrain de la section centrale de la plage de La Turballe entre le 06 et le 12 novembre 2014. ....	228
Figure 98. Extension de la zone de <i>swash</i> lors de la marée n°5 pendant la tempête n°1. Les tailles de la zone de <i>swash</i> et de la hauteur au déferlement sont estimées visuellement. ....	229
Figure 99. Variation des positions des croissants de plage avant le premier épisode énergétique (06 novembre 2014) et à la fin de la période de mesures (12 novembre 2014) sur la section centrale de la plage de La Turballe - A. Position des isolignes 1m entre le 06 et le 12 novembre ; B. Différentiel topographique entre le 06 et le 12 novembre. ....	229
Figure 100. Variations des volumes sédimentaires (fréquences brutes et cumulées) sur la partie centrale de la plage de La Turballe entre le 06 et le 12 novembre 2014. La barre centrale en noir représente l'incertitude de la mesure. ....	230
Figure 101. Positions des prélèvements des échantillons de surface le long du profil P2 de la plage de La Turballe, écart-type de la médiane granulométrique et répartition quotidienne des principales fractions granulométriques constituant le sédiment. Les points de prélèvements sont notés de P2S0 à P2S3, respectivement du bas vers le haut du profil. ....	232
Figure 102. Positions des prélèvements des échantillons de surface le long du profil P4 de la plage de La Turballe, écart-type de la médiane granulométrique et répartition quotidienne des principales	

fractions granulométriques constituant le sédiment. Les points de prélèvements sont notés de P4S0 à P4S3, respectivement du bas vers le haut du profil. ....	234
Figure 103. Positions des prélèvements des échantillons de surface le long du profil P6 de la plage de La Turballe, écart-type de la médiane granulométrique et répartition quotidienne des principales fractions granulométriques (fractions cibles) constituant le sédiment. Les points de prélèvements sont notés de P6S0 à P6S3, respectivement du bas vers le haut du profil.....	235
Figure 104. A(1). Valeurs de turbidité (Unité Néphélométrique - NTU) au niveau du fond en zone subtidale proche ( $z=-6.75m$ - P4) et composantes de vitesses verticales et magnitudes de vitesses intégrées sur X, Y et Z à 15 cm au-dessus du fond du 05 au 12 novembre 2014 sur la plage de La Turballe ; A(2). Hauteurs d'eau et hauteurs significatives des vagues (par <i>burst</i> de 10 minutes) ; A(3). Puissance des vagues et hauteurs relatives des vagues ( $H_s/h$ ) au niveau du point de mesure ( $Z=-6.75m$ ); A(4). Valeurs de turbidité au niveau du fond et orientation des vents, direction des houles au large (Plateau-du-four) et au niveau du point de mesures. B(1) et B(2). Analyse détaillée des variations de turbidité pour les marées 2 et 4 par rapport à différentes données hydrodynamiques au niveau du fond en zone subtidale proche de la plage de La Turballe ; (du haut vers le bas) - Vitesses verticales et magnitudes moyennes par burst des composantes X-Y-Z ; Magnitudes maximales par burst des composantes X-Y ; Hauteurs significatives des vagues et niveaux d'eau relatifs au-dessus du substrat ; Hauteurs relatives des vagues - $H_s/h$ . ....	238
Figure 105. Schéma récapitulatif des résultats des mesures hydrodynamiques (courants et puissances des vagues) au niveau des profils P2, P4 et P6 de la plage de La Turballe. A. En conditions d'agitation faible ou modérée (énergie faible ou modérée $H_s$ plage= 0.5m) ; B. en conditions de tempête (haute énergie- $H_s$ plage=2m). ....	241
Figure 106. Modèles conceptuels de la dynamique morfo-sédimentaire transversale et longitudinale au niveau des partie Nord (Profil P2), centrale (Profil P4) et Sud de la plage (Profil P6). ....	242
Figure 107. Comparaison des dynamiques morfo- sédimentaires <i>cross-shore</i> des profils P4 de la plage de La Turballe et P3 de la plage de Bétahon pour des conditions d'énergie modérée et forte (tempêtes) au large, relativement similaires. ....	247
Figure 108. Comparaison des dynamiques morfo- sédimentaires <i>cross-shore</i> des profils P4 de la plage de La Turballe et P3 de la plage de Bétahon post-tempête (résilience à court terme, 3 jours). ....	248
Figure 109. A. Critère de déferlement ( $\gamma=H_s/h$ ) versus pente locale des sections des profils de plage. B. Facteur de frottement des vagues versus pente de la section locale du platier vaseux de la plage de Bétahon. ....	250
Figure 110. Conditions hydrodynamiques au large (bouée Plateau du Four) de la baie de Vilaine et météorologiques (Station de Sarzeau) d'octobre 2013 à juin 2015. Du haut vers le bas : vitesse du vent à Sarzeau ; direction et provenance du vent ; hauteur significative de la houle ; puissance des vagues selon la formulation d'Hardisty (1990) ; période et direction des vagues au pic d'énergie ; hauteur d'eau prédite, observée et surcote associée au niveau du port du Crouesty. Les séries de	

levés topographiques sont identifiées en gris et notées de TS1 à TS16. Les différentes périodes hydrodynamiques définies sont notées de F1 à F4. ....	253
Figure 111. Rose des hauteurs significatives des vagues en fonction de la direction au pic d'énergie (pas de temps horaire) au niveau du Plateau du Four sur la période de décembre 2013 à avril 2014 (F1) ; Rose des vitesses du vent en fonction des directions (pas de temps horaire) au niveau de la station météorologique de Sarzeau sur la période de décembre à avril 2013 (F1). ....	255
Figure 112. Rose des hauteurs significatives des vagues en fonction de la direction au pic d'énergie (pas de temps horaire) au niveau du Plateau du Four sur la période d'avril à novembre 2014 (F2) ; Rose des vitesses du vent en fonction des directions (pas de temps horaire) au niveau de la station météorologique de Sarzeau sur la période d'avril à novembre 2014 (F2). ....	256
Figure 113. Rose des hauteurs significatives des vagues en fonction de la direction au pic d'énergie (pas de temps horaire) au niveau du Plateau du Four sur la période de Novembre 2014 à mars 2015 (F3) ; Rose des vitesses du vent en fonction des directions (pas de temps horaire) au niveau de la station météorologique de Sarzeau sur la période de novembre 2014 à mars 2015 (F3). ....	257
Figure 114. Rose des hauteurs significatives des vagues en fonction de la direction au pic d'énergie (pas de temps horaire) au niveau du Plateau du Four sur la période de mars à mai 2015 (F4) ; Rose des vitesses du vent en fonction des directions (pas de temps horaire) au niveau de la station météorologique de Sarzeau sur la période de mars à mai 2015 (F4). ....	258
Figure 115. Localisation des profils <i>cross-shore</i> , des prélèvements sédimentaires de surface, des suivis de la limite vase/sable et de la zone de suivi par imagerie aérienne par cerf-volant sur la plage de Bétahon. ....	262
Figure 116. Altitudes moyennes et écarts-types des altitudes des profils de plage de Bétahon, centrés au niveau moyen des mers (NM=0.52 m IGN69). ....	264
Figure 117. Variations d'altitudes, différentiels d'altitudes et profils enveloppes des profils P1, P2 et P3 de la plage de Bétahon. ....	268
Figure 118. Variations d'altitudes, différentiels d'altitudes et profils enveloppes des profils P4, P5 et P6 de la plage de Bétahon. ....	269
Figure 119. Évolution des profils P1, P2 P3, P4, P5 et P6 de la plage de Bétahon de décembre 2013 à mai 2015. ....	270
Figure 120. A. Altitudes du platier vaseux aux points 10 mètres après la rupture de pente pour les profils P1 à P6 de la plage de Bétahon de mars 2014 à mai 2015. B. Différentiel d'altitude d'un levé à l'autre sur le platier vaseux pour le point 10 après la rupture de pente des profils P1 à P6 de la plage de Bétahon. ....	272
Figure 121. Photographies de la partie centrale du platier vaseux - A. Fin de période F1, mars 2014 (suite aux tempêtes extrêmes), le platier vaseux est en configuration <i>R-R</i> fortement marquée ; B. Début de période F2, juillet 2014, Le système <i>R-R</i> est en voie de comblement par de la vase fluide ; C.	

Période F3, février 2015, le platier vaseux présente une surface plane de vase fluide ; D. Période F4, mai 2015, un système <i>R-R</i> caractérise la surface du platier vaseux partiellement rempli de vases fluides.....	273
Figure 122. Variations des surfaces de l'enveloppe mobile des profils de la plage de Bétahon de décembre 2013 à mai 2015. ....	275
Figure 123. Corrélations des variations de surface de l'enveloppe mobile entre profils sur la plage de Bétahon.....	275
Figure 124. Variations de la surface de l'enveloppe mobile de la plage de Bétahon entre chaque levé de décembre 2013 à mai 2015. ....	276
Figure 125. Variations des volumes sédimentaires cumulés de la plage de Bétahon - décembre 2013 à mai 2015 - profils pris en entier (réflectifs et dissipatifs) et sections uniquement réfléchives. ....	278
Figure 126. Corrélation des variations de volumes (réflectif + dissipatif) entre les profils sur la plage de Bétahon.....	279
Figure 127. Variations des volumes par profil de la plage de Bétahon entre décembre 2013 et mai 2015.....	279
Figure 128. Variations des volumes sédimentaires totaux de la plage de Bétahon- fréquences séparées et fréquences cumulées. ....	280
Figure 129. Sectorisation des profils de la plage de Bétahon suivant l'écart-type des variations d'altitude.....	281
Figure 130. Variations Verticales Maximales (MVV) par secteurs de profils sur la plage de Bétahon.	284
Figure 131. Corrélations des variations verticales maximales (MVV) par secteurs sur la plage de Bétahon.....	285
Figure 132. Corrélations croisées des variations de volumes sédimentaires par secteurs de profils de la plage de Bétahon sur la période décembre 2013 à mai 2015 (18 levés topographiques).....	286
Figure 133. Variations des fractions granulométriques cibles sur le profil P1 de la plage de Bétahon entre décembre 2013 et avril 2015. ....	290
Figure 134. Variations des fractions granulométriques cibles sur le profil P3 de la plage de Bétahon entre décembre 2013 et avril 2015. ....	293
Figure 135. Variations des fractions granulométriques cibles sur le profil P6 de la plage de Bétahon entre décembre 2013 et avril 2015. ....	296
Figure 136. Variations des médianes granulométriques pour les profils P1, P3 et P6 par secteurs et pour la médiane moyenne de la section réfléchive de la plage de Bétahon. Superposition de la variation du $H_{s99\%}$ .....	298
Figure 137. Corrélations des variations de la médiane granulométrique entre les différents échantillons (série continue) prélevés sur la plage de Bétahon.....	299

Figure 138. Variations granulométriques de la couche de sédiment de surface du platier vaseux de mai 2014 à juin 2015- A. courbe de la répartition granulométrique de 0.5 à 2 000 $\mu$ m ; B. Évolution de la médiane granulométrique et des percentiles 10% et 90%.....	300
Figure 139. Mesures des contraintes de cisaillement et profils sédimentaires verticaux associés au niveau d'un ridge vaseux de la section centrale de la plage de Bétahon- A. Mesures réalisées le 16 juin ; B et C. Mesures réalisées le 18 juin à 1 mètre de la bordure interne du platier vaseux (B) et à 10 m vers le large (C) (cf. chapitre matériel et méthode). .....	301
Figure 140. Différentes limites vase/sable identifiées sur la plage de Bétahon suivant la morphologie du platier vaseux. Le trait orange correspond aux limites vase/sable sélectionnées retenues lors des différents levés topographiques ; Le trait vert correspond à la position de la rupture de pente (limite réflectif/dissipatif).....	303
Figure 141. Visualisation des limites vase/sable relevées sur la plage de Bétahon entre décembre 2013 et mai 2015 - les transects d'analyse (T1 à T128) <i>via</i> le module DSAS© (Theier <i>et al.</i> , 2017) sont espacés de 10 m ; Taux de variation de la limite vase-sable sur la période de mesures (End point rate), de la distance entre le premier levé – décembre 2013 - et le dernier – mai 2015 - (Net Sand/Mud Layers – SML movement) et de l'enveloppe des variations de la limite (SML change envelope). .....	304
Figure 142. Corrélations des variations verticales maximales (MVV) par secteurs des profils de la plage de Bétahon avec les paramètres de hauteur de vague au large $H_{s99\%}$ et $H_{s_{max}}$ ainsi que l'énergie des vagues cumulée et moyenne entre les levés topographiques. ....	307
Figure 143. Corrélations multiples entre différentes valeurs représentatives des variations de la granulométrie de la section réflective de la plage de Bétahon et différents paramètres hydrodynamiques - A. Corrélations des variations de la médiane granulométrique et de l'énergie cumulée des vagues entre chaque prélèvement ; B. Corrélations des variations des fractions granulométriques inférieures à 250 $\mu$ m et de l'énergie cumulée des vagues entre chaque prélèvement ; C. Corrélations des variations des fractions granulométriques supérieures à 2 mm et de l'énergie cumulée des vagues entre chaque prélèvement ; D. Corrélations des variations des fractions granulométriques supérieures à 2 mm et du 99 <sup>ème</sup> percentile de la hauteur des vagues entre chaque prélèvement.....	309
Figure 144. Corrélations des variations des volumes sédimentaires pour chaque profil de la plage de Bétahon avec les paramètres $H_{s99\%}$ , $H_{s_{max}}$ , l'énergie des vagues cumulée et moyenne entre chaque levé topographique.....	310
Figure 145. Variations de la surface de l'enveloppe mobile totale de la plage de Bétahon et variations de la puissance des vagues au large moyennée sur 20 jours et 30 jours avant le levé de terrain puis moyennée sur l'ensemble de la période entre deux levés.....	312
Figure 146. Corrélations des variations de surface de l'enveloppe mobile pour chaque profil de la plage de Bétahon avec les paramètres $H_{s99\%}$ , $H_{s_{max}}$ , l'énergie cumulée et l'énergie moyenne entre levés topographiques.....	312

Figure 147. Corrélations des variations de position de la rupture de pente pour chaque profil de la plage Bétahon avec les paramètres $H_{S99\%}$ , $H_{S_{max}}$ , l'énergie cumulée et l'énergie moyenne entre levés topographiques.....	313
Figure 148. Localisation des profils <i>cross-shore</i> et des prélèvements sédimentaires de surface sur la plage de La Turballe .....	316
Figure 149. Altitudes moyennes et écarts-types des altitudes des profils de plage de La Turballe, centrés au niveau moyen de la mer (NM=0.47 m IGN69) .....	318
Figure 150. Variations d'altitudes, différentiels d'altitudes et profils enveloppes des profils P1, P2 et P3 de la plage de La Turballe. ....	322
Figure 151. Variations d'altitudes, différentiels d'altitudes et profils enveloppes des profils P4, P5 et P6 de la plage de La Turballe. ....	323
Figure 152. Évolution des profils P1, P2 P3, P4, P5 et P6 de la plage de la Turballe de décembre 2013 à mai 2015.....	324
Figure 153. Variations des surfaces de l'enveloppe mobile des profils de la plage de La Turballe. ....	326
Figure 154. Corrélations des variations de surface de l'enveloppe mobile entre profils sur la plage de La Turballe.....	327
Figure 155. Variations de la surface de l'enveloppe mobile de la plage de la Turballe entre chaque levé de décembre 2013 à mai 2015.....	327
Figure 156. Variations du volume sédimentaire cumulé de la plage de La Turballe - décembre 2013 à mai 2015.....	329
Figure 157. Corrélations des variations de volumes entre profils sur la plage de La Turballe.....	329
Figure 158. Variations des volumes par profil de la plage de La Turballe entre décembre 2013 et mai 2015.....	330
Figure 159. Variations des volumes sédimentaires totaux de la plage de La Turballe - fréquences séparées et fréquences cumulées. ....	330
Figure 160. Sectorisation des profils de la plage de La Turballe suivant l'écart-type des variations d'altitude.....	331
Figure 161. Variations Verticales Maximales (MVV) par secteurs des profils sur la plage de La Turballe. ....	334
Figure 162. Corrélations des MVV par secteurs sur la plage de La Turballe .....	335
Figure 163. Corrélations croisées des variations de volumes sédimentaires par secteur de profils de la plage de la Turballe sur la période de décembre 2013 à mai 2015.....	336
Figure 164. Variations des fractions granulométriques cibles sur le profil P1 de la plage de La Turballe de décembre 2013 à avril 2015. ....	340

Figure 165. Variations des fractions granulométriques cibles sur le profil P3 de la plage de La Turballe de décembre 2013 à avril 2015. ....	344
Figure 166. Variations des fractions granulométriques cibles sur le profil P5 de la plage de La Turballe de décembre 2013 à avril 2015. ....	348
Figure 167. Variations des médianes granulométriques pour les profils P1, P3 et P5 par secteurs et pour la médiane moyenne de la plage de La Turballe entre décembre 2013 et avril 2015. Superposition de la variation du $H_{s99\%}$ . ....	350
Figure 168. Corrélations des variations de la médiane granulométrique entre les différents échantillons (série continue) prélevés sur la plage de La Turballe. ....	351
Figure 169. Corrélations des MVV par secteurs des profils de la plage de La Turballe avec les paramètres $H_{s99\%}$ , $H_{s_{max}}$ , l'énergie cumulée et l'énergie moyenne entre levés topographique. ....	352
Figure 170. Corrélations multiples entre les différentes valeurs représentatives des variations de la granulométrie des sections réfléchissantes et dissipatives des profils P2, P4 et P6 de la plage de La Turballe et les différents paramètres caractéristiques de l'hydrodynamisme au large - A. Corrélations des variations de la médiane granulométrique et de l'énergie cumulée des vagues entre chaque prélèvement ; B. Corrélations des variations des fractions granulométriques inférieures à 250 $\mu\text{m}$ et de l'énergie cumulée des vagues entre chaque prélèvement ; C. Corrélations des variations des fractions granulométriques supérieures à 2 mm et de l'énergie cumulée des vagues entre chaque prélèvement ; D. Corrélations des variations des fractions granulométriques supérieures à 2 mm et du 99 <sup>ème</sup> percentile de la hauteur des vagues entre chaque prélèvement. ....	355
Figure 171. Corrélations des variations volumiques par profils de la plage de La Turballe avec les paramètres $H_{s99\%}$ , $H_{s_{max}}$ , l'énergie cumulée et l'énergie moyenne entre levés topographiques. ....	356
Figure 172. Variations de la surface de l'enveloppe mobile totale de plage de La Turballe et variations de la puissance des vagues au large moyennée sur 20 jours et 30 jours avant le levé de terrain puis moyennée sur l'ensemble de la période entre deux levés. ....	357
Figure 173. Corrélations des variations de surface de l'enveloppe mobile par profils de la plage de La Turballe avec les paramètres $H_{s99\%}$ , $H_{s_{max}}$ , l'énergie cumulée et l'énergie moyenne entre levés topographiques. ....	358
Figure 174. Corrélations des variations de position de la rupture de pente par profils de la plage de La Turballe avec les paramètres $H_{s99\%}$ , $H_{s_{max}}$ , l'énergie cumulée et l'énergie moyenne entre levés topographiques. ....	359
Figure 175. Représentation schématique des principales variations morpho-sédimentaires à moyen-terme des quatre plages de baie de Vilaine lors de conditions de très haute énergie (cas n°1 - Hiver 2013/2014). ....	368

Figure 176. Représentation schématique des principales variations morpho-sédimentaires à moyen-termes des quatre plages de baie de Vilaine lors d’une baisse progressive des conditions d’agitations suite à des épisodes tempétueux de très haute énergie (cas n°2).....371

Figure 177. Représentation schématique des principales variations morpho-sédimentaires à moyen-termes des quatre plages de baie de Vilaine lors d’une augmentation progressive des conditions d’agitation suite à une période de faibles énergie (Cas n°3).....374

Figure 178. Graphes avec variations topographiques maximales attendues sur les quatre plages suivies de Bretagne Sud en fonction du 99<sup>ème</sup> percentile de la hauteur significative au large pour les secteurs de la rupture de pente (sablo-graveleuse - A) et dissipatif (sables ou vases – B).....376

Figure 179. Location of main studies about beach morphodynamic during the exceptional storminess winter 2013/2014 along the North Atlantic Ocean coastline.....402

Figure 180. A. Dune erosion in La Turballe beach (30/01/2014) ; B. Slump of Penestin beach erodible cliff (30/04/2014) ; C. Dune protection and beach access damaged in Bétahon beach after Dirk storm (10/01/2014) ; D. Ridge and Runnels destructured (01/03/2014); D. coarse sediment overwashes after Dirk storm in Betahon beach (10/01/2014) ; Dune retreat and rip-rap degradation in Suscinio beach after Dirk storm (10/01/2014). .....403

Figure 181. Location of beaches and sedimentary context of bay of Vilaine and bay of Quiberon (G-map, SHOM 2014) ; A. Location of *cross-shore* topographic profiles in La Turballe beach ; B. . Location of *cross-shore* topographic profiles ; C. . Location of *cross-shore* topographic profiles in Betahon beach ; D. . Location of *cross-shore* topographic profiles in Suscinio beach (Basemap : Ortholittoral V2) .....403

Figure 182. Comparison of wave integrated parameters (Hs, Tp, DirP) from WW3 model and in-situ data at Plateau du Four wave buoy location (lack line correspond to in situ data and orange line regards to model data) .....404

Figure 183. Upper panel show significant wave height during winter 2013/2014, dotted limit are Hs<sub>95%</sub> and Hs<sub>99%</sub> defining respectively storm event and storm peak. Based on Masselink et al, 2015, red bubbles show duration from of the 26 storm peak and size of the circle is proportional to duration. Lower panel show the peak period and associated wave direction for winter 2013/2014.....405

Figure 184. Water level and surge (tide residual) values at Le Croüesty harbor from October 2013 to May 2014. Maximum surge and water levels are indentified for storm peak (white circle) and for storm events (black triangle). Data are referenced to the French ordnance datum (IGN69) equivalent to mean sea level. ....407

Figure 185. Plots of offshore and near shore significant wave height during five high energy conditions field experiments for three of the four studied beaches. The two upper panels are Suscinio beach in February and March 2010 ; the two lower panels are Betahon beach in March 2014 and October 2013; the right panel is La Turballe beach, in November 2014.....408

Figure 186. Correlation between offshore and near-shore (Z=-9m IGN69) modeled significant wave height during the winter 2013/14; In black dots for La Turballe beach ; in red dots for Suscinio beach ; in green dots for Betahon and Penestin beaches .....408

Figure 187. Cross-shore beach profiles dynamic on the four study sites. For each beach, winter topographic serie, from December 2013 to May 2014, is presented for one profile. From upper to lower panels, profile T5 is selected For La Turballe and Penestin (southern part of beaches) , Central profiles T3 and T5 are presented respectively for Betahon and Suscinio beaches. Full black line is for the first profile of winter and red line is for the last topographic surveys, after winter ; intermediate field experiment are plotted in different dotted line. ....409

Figure 188. Cross-shore beach profiles volume and envelope variations La Turballe (upper left panel), Penestin (upper right panel), Betahon (lower left panel) and Suscinio beaches (lower left panel) ; In black, profile volume change ; in white, profile envelope variation .....410

Figure 189. Full beach Volume, envelope surface and median grain size dynamic for La Turballe (T), Penestin (P), Bethaon (B) and Suscinio (S) beaches. Some of each profiles variations are assumed representative of full beach dynamics. General beaches variations during the winter 2013/2014 is presented in the last column. Rose of offshore Plateau-du-Four significant wave height and direction are presented in the lower panels for each period and for full winter 2013/2014. ....411

Figure 190. Hauteur significative des vagues au large (Plateau-du-Four) et niveaux d'eau (marégraphe du port du Crouesty) lors des deux périodes de tempêtes de l'hiver 2013/2014 (P1 et P3), lors de la tempête *Ruzica* de février 2016 et pour la tempête *Joachim* de décembre 2011. ....414

Figure 191. Variations morphologiques des profils transversaux de quatre plages du littoral de Bretagne Sud.....416

Figure 192. Répartition directionnelle des hauteurs significatives des houles lors des différentes périodes tempétueuses et tempêtes isolées. A période P1 de l'hiver 2013/2014 ; B. Période P3 de l'hiver 2013/2014 ; C. Tempêtes *Ruzica* de février 2016 ; D. Tempête *Joachim* de décembre 2011...418

Figure 193. Relation entre les surcotes positives, les directions et les vitesses des vents lors des épisodes de tempêtes de l'hiver 2013/2014. ....419

Figure 194. Schéma conceptuel du potentiel érosif de la section dunaire et réflective supérieure des plages de la baie de Vilaine suivant la trajectoire d'une tempête ponctuelle (induisant l'orientation des houles). Les orientations des vents sont considérées dans le même sens que celles des vagues. ....419

Figure 195. Schéma conceptuel de l'impact morphologique de deux *clusters* successifs de tempêtes de haute énergie sur un profil de type intermédiaire. ....420

Figure 196. A. Location of the study area along the South-Brittany coast of France, in the outer Vilaine estuary. B. Photography of the central part of the beach, with the shore normal Ridge and Runnels system on the mudflat and the sandy/gravelly upper reflective part. Rocky outcrops as reference is

identified on photography. C. Ripple marked sediment in base of runnels. Ridge and runnels system is very destructed. ....448

Figure 197. A. Photography of the Kite Aerial Photography system developed by the SHOM (KAP-SHOM). B. An aerial raw picture from October 2014 field experiment, Ground Control Points (GCPs) are identified by a orange cross on the beach.....449

Figure 198. Example of an photogrammetric analyze, based on Agisoft Photoscan, for October 2015 field experiment. A. Position of camera of the covered referenced area and number of overlapped images. External part of the area are less covered. B. Positions of Ground Control Points during the October 2015 survey. GCPs are regularly spaced on the zone of interest. C. October 2015 Digital Elevation Model (DEM) and positions of topographic profiles monitored by differential GPS for DEM validation.....449

Figure 199. Example of topographic analyse (Golden Surfer) and morpho-sedimentary classification (ArcGIS) for January 2015 field experiment. A. Full orthomosaic acquired during the flight. red box is the zone of interest (ZI) located within the Ground Control Points. B. Extraction of ZI. The length of the area is above 100 meters and the width is closed to 40 meters. C. Digital elevation model of the ZI using krigging method on Golden Surfer software. D. Morpho-sedimentary classification of the Zi using supervised classification method on ArcGIS. ....450

Figure 200. Morpho-sedimentary classification of the delimited zone of interest using ArcGIS supervised classification method. A. Classification for 12 June 2014 field experiment. The rocky outcrop indentified in figure 1 is shown. B. Classification for 22 January 2015 field experiment. C. Classification for 22 April 2015 field experiment. D. Classification for 01 October 2015 field experiment. D. Classification for 25 February 2016 field experiment.....451

Figure 201. A. Location of 1D *longshore* profile over the zone of interest (top panel) ; Elevation of the mudflat extracted along the *longshore* profile for four of the five field experiment (bottom panel - June 2014 misses). B. 2D topographic variation (erosion in blue, accretion in red) from January to April 2015 (top panel), from April to October 2015 (middle panel) and from October 2015 to February 2016 (bottom panel). ....452

Figure 202. Meteorological (2 month cumulative rain fall and sunshine hour) and wave energy (hourly and 2 month cumulative using hourly data) conditions from January 2014 to march 2016. 3D morpho-sedimentary scheme are proposed for the five field experiments. Ridge and runnels stage are identified depending of mud consolidation, it assume that the oldest mud is the most consolidate.453

Figure 203. Conceptual model of morphological variations of R-R system of Betahon mudflat. Six stages are identified based on field experiments results, observations and wave energy analyze. From stage 1 to stage 5, increasing wave energy erode mudflat in Ridges and Runnels system to reach older R-R system. Decreasing energy on stage 6 and 7 lead to a fluid mud-deposit. Consolidation processes are the link between stage 7 and stage 1. ....454

Figure 204. A. Variations d'altitude du platier vaseux de mars 2014 à mai 2015 au point de scissométrie du 18 juin 2015 (P3C1) quelques mètres après la bordure interne du platier vaseux sur un <i>ridge</i> et variations des paramètres granulométrique D50 (bleu) et D10 (orange) du sédiment de surface ; B. Variations d'altitude du platier vaseux de mars 2014 à mai 2015 au point de scissométrie du 18 juin 2015 (P3C1) et puissance des vagues au larges. Les positions de la couche de surface et de la première sous-couche sableuse sont respectivement identifiées en gris et vert sur le graphique (précision verticale $\pm 5$ cm) ; entre ces deux limites et en dessous de la couche sableuse se situent les couches vaseuses. ....	457
Figure 205. Modèle conceptuel de la résistance à l'érosion d'une coupe verticale alternant couches sableuses et vaseuses avec une augmentation de la cohésion en profondeur au niveau du platier vaseux d'une plage mixte sablo-vaseuse. ....	458
Figure 206. A. Processus d'érosion pour des vases peu concentrées (vase fluide et crème de vase) ; B. Processus d'érosion pour des vases très concentrées (vase consolidée, tassée) (modifié, d'après Perigaud, 1983). ....	460
Figure 207. Processus par lequel un écoulement secondaire convergent pourrait éroder les bordures des <i>ridges</i> et donc élargir les <i>runnels</i> (modifié, d'après flood, 1983 in Carling <i>et al.</i> , 2009). Notons que Carling <i>et al.</i> proposent ce concept pour la formation des structures <i>R-R</i> , hypothèse potentiellement invalide pour le platier de Bétahon, dont le drainage de nappe souterraine semble être moteur pour la formation des <i>R-R</i> . ....	460
Figure 208. Capture vidéo et schéma associé pour les cinq types d'interactions entre le courant et le lit sédimentaire : a) pas d'interaction ; b) ondulation d'interface ; c) mélange et érosion ; d) mélange et érosion sévère ; e) vague en avant du panache (d'après Verhagen <i>et al.</i> , 2013). ....	461
Figure 209. Pourcentage d'atténuation de la hauteur significative des vagues de l'entrée de la baie de Vilaine (Plateau-du-Four, -30m) à la zone subtidale proche (isobathe -10m). Basée sur les sorties du modèle <i>WW3</i> (Shom) sur la période hivernale de décembre 2013 à mars 2014 .....	466
Figure 210. Projection qualitative des amplitudes potentielles de variations morphologiques et de l'érosion de la section réflective des 4 sites d'études (La Turballe, Pénestin, Bétahon et Suscinio) pour les directions de vent et de vagues associées les trois principales trajectoires des tempêtes observées en Atlantique Nord-Est. ....	469
Figure 211. Représentation schématique du sens d'écoulement des courants tidaux et du sens de propagation de la houle au large et à l'approche du platier rocheux affleurant. La direction de propagation de la houle est supposée normale à la côte. Le platier atténue l'énergie de la houle incidente sur la section orientale de la plage de Suscinio. Les normes des vecteurs sont arbitraires (Dubois, 2012). ....	470
Figure 212. Phénomène de diffraction/réfraction des vagues autour de l'îlot du Bédume du platier vaseux de Bétahon à partir de l'identification des crêtes de vagues sur une image satellite (Google Earth, 2012).....	470

Figure 213. Schéma conceptuel de l'évolution de l'énergie des vagues (selon la formulation de Hardisty, 1990) pour une plage intertidale de type *Low Tide Terrace* et pour trois sections dissipatives de nature morpho-sédimentaire différentes et une section commune réfléchive sablo-graveleuse. Cas n°1 (En jaune) évolution de l'énergie des vagues associée à une section dissipative sableuse. Cas n°2 en marron clair) : évolution de l'énergie des vagues associée à une section dissipative vaseuse sculptée en *ridges and runnels* ; Cas n°3 (en marron foncé) : évolution de l'énergie des vagues associée à une section dissipative constituée de vase fluide. Les deux premiers cas sont issus des analyses des mesures hydrodynamiques réalisées lors des campagnes à La Turballe (novembre 2014) et à Béthahon (mars et juin 2014). Le dernier cas est une extrapolation établie à partir des informations issues de la littérature scientifique. La section réfléchive est considérée pente identique pour les trois cas.....473

Figure 214. Schéma conceptuel d'emboitements de facteurs régionaux et locaux modulant la dynamique des littoraux de la baie de Vilaine. A. Configuration classique (régulièrement observée sur les littoraux) : sections réfléchives et dissipatives entièrement sableuses (exemple : plage de La Turballe). B. Configuration complexe des littoraux : sections réfléchives sableuses et sections dissipatives rocheuses ou vaseuse (exemple : plages de Suscinio et de Béthahon). .....474

Figure 215 : Test 1 -OSSI-Comparaison des spectres calculés sur trois périodes d'analyses différentes - 12/06/2014 01h00 UTC.....495

Figure 216 : Test 2 - Comparaison des spectres calculés sur trois périodes d'analyses différentes 14/06/2014 19h00 UTC.....496

Figure 217 : Données de pression OSSI brutes et interpolées sur la période du 12 au 20 juin 2014. .500

Figure 218 : Données de pression atmosphériques (interpolées à 2Hz) sur la période du 12 au 20 juin 2014 - Station de Belle-Ile. ....500

Figure 219 : Données de pressions OSSI et atmosphériques à 2Hz et sur la période sur la période du 12 au 20 juin 2014.....501

Figure 220 : Calcul différentiel carré des éléments adjacents à partir des données brutes de pressions OSSI, sur la période du 12 au 20 juin 2014. ....502

Figure 221 : Données OSSI brutes filtrées - suppression des valeurs de pressions émergées, sur la période du 12 au 20 juin 2014. ....502

Figure 222 : Comparaison des données de pressions atmosphériques et des pressions OSSI + offset moyen pour les moments hors de l'eau, sur la période du 12 au 20 juin 2014. ....503

Figure 223 : Comparaison des données brutes de pressions OSSI + offset moyen et des pressions atmosphériques sur la période du 12 au 20 juin 2014. ....503

Figure 224 : Exemple de représentation 1 D du spectre de vague - OSSI - analyse sur 15 min. ....504

Figure 225 : Principales caractéristiques des vagues spectralement déterminées à partir des données OSSI -  $H_s$ ,  $T_p$  et  $h_{ref}$ , sur la période du 12 au 20 juin 2014.....504

Figure 226 : signal brute ADV P1- campagne de mars 2014 - capture d'ecran winADV - unité : cm/s. .....	506
• Figure 227 : Signal traité pour un ADV vector - Campagne de mars 2014- corr>90% ; Phase space threshold despiking - capture d'écran winADV - unité : cm/s . ....	506
Figure 228 : Données ADV non-filtrées de la pression - Campagne de mars 2014 - ADV P3.....	507
Figure 229 : Données ADV filtrées par la pression - Campagne de mars 2014 - ADV P3. ....	507
Figure 230 : Vitesses Est/Nord filtrées et moyennées sur 1min et par burst- ADV Vector. ....	508
Figure 231 : Vitesses <i>cross-shore/longshore</i> filtrées et moyennées sur 1min et par burst - ADV Vector. .....	508
Figure 232. a) Image SPOT XS (XS1) en période de crue exceptionnelle de la Loire et courbes d'iso- concentration : 50 mg/L (bleu cyan), 75 mg/L (magenta); 100 mg/L (jaune), 150 mg/L (orange), 200 mg/L (rouge) et 250 mg/L (marron) (Froidefond <i>et al.</i> , 2003) b) Image MODIS (bande 1) en période de crue de la Loire, les concentrations sont de 30-50 mg/L à la pointe du Croisic et >100mg/L à l'embouchure (Froidefond <i>et al.</i> , 2003 in Tessier, 2006).....	509
Figure 233. Comparaison des concentrations massiques de surface obtenues avec les images satellites SeaWiFs/MODIS (NASA) (Gohin <i>et al.</i> , 2005) et avec le modèle MARS sur la période 10/2004 à 02/2005 (Tessier, 2006). ....	510
Figure 234. Localisation des profils <i>cross-shore</i> , des prélèvements sédimentaires de surface sur la plage de Pénestin entre décembre 2013 et mai 2015.....	511
Figure 235. Altitudes moyennes et écart-types des altitudes des profils de plage de Pénestin, centrés sur le niveau moyen de la mer (NM=0.52 m IGN69). ....	513
Figure 236. Variations d'altitudes, différentiels d'altitudes et profils enveloppes des profils P1, P2 et P3 de la plage de Pénestin. ....	519
Figure 237. Variations d'altitudes, différentiels d'altitudes et profils enveloppes des profils P4, P5 et P6 de la plage de Pénestin. ....	520
Figure 238. Évolution des profils P1, P2 P3, P4, P5 et P6 de la plage de Pénestin de décembre 2013 à mai 2015.....	522
Figure 239. Variation des surfaces de l'enveloppe mobile des profils de la plage de Pénestin.....	525
Figure 240. Corrélation des variations de surface de l'enveloppe mobile entre profils sur la plage de Pénestin.....	526
Figure 241. Variation de la surface de l'enveloppe mobile de la plage de Pénestin entre chaque levé de décembre 2013 à mai 2015. ....	526
Figure 242. Variation du volume sédimentaire cumulé de la plage de Pénestin - décembre 2013 à mai 2015.....	528

Figure 243. Corrélations des variations de volumes entre profils sur la plage de Pénestin. ....	528
Figure 244. Variation des volumes par profil de la plage de Pénestin entre décembre 2013 et mai 2015.....	529
Figure 245. Variations des volumes sédimentaires totaux de la plage de Pénestin - fréquences séparées et fréquences cumulées. ....	529
Figure 246. Sectorisation des profils de la plage de Pénestin suivant l'écart-type des variations d'altitude.....	531
Figure 247. Variations Verticales Maximales (MVV) par secteurs de profils sur la plage de Pénestin de décembre 2013 à mai 2015. ....	534
Figure 248. Corrélations des MVV par secteurs sur la plage de Pénestin.....	535
Figure 249. Corrélations croisées des variations de volumes sédimentaires par secteurs de profils de la plage de Pénestin sur la période Décembre 2013 à mai 201 (18 levés topographiques).....	536
Figure 250. Variation des fractions granulométriques cibles sur le profil P2 de la plage de Pénestin entre janvier 2013 et avril 2015.....	540
Figure 251. Variation des fractions granulométriques cibles sur le profil P4 de la plage de Pénestin entre décembre 2013 et avril 2015. ....	545
Figure 252. Variation des fractions granulométriques cibles sur le profil P4 de la plage de Pénestin entre décembre 2013 et avril 2015. ....	549
Figure 253. Variation des médianes granulométriques pour les profils P2, P4 et P6 par secteurs et pour la médiane moyenne de la section réflective de la plage de Pénestin - Superposition de la variation du Hs99%. ....	551
Figure 254. Corrélations des variations de la médiane granulométrique entre les différents échantillons (série continue) prélevés sur la plage de Pénestin. ....	552
Figure 255. Corrélations des MVV par secteurs des profils de la plage de Pénestin avec les paramètres de hauteurs de vague au large Hs99% et Hsmax ainsi que l'énergie des vagues cumulée et moyenne entre les levés topographiques.....	554
Figure 256. Corrélations multiples entre les différentes valeurs représentatives des variations de la granulométrie des sections réflectives et dissipatives des profils P2, P4 et P6 de la plage de Pénestin et les différents paramètres caractéristiques de l'hydrodynamisme au large - A. Corrélations des variations de la médiane granulométrique et de l'énergie cumulée des vagues entre chaque prélèvement ; B. Corrélations des variations des fractions granulométriques inférieures à 250 µm et de l'énergie cumulée des vagues entre chaque prélèvement ; C. Corrélations des variations des fractions granulométriques supérieures à 2 mm et de l'énergie cumulée des vagues entre chaque prélèvement ; D. Corrélations des variations des fractions granulométriques supérieures à 2 mm et du percentile 99% de la hauteur des vagues entre chaque prélèvement.....	556

Figure 257. Corrélation des variations des volumes sédimentaires pour chaque profil de la plage de Pénestin avec les paramètres Hs99%, Hsmax, l'énergie des vagues cumulée et moyenne entre chaque levé topographique.....	557
Figure 258. Variation de la surface de l'enveloppe mobile totale de plage de Pénestin et variation de la puissance des vagues au large moyennée sur 20 jours et 30 jours avant le levé de terrain puis moyennée sur l'ensemble de la période entre deux levés.....	559
Figure 259. Corrélation des variations de surface de l'enveloppe mobile pour chaque profil de la plage de Pénestin avec les paramètres Hs99%, Hsmax, l'énergie cumulée et l'énergie moyenne entre chaque levé topographique.....	559
Figure 260. Corrélation des variations de position de la rupture de pente pour chaque profil de la plage de Pénestin avec les paramètres Hs99%, Hsmax, l'énergie cumulée et l'énergie moyenne entre chaque levé topographique.....	560
Figure 261. Localisation des profils <i>cross-shore</i> , des prélèvements sédimentaires de surface sur la plage de Pénestin entre décembre 2013 et mai 2015.....	561
Figure 262. Altitudes moyennes et écart-types des altitudes des profils de plage de Suscinio, centrés sur le niveau moyen de la mer (NM=0.52 m IGN69).....	563
Figure 263. Variations d'altitudes, différentiels d'altitudes et profils enveloppes des profils P1, P2 et P3 de la plage de Suscinio de décembre 2013 à mai 2015.....	568
Figure 264. Variations d'altitudes, différentiels d'altitudes et profils enveloppes des profils P5, P7, P8 et P9 de la plage de Suscinio de décembre 2013 à mai 2015.....	569
Figure 265. Évolution des profils P1, P2, P3 et P5 de la plage de Suscinio de décembre 2013 à mai 2015.....	570
Figure 266. Évolution des profils P7, P8 et P9 de la plage de Suscinio de décembre 2013 à mai 2015.....	571
Figure 267. Variation des surfaces de l'enveloppe mobile des profils de la plage Suscinio entre décembre 2013 et mai 2015.....	574
Figure 268. Corrélation des variations de surface de l'enveloppe mobile entre profils sur la plage de Suscinio.....	575
Figure 269. Variation de la surface de l'enveloppe mobile de la plage de Suscinio entre chaque levé de décembre 2013 à mai 2015.....	575
Figure 270. Variation du volume sédimentaire cumulé de la plage de Suscinio - décembre 2013 à mai 2015.....	577
Figure 271. Corrélation des variations des volumes sédimentaires entre profils sur la plage de Suscinio.....	578

Figure 272. Variation des volumes par profil de la plage de Suscínio entre décembre 2013 et mai 2015.....	578
Figure 273. Variations des volumes sédimentaires totaux de la plage de Suscínio - fréquences séparées et fréquences cumulées. ....	579
Figure 274. Sectorisation des profils de la plage de Suscínio suivant l'écart-type des variations d'altitude .....	580
Figure 275. Variations Verticales Maximales (MVV) par secteurs de profils sur la plage de Suscínio de décembre 2013 à mai 2015. ....	585
Figure 276. Corrélations des MVV par secteurs sur la plage de Suscínio sur la période de décembre 2013 à mai 2015 (18 levés topographiques).....	586
Figure 277. Corrélations croisées des variations de volumes sédimentaires par secteurs de profils de la plage de Suscínio sur la période décembre 2013 à mai 2015 (18 levés topographiques). ....	587
Figure 278. Variation des fractions granulométriques cibles sur le profil P2 de la plage de Suscínio entre décembre 2013 et avril 2015. ....	591
Figure 279. Variation des fractions granulométriques cibles sur le profil P5 de la plage de Suscínio entre décembre 2013 et avril 2015. ....	595
Figure 280. Variation des fractions granulométriques cibles sur le profil P8 de la plage de Suscínio entre décembre 2013 et avril 2015. ....	599
Figure 281. Variation des médianes granulométriques pour les profils P2, P4 et P6 par secteurs et pour la médiane moyenne de la section réflective de la plage de Suscínio - Superposition de la variation du Hs99% .....	602
Figure 282. Corrélations des variations de la médiane granulométrique entre les différents échantillons (série continue) prélevés sur la plage de Suscínio. ....	603
Figure 283. Corrélations des MVV par secteurs des profils de la plage de Suscínio avec les paramètres de hauteurs de vague au large Hs99% et Hsmax ainsi que l'énergie des vagues cumulée et moyenne entre les levés topographiques.....	605
Figure 284. Corrélations multiples entre les différentes valeurs représentatives des variations de la granulométrie des sections réflectives et dissipatives des profils P2, P4 et P6 de la plage de Suscínio et les différents paramètres caractéristiques de l'hydrodynamisme au large - A. Corrélations des variations de la médiane granulométrique et de l'énergie cumulée des vagues entre chaque prélèvement ; B. Corrélations des variations des fractions granulométriques inférieures à 250 µm et de l'énergie cumulée des vagues entre chaque prélèvement ; C. Corrélations des variations des fractions granulométriques supérieures à 2 mm et de l'énergie cumulée des vagues entre chaque prélèvement ; D. Corrélations des variations des fractions granulométriques supérieures à 2 mm et du percentile 99% de la hauteur des vagues entre chaque prélèvement.....	607

Figure 285. Corrélacion des variations des volumes sédimentaires pour chaque profil de la plage de Suscinio avec les paramètres Hs99%, Hsmax, l'énergie des vagues cumulée et moyenne entre chaque levé topographique.....608

Figure 286. Variation de la surface de l'enveloppe mobile totale de plage de Suscinio et variation de la puissance des vagues au large moyennées sur 20 jours et 30 jours avant le levé de terrain puis moyennées sur l'ensemble de la période entre deux levés. ....609

Figure 287. Corrélacion des variations de surface de l'enveloppe mobile pour chaque profil de la plage de Suscinio avec les paramètres Hs99%, Hsmax, l'énergie cumulée et l'énergie moyenne entre levés topographique. ....610

Figure 288. Corrélacion des variations de position de la rupture de pente pour chaque profil de la plage de Suscinio avec les paramètres Hs99%, Hsmax, l'énergie cumulée et l'énergie moyenne entre levés topographique .....611

## Liste de tableaux

Tableau 1. Tableau des principaux paramètres descriptifs des caractéristiques hydrodynamiques et morphologiques pour les trois parties de la plage de La Turballe.....	78
Tableau 2. Tableau des principaux paramètres descriptifs des caractéristiques hydrodynamiques et morphologiques pour les trois parties de la plage de Pénestin. ....	81
Tableau 3. Tableau des principaux paramètres descriptifs des caractéristiques hydrodynamiques et morphologiques pour les trois domaines de la plage de Bétahon.....	85
Tableau 4. Tableau des principaux paramètres descriptifs des caractéristiques hydrodynamiques et morphologiques pour quatre parties de la plage de Suscinio.....	91
Tableau 5. Classification granulométrique selon Udden-Wentworth (1922). ....	125
Tableau 6. Tableau de synthèse des caractéristiques des instruments déployés lors de la mission de mars 2014 sur la plage de Bétahon .....	130
Tableau 7. Tableau de synthèse des caractéristiques des instruments déployés lors de la mission de juin 2014 sur la plage de Bétahon. ....	134
Tableau 8. Tableau de synthèse des caractéristiques des instruments déployés lors de la mission de novembre 2014 sur la plage de La Turballe.....	135
Tableau 9. Récapitulatif des campagnes de suivi par cerf-volant (KAP-SHOM) sur les plages de Suscinio et de Bétahon entre juin 2014 et février 2016.....	140
Tableau 10. Récapitulatif et description des campagnes d'essais de scissométrie sur le platier vaseux de Bétahon. Les noms des carottages sédimentaires, associés aux mesures, sont également présentés.....	141
Tableau 11. Tableau récapitulatif des acquisitions de données effectuées dans le cadre de cette thèse : les données météo-marines disponibles, les campagnes de mesures à court-terme (carrés noirs), les suivis ponctuels (points noirs) saisonniers, les levés d'images aériennes par cerf-volant ainsi que les évènements de tempêtes ( $H_s < 4.02$ m) et la courbe des $H_s$ au Plateau du Four .....	143
Tableau 12. Pourcentages de variations d'énergie (positif - amplification ; négatif - atténuation) par unité de distance entre les différents capteurs des profils de plage pour les périodes de shoaling pour la campagne de mesures de juin 2014. ....	183
Tableau 13. Variations d'énergie entre les différents capteurs le long des profils <i>cross-shore</i> instrumentés sur la plage de La Turballe, pour les périodes de shoaling lors de la campagne de mesures de novembre 2014 -Variations brutes d'énergie, variations normalisées par unité de distance (positif - amplification ; négatif – atténuation) ; corrélation des variations d'énergie entre capteurs et pente locale entre les capteurs.....	218
Tableau 14. Récapitulatif des valeurs du critère de déferlement des vagues $\gamma$ estimés par l'analyse des spectres des vagues et/ou par l'analyse des vidéos pour les différentes sections intertidales ou	

subtidales des plages de La Turballe et de Bétahon. Le facteur de frottement des vagues est calculé pour les sections dissipatives vaseuses de la plage de Bétahon suivant la formulation de Le Hir et al. (2000). .....	250
Tableau 15. Récapitulatif des principales caractéristiques hydrodynamiques et météorologiques des quatre périodes hydrodynamiques (F1 à F4) définies entre décembre 2013 et mai 2015.....	259
Tableau 16. Limites <i>cross-shore</i> et description des secteurs dynamiques des profils de la plage de Bétahon ; moyennes et maximums des variations verticales maximales par secteur pour la période de décembre 2013 à mai 2015. ....	282
Tableau 17. Moyennes des variations verticales maximales par secteurs de profils et relations entre les MVV, $H_{s99\%}$ et l'énergie moyenne entre levés topographique (la relation est établie pour les secteurs de la plage de Bétahon dont le coefficient de corrélation est supérieur à 0.5). ....	307
Tableau 18. Limites <i>cross-shore</i> et description des secteurs dynamiques des profils de la plage de La Turballe ; moyennes et maximums des variations verticales maximales par secteur pour la période de décembre 2013 à mai 2015. ....	332
Tableau 19. Moyennes des variations verticales maximales (MVV) par secteurs de profils et relations entre les MVV, $H_{s99\%}$ et l'énergie moyenne entre levés topographiques (la relation est établie pour les secteurs dont le coefficient de corrélation est supérieur à 0.5). ....	353
Tableau 20. Field experiments hydrodynamic data available for three of the four studied sites. Period, instruments characteristics for wave measurement and zone of deployments are reported .....	404
Tableau 21. Characteristics of storm events ( $H_s > 2.99\text{m}$ ) and storm peaks ( $H_s > 4.02\text{m}$ ) during winter 2013/2014. Date of start and end are mentioned and the duration for each episode. Maximum water level and surge are indicated for all events and storm peaks. For storm peaks only, offshore significant wave height, associated peak period and direction are reported. ....	406
Tableau 22. Wave attenuation correlation calculated from plateau-du-four offshore bay to near-shore area using available hydrodynamic in-situ data for three of the studied beaches during high energy conditions (from February 2010 to November 2014). Celerity of wave along the 30km of Vilaine bay are introduced for attenuation calculation.....	407
Tableau 23. Dates et noms des principaux événements tempétueux et hauteur significative des vagues au large associé au pic des tempêtes. ....	415
Tableau 24. Field experiment details and DEM characteristics and accuracy after photogrammetric computation.....	450
Tableau 25. Equation de la relation entre les hauteurs significatives ( $H_s$ ) des vagues au large (Plateau-du-Four) et le milieu des sections intertidales dissipatives pour différentes campagnes de mesures disponibles sur les plages de la baie de Vilaine (incluant celles réalisées par Dubois, 2012). Facteurs d'atténuation du $H_s$ en pourcentage du large à la plage. ( $H_s, n_s$ : hauteurs significatives des vagues en	

section intertidale ; Hs,off : hauteurs significatives des vagues au large). Les équations sont proposées pour des coefficients de corrélation  $R^2$  supérieurs à 0.75 (excepté Bétahon,  $R^2 > 0.45$ ). .....467

Tableau 26. Limites *cross-shore* et description des secteurs dynamiques des profils de la plage de Pénestin ; moyenne et maximum des variations verticales maximales par secteur pour la période de décembre 2013 à mai 2015. ....532

Tableau 27. Moyennes des variations verticales maximales par secteurs de profils et relations entre les MVV, Hs99% et l'énergie moyenne entre levés topographique (la relation est établie pour les secteurs de la plage de Pénestin dont le coefficient de corrélation est supérieur à 0.5). .....554

Tableau 28. Limites *cross-shore* des secteurs dynamiques des profils de la plage de Suscinio ; moyenne et maximum des variations verticales maximales par secteur pour la période de décembre 2013 à mai 2015.....581

Tableau 29. Moyennes des variations verticales maximales (MVV) par secteurs de profils et relations entre les MVV, Hs99% et l'énergie moyenne entre levés topographique (la relation est établie pour les différentes parties de la plage de Suscinio dont le coefficient de corrélation est supérieur à 0.5). .....605



## Introduction

---

Les zones côtières sont des secteurs à forts enjeux socio-économiques où le tourisme, les activités de pêche et la richesse biologique s'entrecroisent. À partir de la deuxième moitié du XX<sup>ème</sup> siècle la pression démographique a augmenté sur ces zones côtières regroupant de nos jours plus de 60% de la population mondiale. Avec les changements climatiques annoncés et les prévisions de l'élévation du niveau marin, les risques sur les populations du littoral devraient s'intensifier au cours du siècle à venir. La compréhension de la dynamique actuelle des systèmes littoraux est donc essentielle.

À l'échelle du monde, les littoraux peuvent se diviser en trois grandes catégories : les littoraux rocheux, les littoraux sableux (non-cohésifs) et les littoraux vaseux (cohésifs). Les estrans constitués de sédiments sableux se trouvent sous des formes morphologiques très variées, telles que les cordons littoraux, les plages adossées, les flèches libres... Celles-ci ont fait l'objet de suivis particulièrement intensifs depuis la deuxième moitié du 20<sup>ème</sup> siècle afin d'améliorer la compréhension de la morphodynamique (Wright & Short, 1984 ; Masselink et Short, 1993). Les domaines vaseux, de pentes plus faibles que les littoraux sableux, présents sous la forme de platiers vaseux subtidiaux et intertidaux, ont été également l'objet de nombreux travaux. Il s'agit de suivis portant sur leurs variations morphologiques, sédimentologiques et sur leurs caractérisations biologiques et géochimiques (Le Hir *et al.*, 2000 ; Bassoulet *et al.*, 2000 ; Deloffre *et al.*, 2007 ; Carling *et al.*, 2009 ; Anthony *et al.*, 2010 ; Goubert *et al.*, 2010).

Les forçages météo-marins et les mécanismes contrôlant le façonnage de ces littoraux ont été largement identifiés depuis les deux dernières décennies. Ils concernent notamment l'orientation du trait de côte et l'héritage géologique qui vont contraindre l'exposition des plages aux houles venant du large (Lourerio *et al.*, 2012 ; Harley *et al.*, 2017 ; Burvingt *et al.*, 2017). Les estrans vaseux seront généralement observés en zone de faible hydrodynamisme (où dans des zones d'apports très importants et continus en sédiments cohésifs) et les estrans sableux en zones de plus fortes agitations. De plus, la variabilité saisonnière des houles conditionne fortement les changements de morphologie des littoraux. Au niveau des littoraux sableux, les vagues de tempêtes, associées aux niveaux d'eau extrêmes, sont les principaux agents de l'érosion du trait de côte dans les régions tempérées (Ferreira, 2006 ; Suanez & Cariolet, 2010 ; Anthony, 2013 ; Masselink *et al.*, 2015 ; Castelle *et al.*, 2015 ; Scott *et al.*, 2016 ; Harley *et al.*, 2017). Ces impacts sont à pondérer par d'autres facteurs tels que l'état du stock sédimentaire et la morphologie initiale de la plage avant les événements de tempêtes (Sabatier *et al.*, 2009 ; Voudoukas *et al.*, 2012 ; Castelle *et al.*, 2014, 2015). Outre les inondations par submersions marines et la détérioration importante des infrastructures côtières, les vagues de tempêtes peuvent potentiellement avoir un impact dramatique sur le changement d'état d'équilibre des plages (Masselink *et al.*, 2016). Les variations morphologiques des platiers vaseux intertidaux sont gouvernées par des interactions complexes entre apports sédimentaires et forçages

hydrodynamiques et météorologiques (Gardel *et al.*, 2009 ; Hong *et al.*, 2016). Les interactions biologiques et chimiques avec le sédiment vont jouer également un rôle essentiel dans la consolidation des vases et dans les variations morphologiques. L'équilibre entre l'érosion et le dépôt contrôle l'altitude du platier. Celle-ci est elle-même limitée par le niveau moyen de la mer au travers des fréquences et la durée d'inondation (Friedrich, 2011). Les processus de transports sédimentaires sont spatialement diversifiés sur la zone intertidale, depuis le marais végétalisé jusqu'au platier intertidal nu et vers la zone subtidale (Le Hir *et al.*, 2000 ; Deloffre *et al.*, 2007 ; William *et al.*, 2008 ; Freidrich, 2011). Ces processus de transport de vases impliquent notamment le rôle des courants tidaux, de l'asymétrie de la vitesse orbitale des vagues et des transports densitaires. Les platiers vaseux intertidaux présentent régulièrement des structures morphologiques particulières (cheniers, formes de dessiccation, *ridges and runnels*) qui vont impacter l'hydrodynamisme local. Ces morphologies et ces processus ont été bien décrits mais les observations en domaine vaseux intertidal restent peu nombreuses par rapport au domaine sableux. Cela est lié à la complexité logistique engendrée par un substrat mou et à des amplitudes de variations d'altitudes importantes. De ce fait, l'impact des tempêtes sur les sections dissipatives intertidales est moins documenté que pour les plages sableuses (Ralstone *et al.*, 2007). Généralement, les tempêtes inversent le transport des particules cohésives orientés vers la plage en période de temps calme et conduisent à un transport net vers le large (Dyer *et al.*, 2000 ; Le Hir *et al.*, 2000).

Cependant, ces deux types de sédiments meubles (non-cohésifs et cohésifs) sont retrouvés régulièrement mélangés sur différentes façades côtières mondiales. Des apports de vases permanents ou temporaires sont observés sur des plages sableuses. On retrouve ce type d'environnement mixte dans les grands estuaires mondiaux mais également sur des plages côtières ouvertes sur l'océan, notamment en régions tropicales. Ainsi, les littoraux d'Australie, de Guyane, du Vietnam ou encore de la Corée du Sud présentent de tels environnements (Anthony *et al.*, 2002 ; Anthony & Dolique, 2004 ; Dolique & Anthony, 2005 ; Short 2006 ; Anthony *et al.*, 2010, 2012 ; Chang *et al.* 2016). La baie de Plymouth, les estuaires de la Severn au Royaume-Uni, de la Vilaine, de la Seine et la baie d'Arcachon en France métropolitaine, sont des exemples pour les régions tempérées. Ce sont des systèmes particuliers couplant donc les processus d'érosions/transports/dépôts liés aux sédiments cohésifs et non-cohésifs. L'étude des variations morpho-sédimentaires et l'identification des processus associés à ces littoraux ont été menées sur leur partie cohésive mais très rarement sur le domaine non-cohésif et sur leurs interactions. Leur fonctionnement morphodynamique reste peu documenté en raison de leur complexité à être instrumenté (Dolique & Anthony, 2005 ; Aubry *et al.*, 2009 ; Anthony *et al.*, 2010 ; Chang *et al.*, 2016 ; Hong *et al.*, 2016). Les quelques études de la variabilité morpho-sédimentaire *in-situ* ont mis en évidence, lors de périodes érosives, un transport de sable vers le large, se déposant en placage sur la couche vaseuse qui présente un nivellement vers le bas (Dolique & Anthony, 2005 ; Anthony *et al.*, 2010). De plus, de nombreuses études sur les processus physiques des interactions vases/sables ont été menées en laboratoire (Mitchener & Torf, 1996 ; Panagiotopoulos *et al.*, 1997 ; Roberts *et al.*, 1998 ; Le Hir *et al.*, 2008). Celles-ci mettent en évidence le lien entre l'augmentation du pourcentage en sable (jusqu'à 30-40%) dans un sédiment vaseux et sa capacité à être érodé. Des expérimentations *in-situ* ont mis en évidence ces mêmes

aspects, la contrainte critique d'érosion augmentant dans un mélange vases/sables (Amos *et al.*, 1997 ; Tolhurst *et al.*, 2000 ; Le Hir *et al.*, 2008).

En Bretagne, les travaux de recherche de la dernière décennie concernent majoritairement des plages sableuses (Dehouck *et al.*, 2009 ; Suanez *et al.*, 2010, 2015 ; Cariolet & Suanez, 2013 ; Blaise *et al.*, 2015 ; Floch *et al.*, 2016). Plus précisément parmi les travaux ayant portés sur la frange littorale de Bretagne Sud, nous pouvons citer les thèses de Stéphan (2008), de Pian (2010), de Dubois (2012), de Jabbar (2016) et de Blaise (2017) ou encore les études de Regnault *et al.* (2002, 2004), Dubois *et al.* (2011, 2014), Pian *et al.* (2011, 2014), ainsi que ceux de Sedrati & Cochet (2015).

La frange côtière de Bretagne Sud regroupe les différents types de littoraux observés en région tempérée, qu'ils soient sableux, vaseux, mixtes ou rocheux, en érosion ou en accrétion. Une géographie littorale complexe, couplée à un estuaire anthropisé font de la baie de Vilaine une zone côtière méso/macro-tidale unique qui offre un littoral ouvert à semi abrité. Ce contexte particulier fait que la baie de Vilaine présente une pluralité sédimentaire et morphologique des plages tant au niveau des secteurs aériens qu'intertidaux et subtidiaux (flèches sableuses ouvertes ou stabilisées, plages de poche, plages adossées ou de cordons littoraux - plages de baie à vasières intertidales et marais).

Les études de la morphodynamique des plages en baie de Vilaine ont été menées sur des formes relativement homogènes telles que des plages sableuses de baie et de poche. Les travaux concernant la compréhension des variations morpho-sédimentaires actuelles des zones côtières vaseuses ou mixtes portent principalement sur les zones subtidales (Menier & Goubert, 2005 ; Vested *et al.*, 2013 ; Mengual, 2016 ; Goubert & Le Gall, 2016a, 2016b). Ces auteurs ont mis en évidence la mixité sédimentaire vases/sables sous forme de couches dans le cadre du comblement progressif de l'estuaire et de la baie de Vilaine, renforcé par la mise en place du barrage d'Arzal au début des années 1970. L'étude de la morphodynamique des sections vaseuses est limitée aux platiers vaseux de l'estuaire intermédiaire et interne de la Vilaine (Goubert *et al.*, 2010 ; Traini *et al.*, 2015). Ces travaux ont permis notamment d'identifier le lien entre les variations morpho-sédimentaires de l'estuaire et les forçages hydrodynamiques et météorologiques liés aux tempêtes. La dynamique des plages mixtes, composées d'une section dissipative vaseuse faisant front à une section sablo-graveleuse, n'a pas été étudiée en Bretagne.

Les plages de la baie de Vilaine présentent une grande diversité morphologique et sédimentaire dont l'étude permettrait d'améliorer la compréhension des dynamiques cohésives et non-cohésives à différentes échelles spatio-temporelles.

Les travaux réalisés dans le cadre de cette thèse s'articulent donc autour de la problématique générale suivante : **Quelles sont les réponses morpho-sédimentaires des plages sableuses et mixtes sablo-vaseuses de la baie de Vilaine aux conditions hydrodynamiques extrêmes et normales, à court terme (échelle hebdomadaire) et à moyen terme (échelle saisonnière et pluriannuelle) ? Quels sont les mécanismes associés à ces variations ?**

Un emboîtement de deux échelles est proposé dans ce travail de thèse allant de l'échelle spécifique d'une plage à l'échelle régionale. À l'échelle spécifique, le questionnement premier porte sur le comportement morphodynamique d'une plage mixte sablo-vaseuse et sur la comparaison avec une plage entièrement sableuse. Cette approche nécessite d'étudier les processus hydro-sédimentaires liés aux vagues et aux courants et d'aborder les échanges sédimentaires entre la section dissipative vaseuse et la section réfléchive sablo-graveleuse d'une plage. De plus, des structures morphologiques particulières sont régulièrement observées sur les platiers vaseux intertidaux et qui suscitent des questionnements : quels sont les conséquences des échanges sédimentaires et des structures particulières sur les variations morphologiques et l'hydrodynamisme du platier vaseux ?

À une échelle régionale, différents aspects sont investigués. L'impact de conditions tempétueuses extrêmes sur les littoraux de natures morphologiques et sédimentaires contrastées de Bretagne Sud est traité. Dans cette approche orientée "événements de très haute énergie", on s'intéresse également à la réponse morpho-sédimentaire des plages face à un événement ou une série d'événements (*cluster*) tempétueux incluant le rôle de l'héritage morpho-géologique régional et de la morphologie initiale du profil de plage. Toujours à l'échelle régionale, l'état du stock sédimentaire intertidal et de la stabilité ou non des littoraux est un questionnement essentiel.

Pour investiguer ces problématiques, quatre plages représentatives de la diversité des littoraux de Bretagne Sud, situées en baie de Vilaine, ont été suivies pendant plus deux ans, d'octobre 2013 à février 2016 (Figure 1). Ces plages de type intermédiaire (*Low Tide Terrace – LTT*, selon la classification de [Masselink & Short, 1993](#)) présentent des orientations et des expositions variables aux houles, des formes morphologiques et un héritage géologique différents, ainsi que des granulométries et des natures sédimentaires contrastées. Trois de ces plages sont caractérisées par un estran entièrement sablo-graveleux (La Turballe, Pénestin et Suscinio) et la dernière est constituée d'une section réfléchive sablo-graveleuse et d'un large platier vaseux, régulièrement sculpté en *ridges and runnels* (Bétahon).

Afin d'appréhender la dynamique morpho-sédimentaire aux échelles événementielles (variabilités inter-mensuelles) et saisonnières, des mesures mensuelles de topographie le long de profils transversaux, des prélèvements sédimentaires de surface et un suivi photographique ont été réalisés sur ces quatre sites. Des mesures spécifiques et innovantes par photogrammétrie à partir de prises de vues aériennes par cerf-volant ont été effectuées sur la plage de sédiments mixtes de Bétahon. À l'échelle moyen-terme, l'analyse des conditions hydrodynamiques concerne principalement les données acquises au large afin de caractériser l'énergie des vagues entrant dans le système. Celle-ci intègre également des modélisations numériques de champs de vagues pour la période hivernale tempétueuse exceptionnelle de 2013/2014. Des caractérisations physiques des sédiments et de la contrainte critique de cisaillement du platier vaseux de Bétahon ont également été menées le long de profils verticaux.

Afin de comprendre les variations morpho-sédimentaires à moyen-terme, une identification des processus hydro-sédimentaires est nécessaire. Pour cela, des campagnes de mesures morpho-

sédimentaire à haute résolution ont été menées ponctuellement sur la plage sableuse de La Turballe et sur la plage mixte sablo-vaseuse de Bétahon. Ces campagnes d'une durée hebdomadaire ont été couplées à des mesures hydrodynamiques sur les différents secteurs des plages.

Au total, environ 550 profils topographiques *cross-shore*, plus de 700 prélèvements sédimentaires et 26 points de mesures hydrodynamiques (environ 750 marées couvertes) ont été réalisés et analysés sur ces plages de Bretagne Sud. Des partenariats de recherche ont été établis avec le Shom, Météo-France, le CEREMA, l'Université de Bretagne Occidentale, l'Université de Rennes 1, le bureau d'étude Minyvel Environnement et l'Institut d'Aménagement de la Vilaine en soutien logistique et scientifique.

Orienté vers une approche naturaliste, ce travail s'articule autour des deux axes spatio-temporels définis précédemment. Dans un premier temps, une présentation du contexte environnemental de la Bretagne Sud et des quatre sites littoraux sélectionnés est réalisée. L'approche méthodologique mise en œuvre dans ce travail est décrite dans un second chapitre. La morphodynamique à court terme de deux plages est ensuite détaillée et inter-comparée. Le quatrième chapitre de ce manuscrit s'intéresse à la dynamique événementielle (inter-mensuelle) et saisonnière. Une approche plus spécifique est proposée pour la partie dissipative vaseuse de la plage mixte de Bétahon. Le dernier chapitre est une discussion générale de la dynamique des plages de la baie de Vilaine autour de trois aspects principaux : i) l'impact régional des tempêtes ; ii) le fonctionnement morphodynamique d'une plage sablo-vaseuse ; iii) le rôle des interactions sédimentaires sur l'érosion du platier vaseux. Dans un dernier point, la conclusion de ce travail et les perspectives associées à cette recherche sont présentées brièvement. Elles concernent d'une part les compléments d'analyses possibles à partir des données acquises, les mesures supplémentaires envisageables, et d'autre part, le potentiel d'une approche par modélisation permettant d'améliorer la compréhension des dynamiques intertidales et subtidales proches de cet environnement géographique complexe.

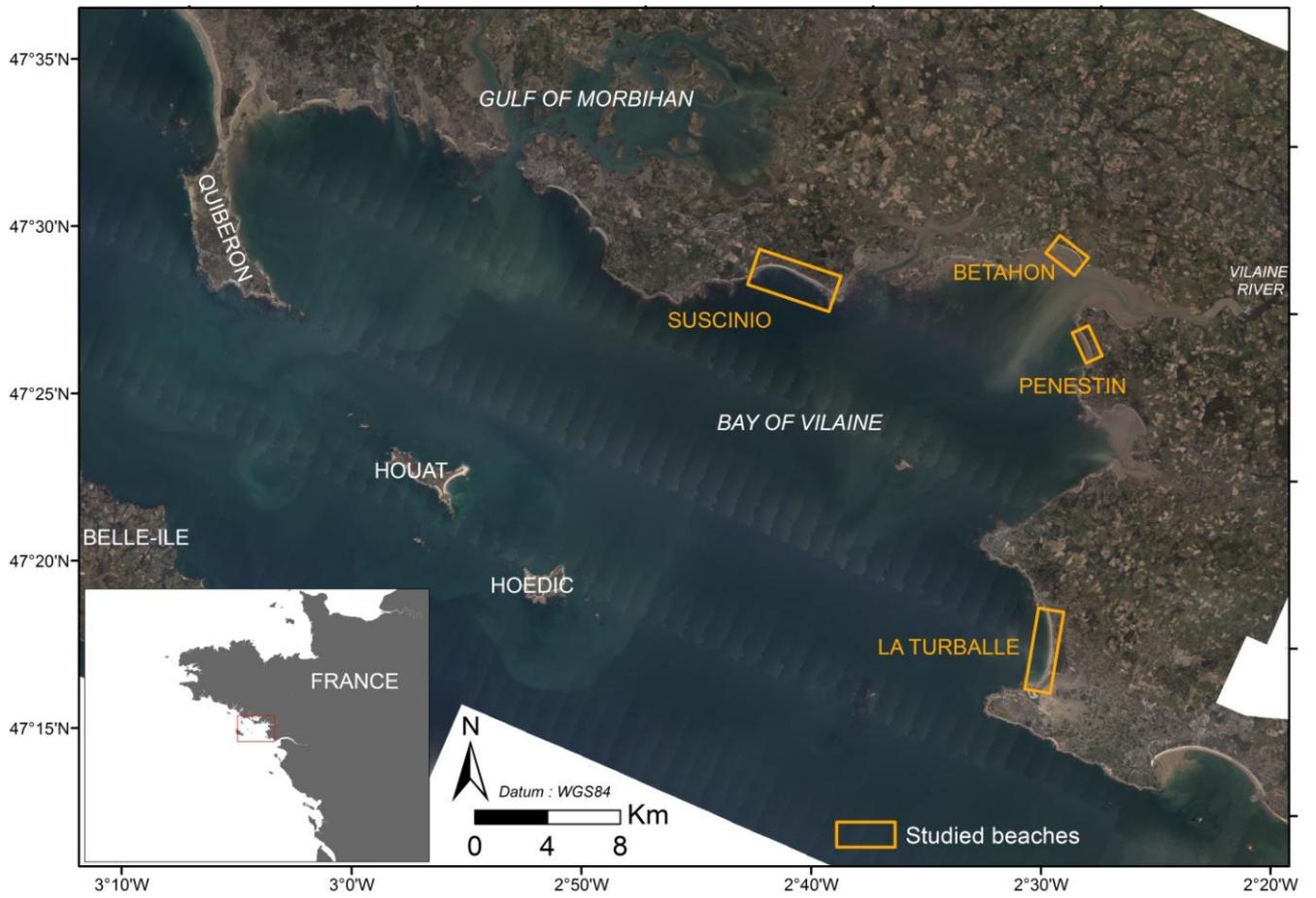


Figure 1. Localisation des littoraux de la baie de Vilaine étudiés dans le cadre de cette thèse.

## Chapitre 1 Contexte environnemental de la façade littorale de Bretagne Sud et présentation des sites d'étude

---

Quatre plages de la baie de Vilaine, caractéristiques de la diversité des littoraux de Bretagne Sud, ont été sélectionnées. Il s'agit des plages de La Turballe, de Pénestin, de Bétahon et de Suscinio qui présentent des caractéristiques morphologiques (plage adossée, flèche sableuse, cordon littoral), sédimentaires (vases, sables, graviers) contrastées. Ces plages macro-tidales de type intermédiaire (*Low Tide Terrace* selon [Wright & Short, 1984](#) et [Masselink & Short, 1993](#)) sont donc situées dans un contexte géologique et morfo-sédimentaire spécifique qui conditionne le fonctionnement global du littoral. Il convient donc de résumer les grands aspects géologiques, bathymétriques, sédimentaires et hydrodynamiques du plateau continental de Bretagne Sud, du large jusqu'aux sites d'étude.

Ce chapitre est divisé en trois sections :

- Dans la première section, les caractéristiques géologiques, bathymétriques et sédimentaires du plateau continental de Bretagne Sud, en partant du Golfe de Gascogne jusqu'à la baie et l'estuaire de la Vilaine, sont détaillées. Les principaux savoirs concernant la dynamique morfo-sédimentaire de la baie et l'estuaire de la Vilaine y sont synthétisés.
- La seconde section présente les composantes hydrodynamiques et météorologiques, moyennes et saisonnières, de la zone de la baie de Vilaine. Les caractéristiques des marées, intégrant les courants et les niveaux d'eau, celles de vagues au large et des débits de la Vilaine sont exposées. L'aspect météorologie s'intéresse à la vitesse des vents et leurs directions.
- La dernière section de ce chapitre détaille les quatre plages sélectionnées en baie de Vilaine pour l'étude de la dynamique morfo-sédimentaire. Les caractéristiques morphologiques et sédimentaires générales de ces environnements sont détaillées et les principaux résultats des études antérieures portant sur ces littoraux sont présentés.



## I. GEOLOGIE, MORPHO-BATHYMETRIE ET SEDIMENTOLOGIE DE LA BRETAGNE SUD

### I.A. Le plateau continental Sud-Armoricain

Les quatre plages étudiées sont localisées sur le plateau continental Sud-Armoricain au niveau de la bordure Nord-Est du Golfe de Gascogne.

La géomorphologie des côtes et de l'avant côte de Bretagne Sud a été décrite par [Ferronière \(1921\)](#), [Guilcher \(1948\)](#), puis par [Pinot \(1974\)](#), qui se sont intéressés à la cartographie du *précontinent breton*, et par [Vanney \(1977\)](#) dont les travaux ont porté sur l'analyse de la couverture sédimentaire de la plateforme Sud-Armoricaine. Ces différentes analyses ont permis de cartographier à l'échelle régionale le cadre géomorphologique et sédimentologique.

Les travaux de [Bouysse & Horn \(1968\)](#), [Delanoë & Pinot \(1977\)](#), puis plus récemment de [Proust et al. \(2001\)](#), [Menier et al. \(2004, 2006, 2011, 2014\)](#) ont permis d'améliorer la compréhension de la mise en place des dépôts sédimentaires sur la plateforme Sud-Armoricaine, entre les isobathes 0 et – 50 m, et les processus de remplissage des paléo-vallées.

### I.A.1. Le Golfe de Gascogne

Le Golfe de Gascogne est un domaine océanique issu du Crétacé. La marge continentale Nord se divise en deux sections : la marge Sud-Armoricaine et la marge des entrées de la Manche (Figure 2). La morphologie des fonds est composée comme suit :

- le plateau continental, de faible de pente (0.1 à 0.5 %), est compris entre 0 et 150 m de profondeur et présente d'une largeur décroissante du Nord (150 km) vers le Sud (5 km). La zone la plus large se situe au niveau de la baie de Vilaine. Les hauts fonds du plateau continental (-60 à 0 m) présentent la pente la plus faible sur la partie centrale de la marge Sud-Armoricaine ;

- le talus continental, de forte inclinaison (10 à 12 %) et de largeur réduite (50 km), constitue la transition de 150 à 4 000 m de profondeur ;

- la plaine abyssale se situe en dessous de 4 000 m de profondeur.

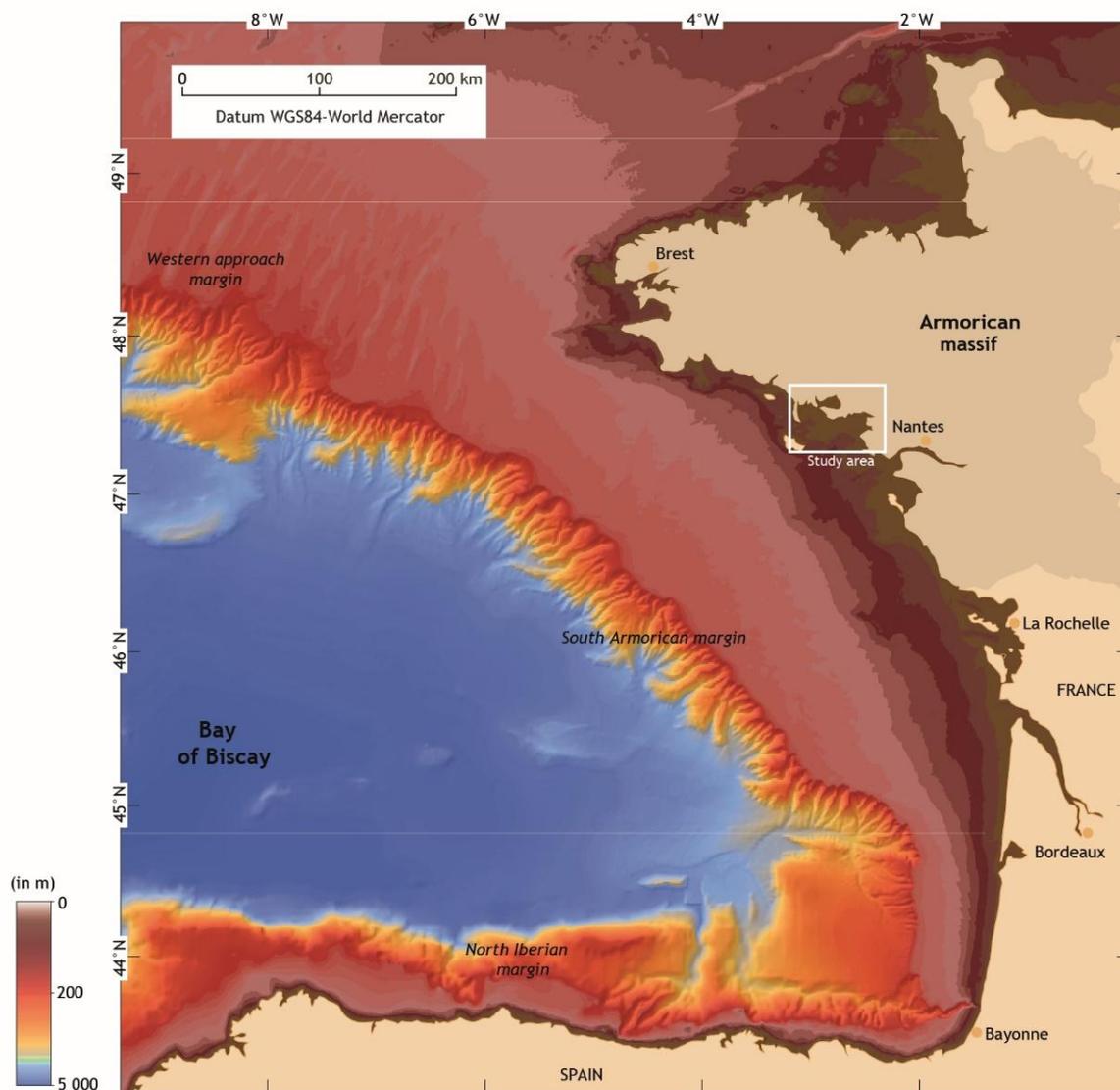


Figure 2. Morpho-bathymétrie du Golfe de Gascogne et localisation de la zone d'étude (modifié, d'après Menier *et al.*, 2014)

### I.A.2. Géologie, bathymétrie et couverture sédimentaire de surface du plateau continental Sud-Armoricain

Le domaine marin Sud-Armoricain est caractérisé par différentes unités géologiques sédimentaires, métamorphiques et magmatiques dont les âges s'étendent du Briovérien au Néogène. Selon l'âge des terrains, ces différentes unités ont pu être déformées par les orogènes cadomiennes et hercyniennes. Les unités sont le plus souvent séparées par de grands accidents tectoniques d'orientations particulières (Cisaillement Sud-Armoricain, faille Kerforne) qui structurent la répartition des reliefs.

Le plateau continental Sud-Armoricain peut être découpé en trois ensembles (Figure 3). La première unité morphologique est constituée par la plate-forme externe (150 à 100 m de profondeur). Le deuxième ensemble est caractérisé par des profondeurs allant de 100 m à 50 m. Enfin, le dernier ensemble est situé à moins de 50 m de profondeur en amont de la première barrière de hauts-fonds et des îles de Glénan à Belle-Ile en passant par l'île de Groix. Il s'agit d'un continuum de morphologies sculptées lors des bas niveaux marins depuis 3 millions d'années. C'est au sein de ce dernier ensemble qu'est localisé le *Mor Bras* regroupant la baie de Vilaine et la baie de Quiberon.

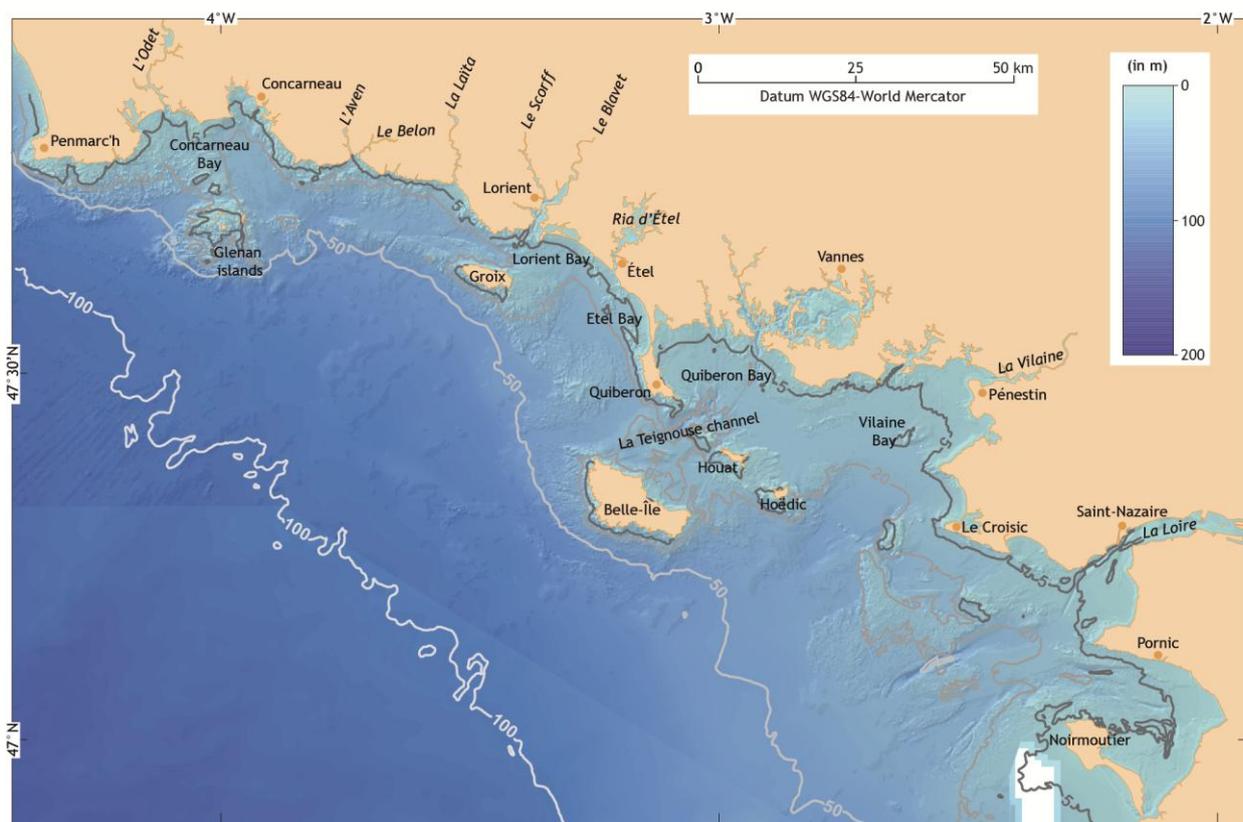


Figure 3. Morpho-bathymétrie du plateau continental Sud-Armoricain (modifié, d'après Menier et al., 2014).

Les données sont issues d'un modèle numérique de terrain Shom-Ifremer, maillé à 250 m dont l'altitude est rapportée au zéro hydrographique.

Le plateau continental Sud-Armoricain présente une morphobathymétrie caractérisée par la présence de hauts-fonds rocheux et d'îles entourés de dépôts graveleux. Les formations superficielles meubles (Figure 4) atteignent une épaisseur maximale de 20 m sur le plateau continental. Différentes zones ont été définies pour caractériser la couverture sédimentaire du plateau (Castaing, 1981). La partie la plus profonde du plateau (à plus de 100 m de profondeur) présente des faciès sablo-vaseux. La zone localisée entre les isobathes 100 et 50 m, est caractérisée par des sables et des vases à l'Ouest de Belle-Île et par des sables et des graviers à l'Est de Belle-Île, à l'aplomb de la Loire. En amont de cette zone, une série de hauts-fonds et d'îles (Glénan, Groix, Belle-Île, Houat, Hoëdic) sépare la côte du large. À l'Ouest de Belle-Île, des sédiments sablo-graveleux tapissent les fonds entre les îles et la côte. En revanche, entre les hauts-fonds de Houats/Hoëdic et la côte, le système baie de Quiberon/baie de Vilaine (le *Mor Bras*) est caractérisé par la présence de sables et de vases. Ce système est donc caractérisé par un mélange sables/vases. Une analyse plus détaillée de la couverture sédimentaire et de la bathymétrie de la baie de Vilaine et de la baie de Quiberon est réalisée dans la section suivante de ce chapitre.

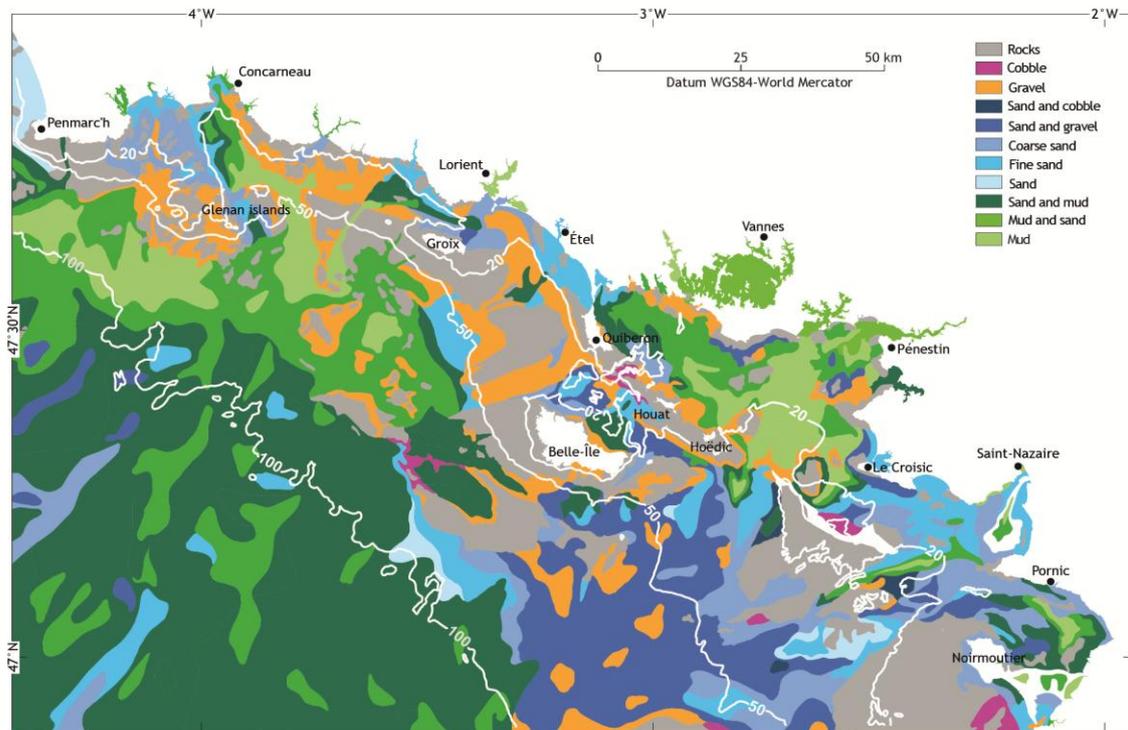


Figure 4. Carte simplifiée de la nature des fonds du plateau continental Sud-Armoricain (modifié d'après Lesueur & Klingebiel, 1986 ; Menier et al. 2014)

### **I.B. De la baie à l'estuaire de la Vilaine**

La façade Quiberon-Vilaine présente la particularité de se situer en arrière d'une deuxième barrière morphologique constituée des hauts-fonds, des îles ou des presqu'îles de : Quiberon, Houat, Hoëdic, du Plateau du Four et du Croisic. Des caractéristiques sédimentologiques particulières résultent donc de cette configuration morphologique. Pour simplifier le propos dans la suite de ce

travail, on parlera directement de "baie de Vilaine" pour désigner la zone du *Mor Bras*, composée des baies de Quiberon et de Vilaine.

### I.B.1. La couverture sédimentaire de la baie de Vilaine

D'un point de vue géologique, une couverture cénozoïque calcaire d'une épaisseur maximum de quelques dizaines de mètres caractérise les baies de Vilaine et de Quiberon (Pinot, 1974). Cette couverture sédimentaire repose sur un substratum composé de roches granitiques et métamorphiques (gneiss et micaschistes), plus ou moins altérées, et affleurant dans certains secteurs (Menier *et al.*, 2014). La couverture cénozoïque est surmontée de sédiments quaternaires et holocènes (Menier *et al.*, 2010 ; Ehrold, 2014). L'épaisseur préservée du remplissage sédimentaire de la façade Quiberon/Vilaine atteint un maximum de 50 m en baie de Vilaine dans les vallées incisées (Figure 5).

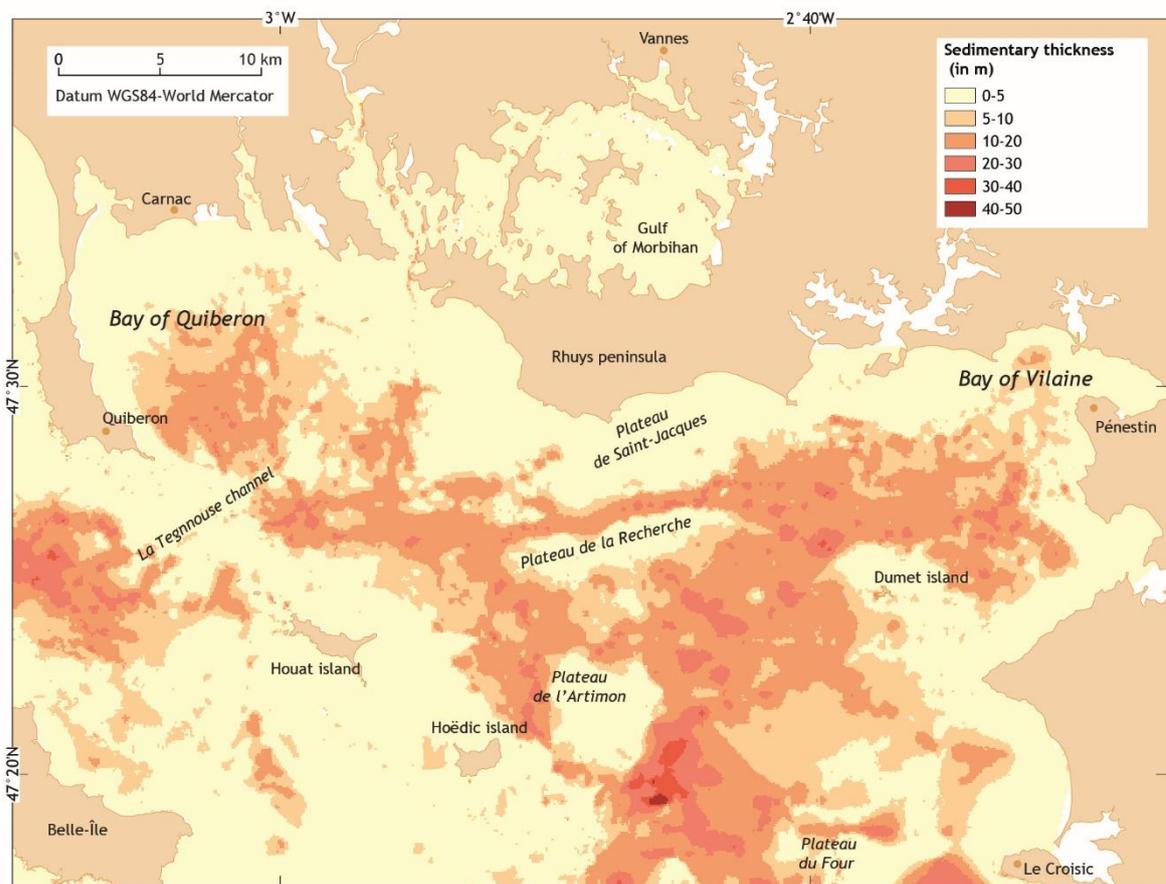


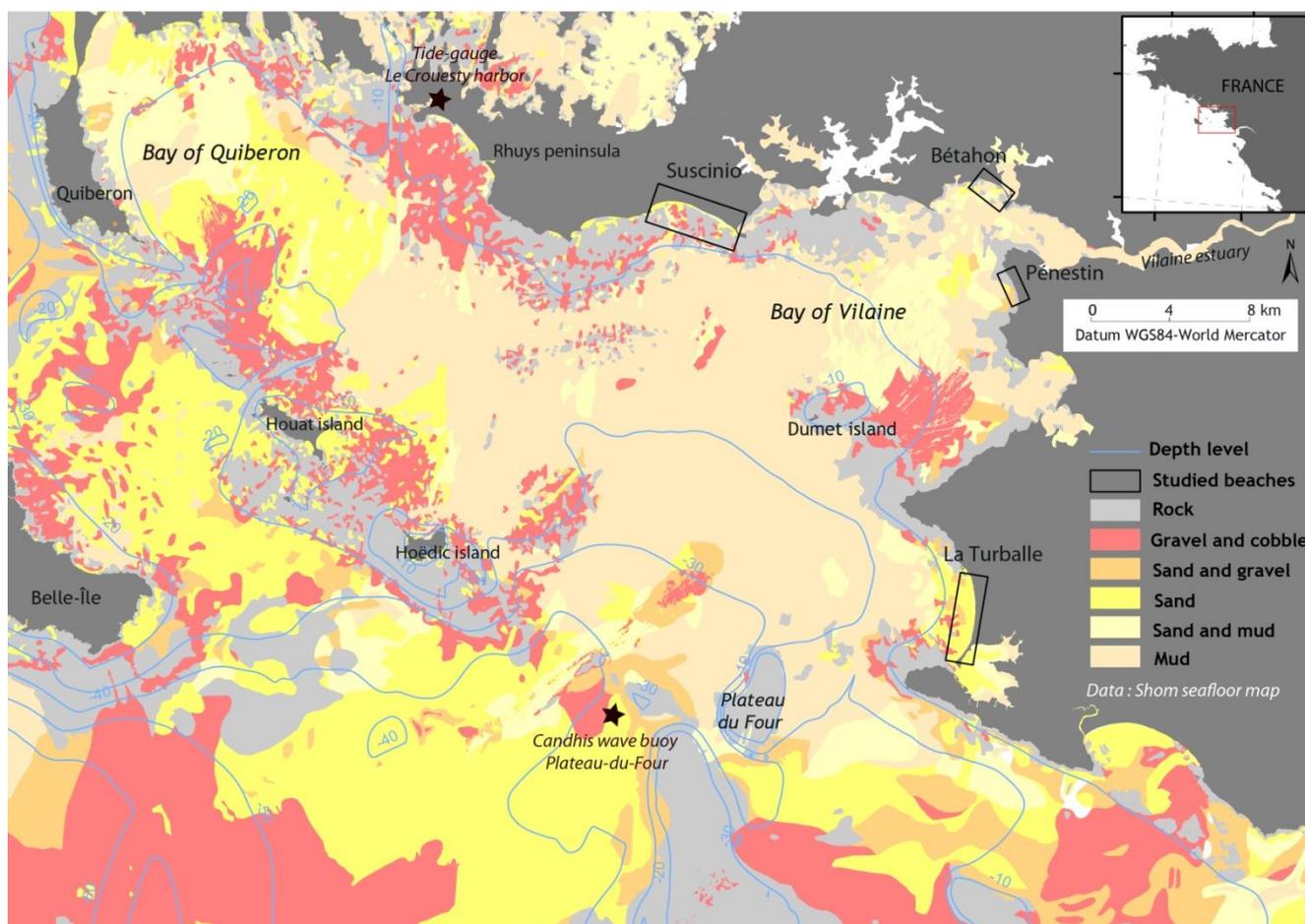
Figure 5. Carte de remplissage sédimentaire de la baie de Vilaine et de la baie de Quiberon à partir de l'ensemble des données sismiques disponibles sur la zone (modifié, d'après Menier, 2004 ; Menier *et al.*, 2006 ; Menier *et al.*, 2014).

Sur les profils sismiques et les carottages, trois unités stratigraphiques quaternaires majeures sont observées. La couche sédimentaire de fond, qui est la plus épaisse (4 - 18 m), est caractérisée par des dépôts fins typiques d'un environnement de faible énergie. Au-dessus repose une unité pouvant atteindre un maximum de 13 m, caractérisée par des dépôts de replat de marée ou par des dépôts de sédiments plus grossiers de chenaux tidaux. La dernière unité sismique est d'une épaisseur

de quelques mètres et est composée de vases plus ou moins sableuses intercalées de couches de niveaux de tempêtes constitués de sédiments sableux ou coquillés. En approchant de l'estuaire de la Vilaine, des couches de vases fluides sont également observées en surface. Sur la partie externe de l'estuaire, les épaisseurs de sédiments sur le substrat rocheux vont de moins d'un mètre près des côtes pour atteindre 10 m dans la partie interne de la baie. Ces aspects sont détaillés dans la section du chapitre relative à la dynamique de l'estuaire de la Vilaine.

Sur l'ensemble du système baie de Vilaine - baie de Quiberon, la couverture sédimentaire superficielle est essentiellement sablo-vaseuse (Figure 6). La fraction sableuse est dominante en baie de Quiberon et le pourcentage de particules fines augmente vers l'Est (baie de Vilaine). Les fractions grossières (sables grossiers et graviers) sont localisées le long des affleurements rocheux. Un dépôt de cailloutis est observé au niveau du passage de La Teignouse. De larges platiers rocheux affleurants sont dispersés sur le littoral et en zones subtidales proches ainsi qu'au large de l'arc insulaire.

Les apports terrigènes en baie de Quiberon et en baie de Vilaine sont issus de trois sources principales : la remise en suspension des particules fines déposées au large et déposées dans l'estuaire de la Vilaine, les apports du panache de la Loire et les apports du Golfe du Morbihan (Tessier, 2006). La baie de Vilaine s'est donc comblée progressivement au cours des derniers millénaires jusque l'actuel. Cette dynamique est détaillée dans la section suivante de ce chapitre.



Les natures de fond sont issues de la base de données sédimentologique du Shom et les profondeurs de la base de données bathymétrique du Shom couplée au produit Histolitt ©. Les quatre sites d'étude sont indiqués sur la figure.

### I.B.2. Dynamique morpho-sédimentaire de l'estuaire et de la baie de Vilaine

L'estuaire de la Vilaine est soumis aux actions de la houle, de l'agitation par les vents, de la marée et des débits sortant du barrage. Cet estuaire présente un régime méso à macrotidal avec des marées semi-diurnes d'une amplitude de 2,5 m à 5 m.

La morphologie actuelle de cet estuaire (Figure 7) est caractérisée d'Est en Ouest par :

- un secteur amont, situé entre 8 km et 4 km de l'embouchure, comprenant un chenal méandrique, étroit et d'une profondeur de plus de -5 m CM (cote marine), jusqu'au niveau de Tréhiguier,
- un secteur interne de l'amont du Banc du Strado aux pointes du Halguen et de Pen Lan. Cette zone est caractérisée par le Banc du Strado à +3 m CM et par un chenal dont la profondeur va en diminuant de -6 m à -1 m CM et dont la largeur augmente,
- un secteur aval au niveau de l'embouchure correspondant à un large chenal peu profond (1 m) se terminant par un delta très plat (moins de 50 cm de dénivelé) dont la partie externe est remaniée par la houle (pointe de Kervoyal/ pointe de Halguen). Le site d'étude de Bétahon est situé au niveau de cette partie externe de l'estuaire.

La morphologie générale de cet estuaire caractérise un domaine intermédiaire entre « estuaire dominé par les vagues partiellement ouvert » et « estuaire dominé par la marée » (Dalrymple & Choi, 2007 ; Dalrymple *et al.*, 2012 ).

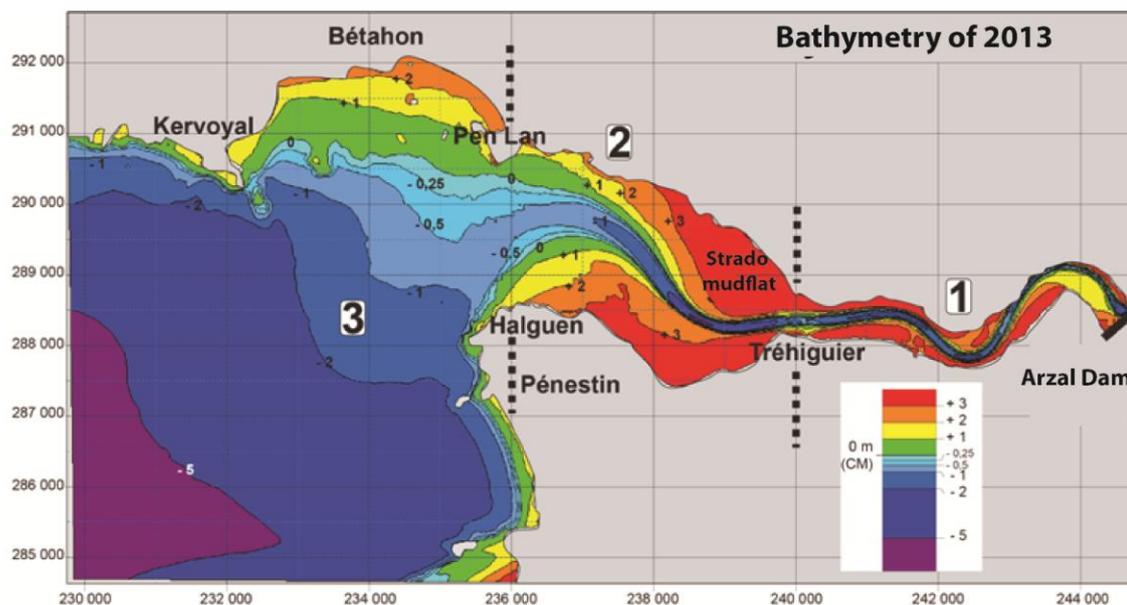


Figure 7. Carte bathymétrique de 2013 de l'estuaire de la Vilaine (modifié d'après Goubert & Le Gall, 2016a).

La baie et l'estuaire de la Vilaine sont caractérisés par deux natures de sédiments contrastées : cohésifs et non-cohésifs (Figure 6, Figure 8). Ces sédiments présentent des conditions de dépôts et de transports différents qui vont modéliser les répartitions des couches de surface et sub-surface de

l'estuaire. Quatre principaux types de faciès sont identifiés à partir des différents carottages et prélèvements sédimentaires : graveleux, sableux, vaseux et alternances vases/sables plus ou moins prononcées. Le faciès vaseux homogène est principalement localisé dans l'estuaire, le faciès sableux proche de la côte au Sud de la baie et le faciès graveleux proche des hauts-fonds et de l'île Dumet. Les alternances vases/sables sont détectées dans les carottes localisées dans le secteur de l'embouchure de la Vilaine vers la partie interne de la baie de Vilaine. Cette zone, juste à la sortie de l'estuaire de la Vilaine, est donc soumise à des régimes hydrodynamiques favorisant une sédimentation mixte à dépôts cohésifs (vase) puis non-cohésifs (sable) depuis environ 4 000 ans (carotte VK 16) (Goubert & Le Gall, 2016a, 2016b).

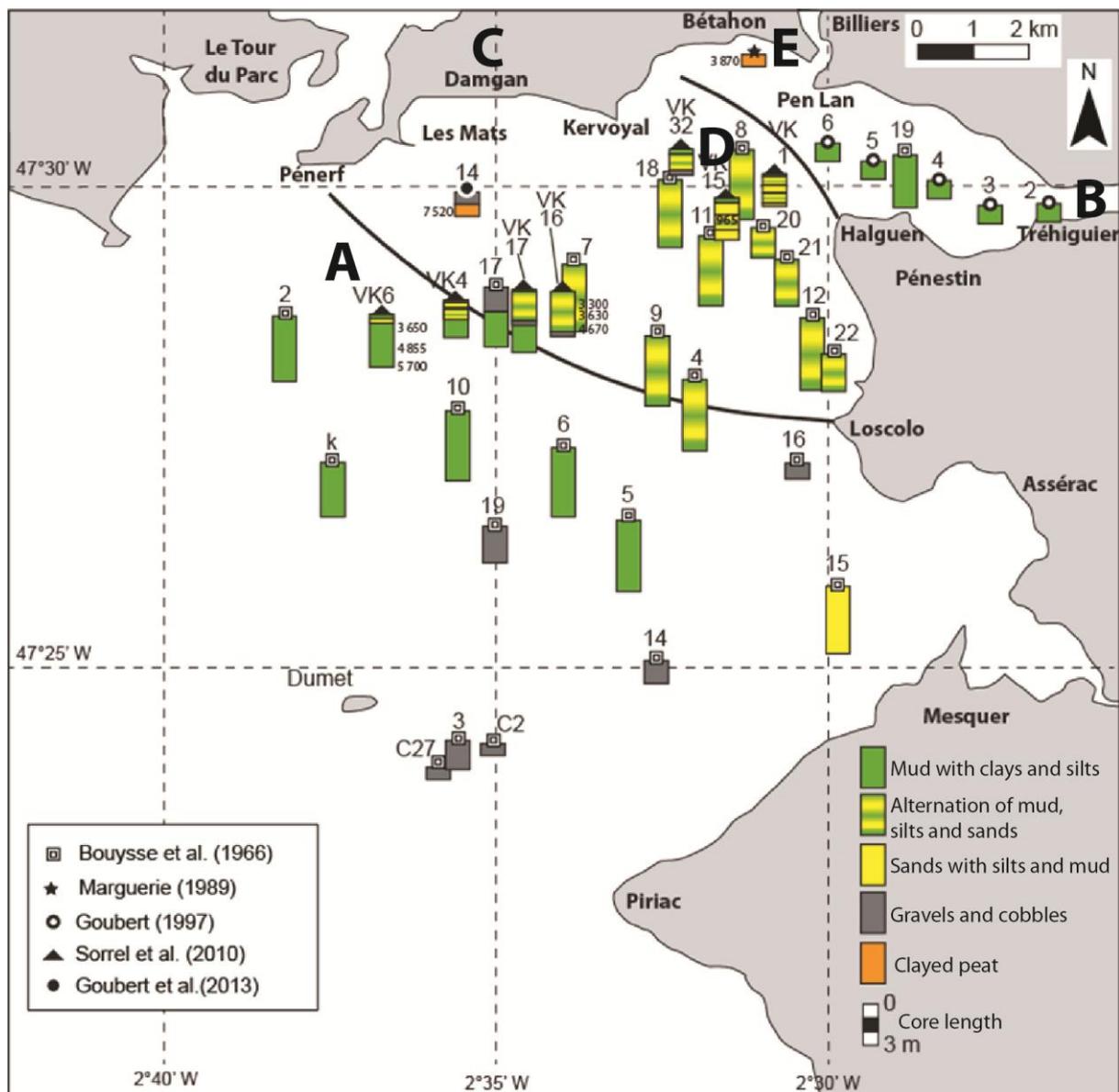
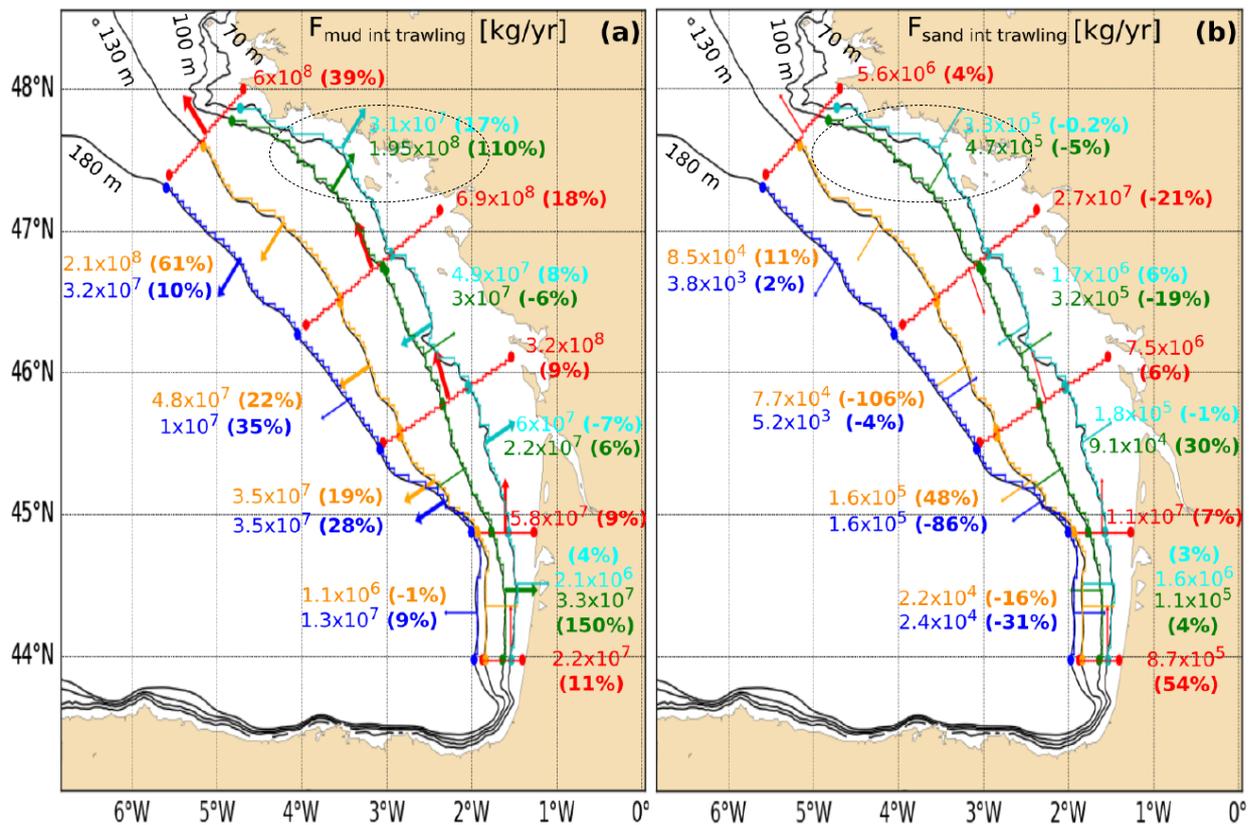


Figure 8. Variabilité sédimentaire de surface et sub-surface (0 à 3 m) dans l'estuaire et le secteur interne de la baie de Vilaine (modifié, d'après Goubert & Le Gall, 2016b).

De 9 000 ans (BP) à actuel, la baie et l'estuaire de la Vilaine se sont comblés progressivement. La remontée rapide du niveau marin, proche de l'actuel vers 5 500 ans (BP), a entraîné un nouvel

équilibre sédimentaire associé des dépôts de vases et de sables. De -3 500 ans (BP) à la fin des années 1960, Les deux derniers mètres comblés, conjoints avec la remontée du niveau marin de 2 à 3 m, présentent également des alternances de vase et de sable, centrées sur l'embouchure. Depuis la fin du Moyen-âge les principales sources de particules sont le large (remise en suspension et apports par la Loire) ou la remise en suspension interne à la baie. Les dépôts ont à nouveau atteint une altitude limite verticale d'accrétion des sédiments contrôlée par la hauteur d'eau (Goubert & Menier, 2005 ; Goubert & Le Gall, 2016a, 2016b).

Mengual (2016) montre qu'un appauvrissement en fractions fines est observé à l'échelle séculaire sur le plateau continental profond (-100 m). Cet auteur expose également par modélisation le possible transport possible de ces fractions fines issues de la remise en suspension par dragage vers la baie de Vilaine (Figure 9) et ainsi son comblement par ces vases venant du large par un flux annuel positif vers la côte.



Ainsi, depuis environ 3 500 ans, les vases de la baie sont remises en suspension par la houle et par les vagues de tempête, puis elles sont transportées par le flot vers la côte et dans l'estuaire où elles peuvent, en fonction des conditions de courant et de hauteur de vagues, se déposer à l'étales de haute mer. Lors de la marée descendante, les vases fraîchement déposées peuvent être remises en

suspension et transportées vers la baie si les courants sont suffisants. La remise en suspension s'observe principalement en hiver, alors qu'en été des processus de décantation sont observés. Les sédiments ont pour principale source la baie et non le fleuve (Goubert & Le Gall, 2016a, 2016b).

Depuis la mise en place du barrage d'Arzal à la fin des années 1960, une nouvelle dynamique de comblement rapide par la décantation des particules fines s'est installée. En effet, avant la construction du barrage d'Arzal (1962-1970), les dépôts de vases fluides s'effectuaient jusque 50 km en amont de l'embouchure. Le barrage d'Arzal en stoppant la remontée de la marée, a réduit la zone de dépôt des vases à 8 km. Cette réduction de l'espace disponible pour les dépôts des vases a entraîné l'augmentation du taux de sédimentation dans l'embouchure de l'estuaire et permis la mise en place du delta de très faible amplitude en zone externe (Goubert *et al.*, 2010, Goubert & Le Gall, 2016a, 2016b).

Les variations morpho-bathymétriques au cours des 50 dernières années montrent un comblement progressif de la baie, en accord avec le comblement la baie de Vilaine initié depuis plusieurs siècles (Goubert & Menier, 2005 ; Goubert & Le Gall, 2016a, 2016b). Ainsi dans la zone de l'estuaire, plus de 31 millions de m<sup>3</sup> de sédiments vaso-sableux se sont déposés en un demi-siècle (Figure 10 et Figure 11). Après un fort comblement jusqu'en 1992, principalement lié à la réduction de l'espace estuarien (de 50 km à 8 km), l'estuaire de la Vilaine a enregistré une période de stabilité jusqu'en 2003. Les fluctuations internes à cette période sont interprétées comme consécutives à l'action de facteurs hydrodynamiques très énergétiques (crues, tempêtes) et la concomitance du nombre de grandes marées. Entre 2005 et 2007, les faibles débits de la Vilaine et les marées de plus faibles amplitudes ont potentiellement conduit à un dépôt généralisé sur l'ensemble de l'estuaire. Jusqu'en 2013, le bilan sédimentaire global est relativement stable, mais les secteurs internes présentent une accrétion et les secteurs externes de l'estuaire, une érosion forte. Les nombreux événements énergétiques (débits, tempêtes et quelques grandes marées) sont à l'origine de cette relative stabilité pluriannuelle.

L'estuaire de Vilaine semble fonctionner actuellement sur le modèle déstabilisation/résilience (Goubert & Le Gall, 2016a, 2016b).

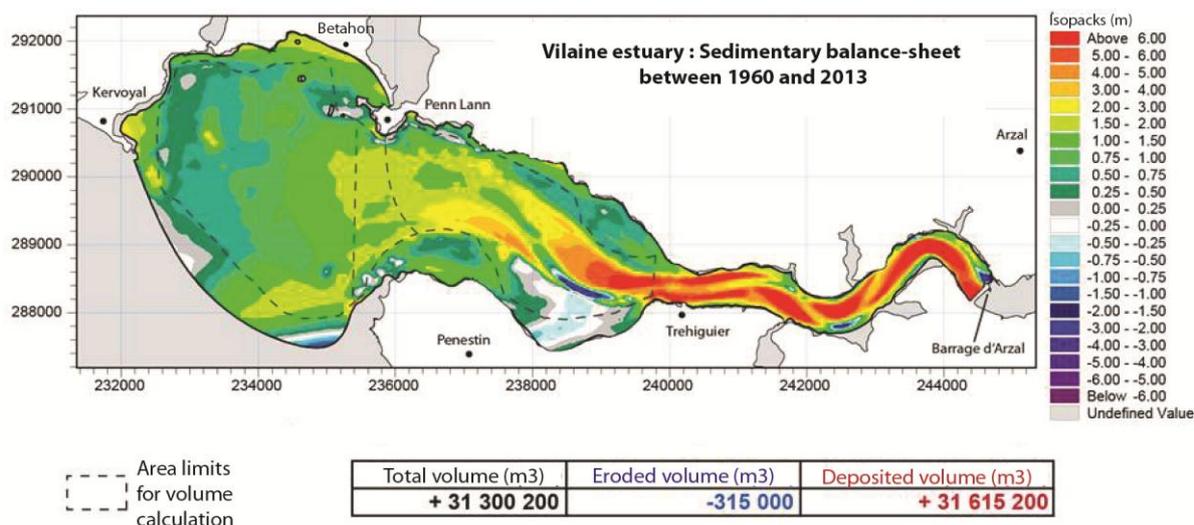


Figure 10. Bilan sédimentaire entre 1960 et 2013 : carte d'isopaques et volumes sédimentaires déposés/érodés par zone (modifié d'après Goubert & Le Gall, 2016a).

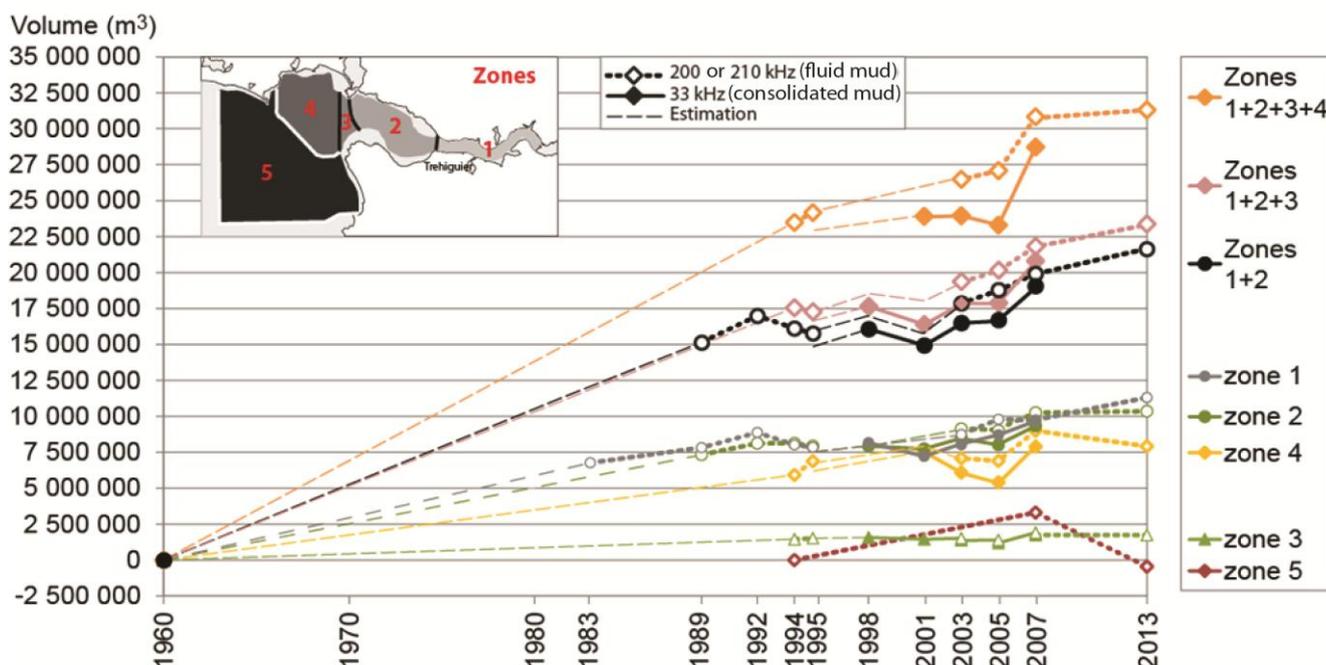


Figure 11. Bilans sédimentaires par zone de l'estuaire de la Vilaine depuis 1960 (modifié d'après Goubert & Le Gall, 2016b).

*En pointillés fins : incertitude par l'absence de données bathymétriques entre 1960 et 1983, puis par les changements de fréquences d'acquisition (200 / 33 kHz). En petits pointillés gras : données obtenues en 200 kHz (sommet vase fluide). En trait plein gras : données obtenues en 33 kHz (sommet vase compactée).*

À partir de l'ensemble des données disponibles (synthèse dans Goubert, 2017), il est possible de proposer des coupes schématiques (Figure 12) avec la morphologie du substratum, des datations et les faciès sédimentaires. Le substratum est hercynien, sauf pour deux zones où des niveaux tourbeux ont été observés et datés (Figure 8) : à 7 500 ans BP pour la zone des Mats et à 3 870 ans BP pour la zone de Bétahon. Les différentes coupes montrent le cortège de haut niveau et les liens entre amont/aval et centre de la baie/estuaire et plages adjacentes (Figure 12). Comme dans de nombreux cas, la nature du comblement dépend de la géomorphologie, de la configuration de l'espace

disponible créé, de la nature des particules et du budget sédimentaire disponibles. Dans la partie centrale de la baie, le comblement présente des alternances sable/vase. Les zones adjacentes, en fonction de l'exposition à la houle, présentent soit des graviers (zone des Mats), soit une alternance vase/sable sur le secteur de Bétahon.

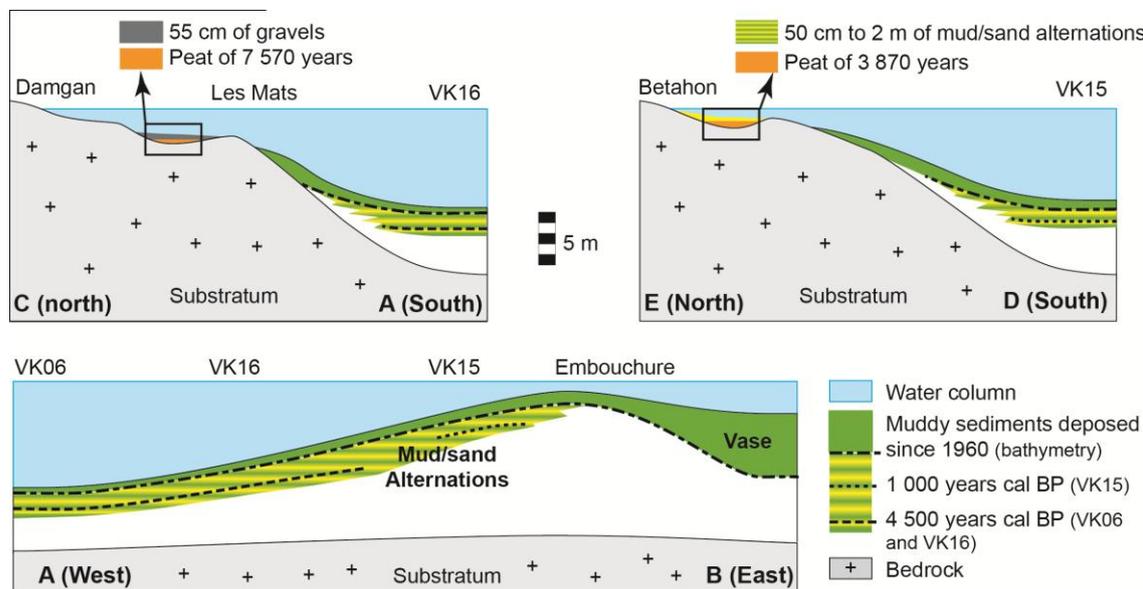


Figure 12. Coupes schématiques de l'estuaire de la Vilaine représentant la sédimentation depuis 7 500 ans (modifié d'après Goubert, 2017). Les points de coupes sont localisés sur la figure 8.

### I.C. Variabilité des faciès littoraux de Bretagne Sud et enjeux sociétaux

La suite d'épisodes tectoniques et de variations eustatiques jusqu'à l'Holocène a entraîné une succession de phases de remplissages sédimentaires sur le plateau continental de la Bretagne Sud. Cependant, en l'absence de sources terrigènes suffisantes (Dubois, 2012), un volume extrêmement limité du stock sédimentaire sableux est disponible sur le littoral de Bretagne Sud, très découpé, pour éventuellement alimenter les plages actuelles du Morbihan et de Loire-Atlantique.

Au cours des dernières décennies, différentes études ont porté sur l'évolution des formes littorales en Bretagne Sud. La plage de la baie de Suscinio a fait l'objet d'études débutées par Regnaud *et al.* (2004) et poursuivies ensuite dans la cadre de l'observatoire national des littoraux. Les travaux de Regnaud *et al.* (2004) ont cherché à évaluer la vulnérabilité des côtes de Bretagne Sud au risque d'élévation du niveau des mers. Brault *et al.*, (2001) se sont intéressés à la géologie des falaises de Pénestin. Peters *et al.*, 2009 ont mené une étude concernant le risque de submersion de la mer de Gâvres. Plus récemment, les travaux de Stephan (2010), Pian (2010), Dubois (2012) et Blaise (2017) ont permis d'améliorer la cartographie générale de ce littoral complexe et la compréhension des dynamiques sédimentaires littorales des plages de baie et de poche. Il convient également de citer ceux de Sedrati et Cochet (2015) portant sur l'expérimentation d'un procédé d'éco-ingénierie (Algobox©) de lutte contre l'érosion marine par la stabilisation et le renforcement dunaire. Jabbar (2016) a également étudié les dynamiques d'avant-plage séculaire du secteur de Gâvre. L'estuaire de

la Vilaine a également fait l'objet de diverses études, portant sur la dynamique morfo-sédimentaire des vasières intertidales (Goubert *et al.*, 2010 ; Goubert & Le Gall 2016a, 2016b) ou encore sur la modélisation de sa dynamique générale (Tessier *et al.*, 2012 ; Vested *et al.*, 2013).

L'ensemble de ces travaux ont permis d'obtenir une connaissance partielle de la pluralité des littoraux de la façade de Bretagne Sud, allant de la mer de Gâvres à la plage de Pénestin. Les études portant sur la morphodynamique littorale sont ponctuelles dans le temps, ciblées sur des environnements spécifiques et/ou localisées géographiquement.

### **I.C.1. Variabilité morphologique du littoral du Morbihan et de Loire-Atlantique**

La côte de Bretagne Sud présente donc des faciès littoraux très variés (Pian, 2010 ; Dubois, 2012 ; Blaise, 2017). De Lorient et Pénestin, se succèdent des côtes à falaises, des plages de poches, des platiers rocheux surmontés de falaises meubles et des côtes basses, composées de cordons sableux, de plages et de massifs dunaires et de vasières intertidales (Figure 13).

Nous pouvons séparer les côtes morbihannais en deux ensembles : les côtes rocheuses et les côtes meubles.

Les côtes à falaises rocheuses sont essentiellement identifiées dans les secteurs des presqu'îles de Quiberon et de Rhuys. Ces falaises peuvent atteindre 15 m de hauteur et sont considérées comme peu érodables (roches granitiques ou métamorphiques fortement diaclasées). Le second type de côtes rocheuses est caractérisé par des falaises meubles établies sur un platier rocheux de basse ou moyenne altitude qui ont pu amener à la formation de plages de poche. Cumulés, ces deux types de côte représentent moins de 15 % de la côte morbihannaise.

Les falaises meubles représentent environ 37 % du linéaire côtier du Morbihan (Figure 14). Des plages sableuses sont régulièrement adossées à ces falaises meubles (Figure 15A). Les côtes basses, constituées de matériaux majoritairement sableux, représente la moitié du linéaire côtier. Il s'agit de cordon sablo-graveleux et de systèmes dune-plage. Le développement des dunes est très variable sur la côte morbihannaise. En baie de Vilaine et de Quiberon, un système dunaire relativement bas est observé (0 - 1 m ; Figure 15B). Mais certains secteurs, comme en presqu'île de Rhuys et en rade du Croisic, présentent des falaises dunaires pouvant atteindre 3 à 5 m (Figure 15C et D). Enfin, dans les secteurs plus abrités présentant un hydrodynamisme plus faible, des zones intertidales vaseuses sont observées (Figure 13). Dans l'estuaire de la Vilaine, ces bancs vaseux intertidaux sont observés plaqués directement aux falaises dans sa partie interne ou recouvrent les sections intertidales inférieures des plages sableuses sous forme de platiers vaseux au niveau des sections intermédiaires et externes (Figure 15E). De nombreuses portions du trait de côte en Bretagne Sud sont fixées de manière artificielle par divers ouvrages de protection tels que des enrochements ou des digues. Contrairement au reste de la Bretagne, il en résulte une relative stabilité du linéaire côtier sur les 60 dernières années, avec des secteurs fixés ou en avancée, et des secteurs en forte érosion (Blaise, 2017).

Les morphologies des plages du littoral Sud-Breton sont donc très hétérogènes, allant des cordons littoraux aux formes adossées, en passant par des flèches sableuses (Figure 13, Figure 14). Les côtes basses, souvent inférieures à 5 m d'altitude par rapport au niveau moyen des mers, présentent une extension longitudinale allant de quelques centaines de mètres pour les plages de poche à plusieurs kilomètres pour les plages de baie et les flèches. Celles-ci peuvent être parsemées ou non de larges affleurements rocheux. Suivant les houles incidentes dominantes, ce linéaire côtier est plus ou moins exposé (Figure 13, Figure 14). Cet aspect est développé dans la section suivante du chapitre relative aux conditions météo-marines.

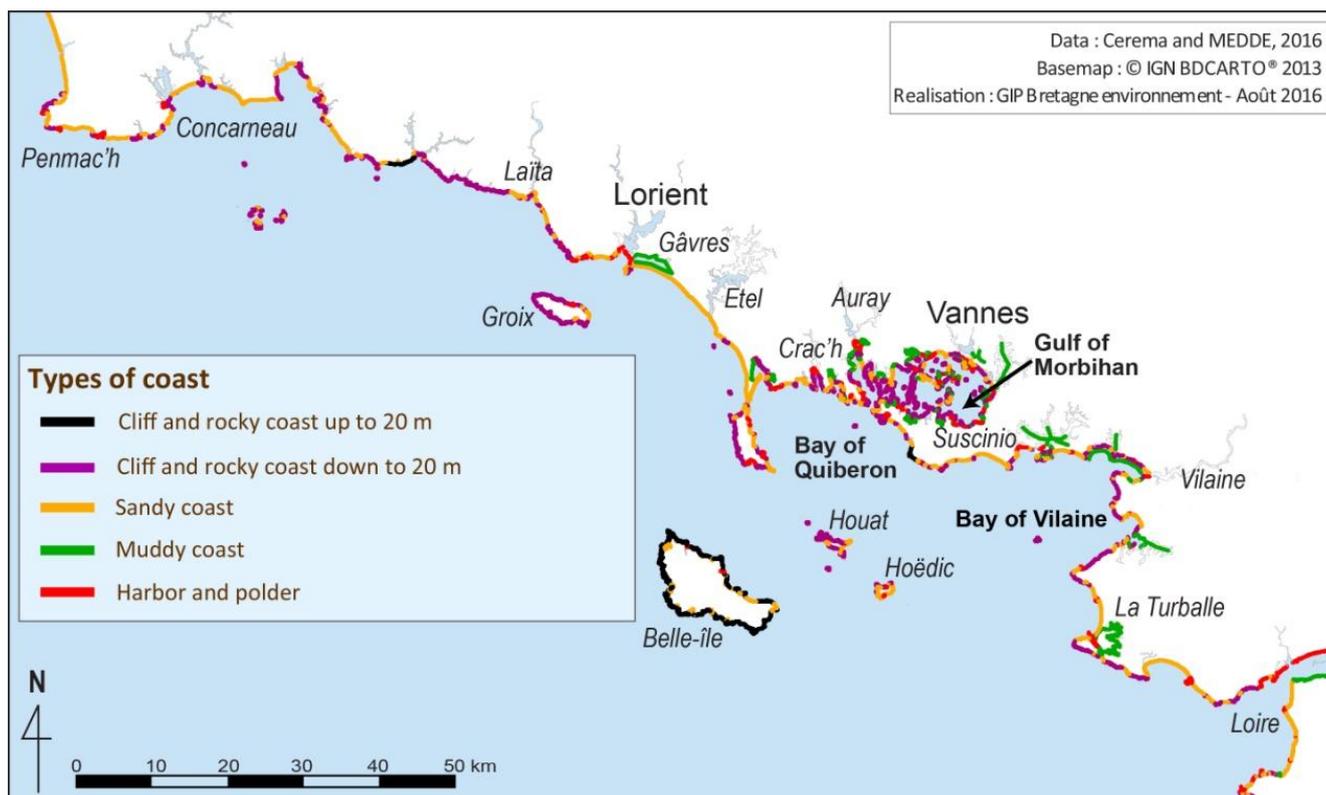


Figure 13. Cartographie des différents types de côtes en Bretagne Sud (d'après, <http://www.bretagne-environnement.org/>, synthèse de 2016).

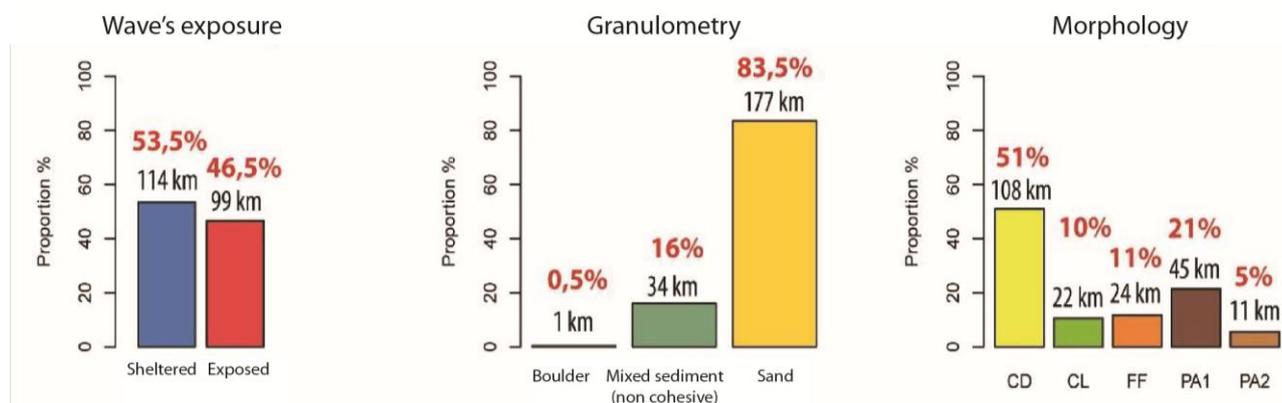


Figure 14. Physiognomie des côtes d'accumulation pour le département du Morbihan, suivant les critères d'exposition aux houles dominantes (A), le matériel sédimentaire observé sur le haut de plage (B), la morphologie du cordon (C) (CD = cordons dunaires, CL = cordons littoraux, FF = formes fuyantes, PA1 = plages adossées à une falaise (substrat cohérent), PA2 = plages adossées à une falaise (substrat meuble) - (modifié d'après Blaise, 2017).



Figure 15. Photographies de quelques plages. A. Pénestin ; B et C. Susicinio ; D et F. La Turballe ; E. Bétahon.

- A. Falaise meuble de la plage de Pénestin, la crête de la falaise atteint une vingtaine de mètres - une plage sableuse y est adossée.
- B. Cote basse meuble de la portion Ouest de la plage de Susicinio, le cordon dunaire présente une altitude inférieure à 1 m - la plage est de type intermédiaire.
- C. Partie orientale de la plage de Susicinio, le système dunaire y est plus développé (> 3 m) - Le procédé de renforcement dunaire Algobox® est mis en œuvre sur cette section de la plage.
- D. Système dunaire développé (> 3 m) et plage intermédiaire en section centrale de la plage de La Turballe
- E. Platier vaseux recouvrant la plage intermédiaire de Bétahon - le système dunaire y est peu développé (< 2 m)
- F. Enrochement permettant de fixer le trait de côte sur le domaine Sud la plage de La Turballe (portion de la flèche sableuse fixée).

La nature sédimentaire des formes littorales va varier en fonction de son héritage structural et l'hydrodynamisme associé (exposition aux houles incidentes, courantologie). Selon la classification morphodynamique des plages sableuses de [Masselink & Short \(1993\)](#) (Figure 16), le profil transversal de plage est caractérisé par des pentes réfléchives à dissipatives en Bretagne Sud ([Pian, 2010](#) ; [Dubois, 2012](#)). Ainsi, des sables fins ou des vases sont observés sur les sections intertidales de pentes faibles (dissipatives, Figure 16). Des sédiments sablo-graveleux sont identifiés sur les sections plus pentues des plages (réflectives, Figure 16). Des apports coquilliers sont régulièrement identifiés dans le sédiment.

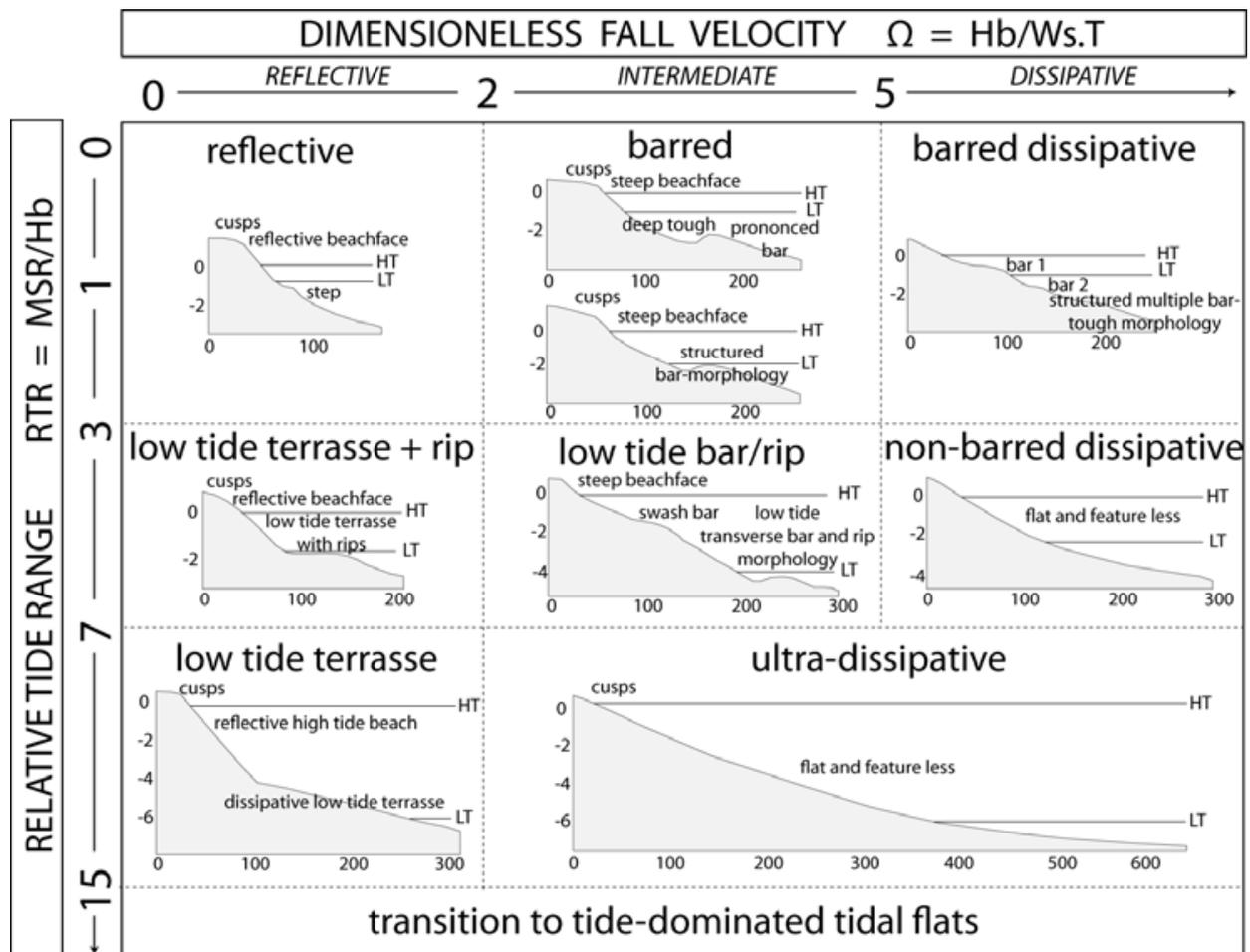


Figure 16. Classification morphologique des plages (Masselink & Short, 1993)

[Pian \(2010\)](#) a mis en évidence qu'entre 1952 et 2004, le comportement du littoral est dominé par des phénomènes d'accrétion. Cependant des secteurs en érosion sont présents et constituent 40 % du linéaire côtier analysé dans le cadre de son travail. Sur ce long terme, le bilan sédimentaire surfacique est équilibré voir excédentaire. [Blaise \(2017\)](#) confirme également cette tendance au cours des 60 dernières années. L'évolution du trait de côte, au cours des deux dernières décennies, est caractérisée par des processus érosifs tandis que l'évolution sur la période antérieure est caractérisée

par des processus d'accumulation. Toutefois, cet auteur souligne que l'évolution des systèmes côtiers du Morbihan est marquée par une forte variabilité spatio-temporelle.

### **I.C.2. Enjeux environnementaux, économiques et sociétaux**

L'espace littoral de Bretagne Sud est attractif, drainant populations et activités. L'évolution socio-économique des littoraux du Morbihan et de Loire-Atlantique est marquée par un processus d'héliotropisme, qui caractérise l'évolution des littoraux, à l'échelle mondiale, depuis les années 1950. Ce phénomène de concentration des populations et des activités sur la frange côtière induit des pressions anthropiques sur les littoraux mais également des enjeux économiques et environnementaux majeurs. En Bretagne Sud, la forte croissance démographique et le développement des activités de services est en lien notamment avec le tourisme.

L'érosion (ponctuelle) des côtes et l'envasement d'une partie de la frange côtière au cours des dernières décennies en baie de Vilaine entraînent des préoccupations locales.

Les principaux enjeux économiques et sociétaux en Bretagne Sud sont l'urbanisation massive du littoral, le développement du tourisme et le maintien des activités dites primaires (les cultures marines, la pêche et l'agriculture littorale). Ces enjeux sociétaux sont en lien direct avec les problématiques environnementales identifiées :

- l'artificialisation du trait de côte en réponse brutale aux érosions ponctuelles lors des tempêtes,
- l'envasement de l'estuaire et la baie de Vilaine,
- la qualité des eaux et la problématique de la pollution.



## **II. CARACTERISATION HYDRODYNAMIQUE, METEOROLOGIQUE ET CLIMATIQUE DE LA BAIE DE VILAINE**

En plus des sources sédimentaires, différents agents dynamiques vont contraindre le système à l'échelle régionale mais également subrégionale (baie de Vilaine). Ces agents intègrent principalement la houle, les vents, les courants, les niveaux d'eau induits par les marées ou encore les apports d'eau continentale. Issues des bases de données climatiques de différents instituts, les climatologies de l'hydrodynamisme et de la météorologie sont proposées pour la zone de la baie de Vilaine.

### **II.A. Caractérisation météorologique**

La climatologie des caractéristiques météorologiques est calculée sur une période de 10 ans (2007-2017) au niveau de la station météorologique de Belle-Île, à partir des moyennes des conditions journalières. Cette station, localisée à l'entrée de la baie de Vilaine, est considérée comme représentative des conditions météorologiques de la région d'étude.

Deux régimes de vents distincts sont identifiés en Bretagne-Sud. Le premier, dominant, concerne les vents en provenance de l'Ouest et Sud-Ouest (Figure 17A). Les vents les plus forts avec des vitesses de 12 m/s sont observés pour ces directions et correspondent aux conditions classiques de tempêtes et vents dominants sur la façade atlantique française (Figure 17B). Le second régime de vent caractéristique est un vent de terre (Nord-Est) de plus faible intensité (4 à 8 m/s). Ce vent est généralement observé lors des périodes de plus faible agitation et d'ensoleillement plus fort. Nous pouvons noter également une troisième occurrence de vent très ponctuelle mais de forte intensité, correspondant aux tempêtes de Sud/Sud-Ouest. Les précipitations en Bretagne Sud sont les plus faibles en périodes printanières et estivales (1 à 2 mm par jour) et sont doublées, voir triplées, en périodes automnales et hivernales. Les températures oscillent entre 7°C et 17 °C en moyenne (Figure 17B).

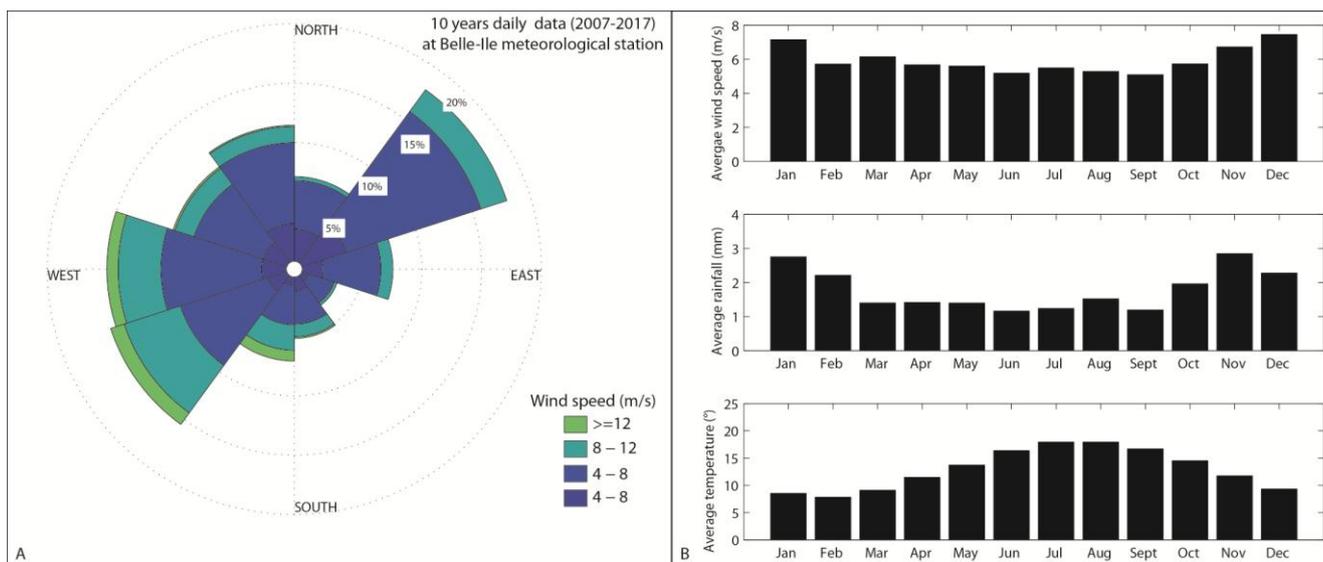
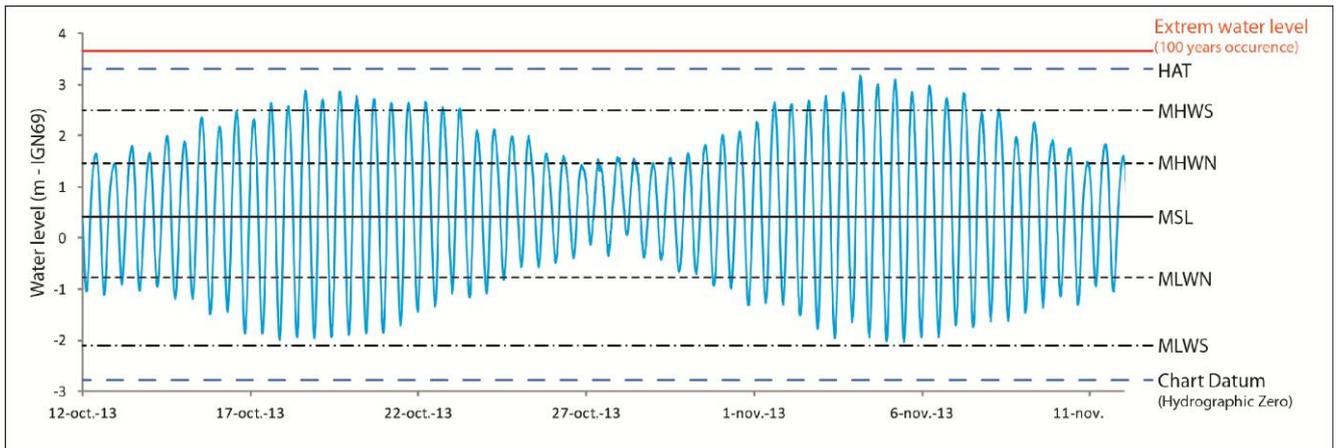


Figure 17. Rose des vents réalisée à partir des moyennes d'observations journalières des vitesses et des directions de provenance du vent entre 2007 et 2017 au niveau de la station de Belle-Île/Le Talus ; B. Variabilité mensuelle (moyenne) du vent, des précipitations et du taux d'ensoleillement à partir des moyennes d'observations journalières au niveau de la station de Belle-Île/Le Talus.

## II.B. Caractérisation des houles, des marées et des débits de la Vilaine

### II.B.1. La marée en baie de Vilaine

La baie de Vilaine est caractérisée par un régime de marnage méso- à macro-tidal. Les marées sont semi-diurnes (cycle de 12h25 mn) avec une amplitude de 2.5 m en mortes-eaux à plus de 5 m en vives-eaux (Figure 18). Le niveau extrême d'eau, d'occurrence 100 ans, est de 3.8 m (IGN69). Ces niveaux d'eau peuvent être atteints ou dépassés pendant les tempêtes (incluant la surcote liée à la pression, au vent et aux vagues) comme pendant la tempête "Xynthia" en mars 2010 (Dubois, 2012 ; Shom, 2014). Dans un contexte d'élévation du niveau marin observé depuis la deuxième moitié du 20ème siècle, ce niveau d'eau extrême calculé statistiquement pourrait être à l'avenir plus fréquemment atteint lors des événements tempétueux et ainsi augmenter les risques de submersions marines. D'après les données des marégraphes et des satellites, le niveau moyen de la mer s'est élevé d'environ 20 cm depuis 1880 et de 7 cm depuis 1993. Les niveaux d'eau de marée sont variables de quelques centimètres suivant les différents secteurs de la baie Vilaine (impact morphologique) et l'onde marée présente un décalage maximum de 20 min (en vives-eaux) entre l'Est et Ouest de la baie (l'onde de marée arrive en premier au Croisic).



**Figure 18.** Exemple d'un cycle mensuel de marées et niveaux de références altimétriques maritimes (Shom, 2016) au niveau du marégraphe du port du Crouesty. Ligne rouge : niveau extrême d'eau de retour 100 ans, calculé statistiquement. Les données de niveau d'eau sont fournies par le réseau Refmar (SHOM / Météo France / Syndicat Mixte des Ports et Bases Nautiques du Morbihan)

En période de morte-eau, le flot est caractérisé par des vitesses relativement faibles (5 à 10 cm/s) en baie de Vilaine et est orienté vers le Nord-Est (Figure 19A). À proximité des côtes, les courants tidaux sont inférieurs à 5 cm/s et présentent des variations de direction. Nous pouvons notamment observer des courants longitudinaux sur le secteur oriental du littoral de la baie (La Turballe et Pénestin). Des accélérations locales sont observées dans les chenaux entre les îles (de 0.2 à 0.5 m/s) et au niveau de l'entrée du Golfe du Morbihan (> 2 m/s). Lors des périodes de vives-eaux, ces courants présentent les mêmes directions mais sont intensifiés, particulièrement vers l'estuaire de la Vilaine et aux niveaux des chenaux (Figure 19C). En secteur subtidal proche, le flot ne dépasse pas 5 cm/s. L'atténuation du courant de marée à partir de l'isobathe -30 m à l'entrée de la baie de Vilaine est remarquable.

Les courants de jusant sont caractérisés par une direction plus homogène. Orientés Sud-Ouest, les courants de vidange sont très faibles à la côte (< 5 cm/s) et ne dépassent pas 20 cm/s en sortie de la baie de Vilaine en période de morte-eau (Figure 19B). Une accélération est observée à l'exutoire de l'estuaire (5 à 10 cm/s). En période de vives-eaux, le jusant est alors plus intense mais présente les mêmes orientations (Figure 19D). Le secteur le plus complexe est localisé en Rade de La Turballe, où la vidange de la marée du marais de Guérande influe très fortement sur l'écoulement tidal. Un écoulement vers le Nord est observé le long de la plage de la Turballe (vers le Sud lors du flot). Une asymétrie du courant est observée en baie de Vilaine, le flot étant plus intense que le jusant.

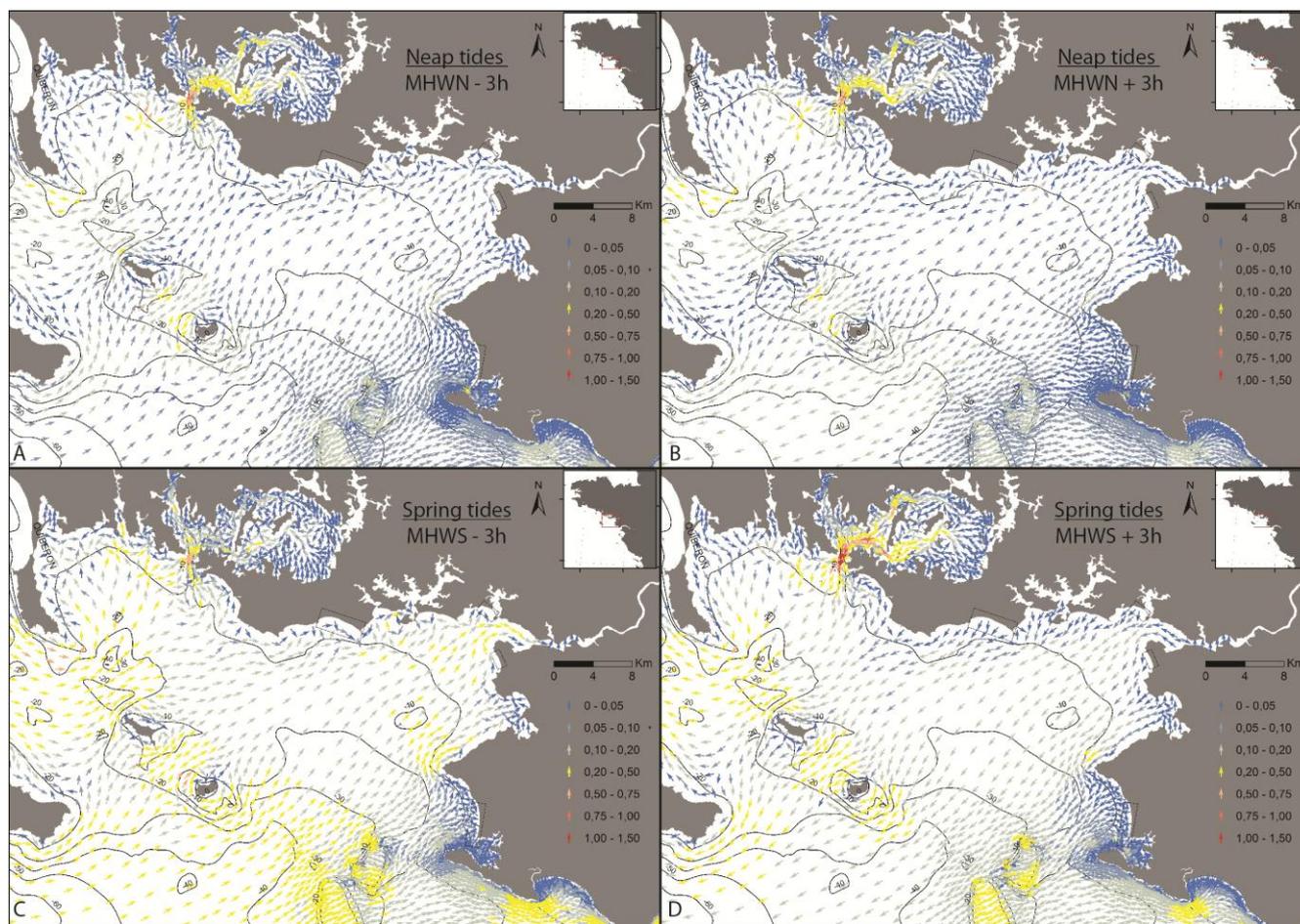


Figure 19. Modélisation des courants de marées au fond (Telemac 2D) issus du produit numérique du Shom "Courants de marée des côtes de France" (2005) - Le port de référence est Saint-Nazaire. A. Courant de flot en période de mortes-eaux trois heures avant le niveau de pleine mer ; B. Courant de jusant en période de mortes-eaux trois heures après le niveau de pleine mer ; C. Courant de flot en période de vives-eaux trois heures avant le niveau de pleine mer ; D. Courant de jusant en période de vives-eaux trois heures après le niveau de pleine mer.

## II.B.2. La houle en baie de Vilaine

La climatologie des houles en baie de Vilaine est établie à partir des données portant sur la période 2010-2016 de la bouée Plateau-du-Four (réseau Candhis-Céréma), localisée à l'entrée de la baie de Vilaine. Les caractéristiques des vagues à cette localisation sont considérées comme représentatives des conditions entrantes dans la baie.

À l'entrée de la baie de Vilaine, le train de houle présente un étalement directionnel relativement restreint, la majorité de la houle provenant de l'Ouest-Sud-Ouest (220-290°). 30% des houles présentent une hauteur significative inférieure à 2 m (Figure 20A). Les hauteurs significatives des vagues les plus importantes ( $H_s > 5$  m) sont observées lors des tempêtes d'Ouest et ponctuellement de Sud-Sud-Ouest. La hauteur significative maximale des vagues ( $H_s = 7.96$  m) enregistrée sur la période de mesure a été atteinte en décembre 2011 lors de la tempête Joachim. Des vagues en provenance du Nord (mer de vent,  $T_p < 7$  s) sont associées aux vents terrestres et représentent un pourcentage minime. Les périodes pics oscillent entre 4 et 16 s pour une large majorité des états de mer (Figure 20A). Des houles de périodes pics supérieures à 16 s (longueur

d'onde élevée) sont ponctuellement observées lors d'événements tempétueux. Les vagues générées plus localement et de plus faibles hauteurs sont associées à des périodes inférieures à 8 s (mer de vent). Les valeurs moyennes des hauteurs significatives et des hauteurs maximales des vagues suivent les tendances saisonnières habituelles (Figure 20B). Les valeurs maximales des hauteurs significatives des vagues et les extrêmes (Hmax) des vagues sont observées en période hivernale (Hs = 1.8 m et Hmax = 3 m en janvier) et les minimales sont atteintes en été (Hs = 0.7 m et Hmax = 1.1 m en juin).

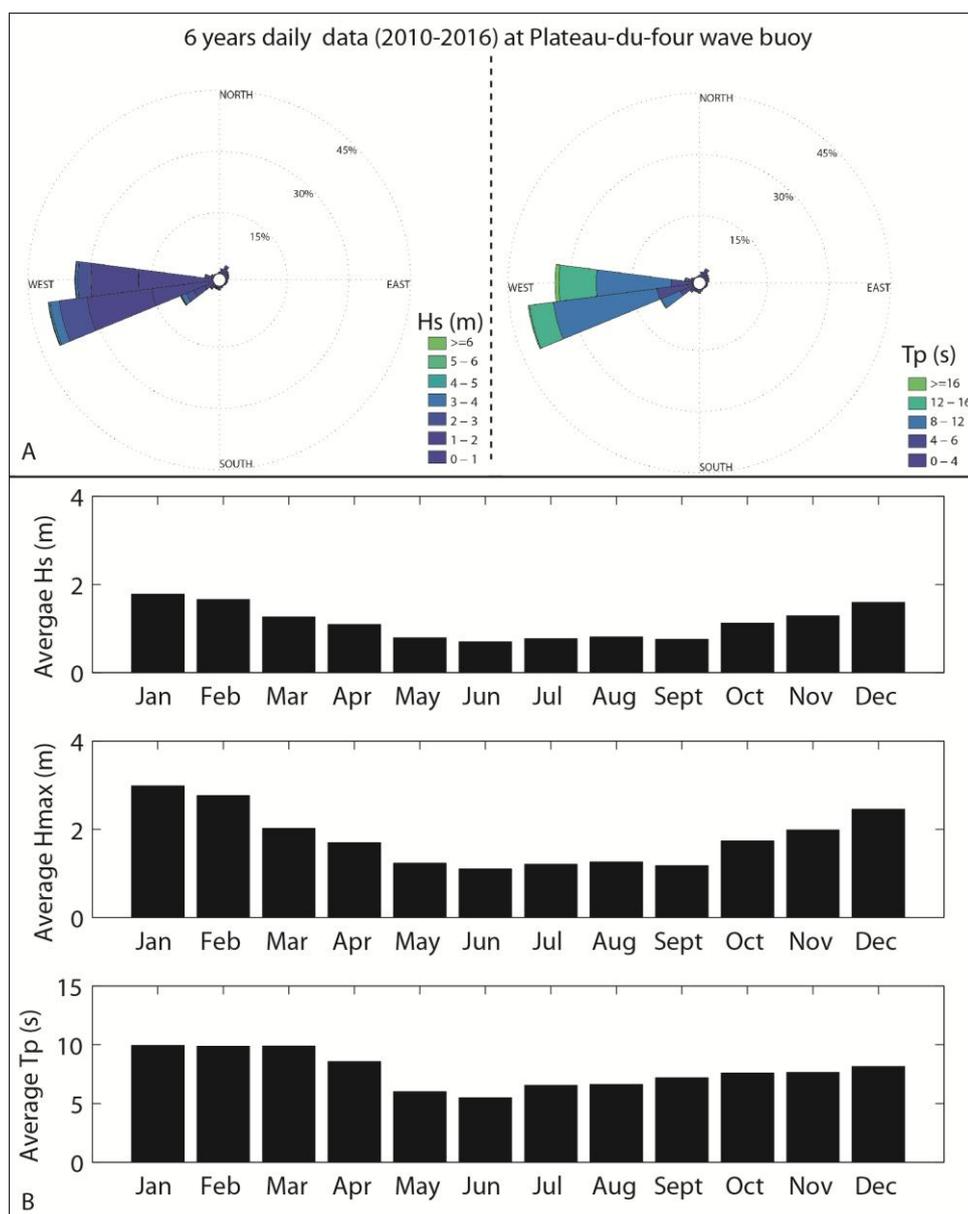


Figure 20. A. Roses climatologiques des houles (hauteur significative - Hs et période pic - Tp) réalisées à partir des observations horaires de caractéristiques de vagues entre 2010 et 2016 ; B. Variabilité mensuelle (moyenne) de la hauteur significative (méthode spectrale), de la hauteur maximale (méthode zero-crossing) et de la période pic (méthode spectrale) [Sources : Observations horaires au niveau de la bouée Candhis-Cerema du Plateau du Four].

La complexité morphologique et l'héritage géologique de la baie de Vilaine va entraîner une variabilité des caractéristiques des vagues lors de leur propagation vers la côte (Figure 21). Ainsi, par

les phénomènes de réfraction/diffraction des vagues, les conditions de houle en zone subtidale proche des différents sites d'études (Plateau du Four) ne reflètent pas celles observées en entrée de baie. Le degré d'exposition des côtes de la baie de Vilaine est de ce fait variable. Le rejeu par modélisation de la tempête Dirk du 25 décembre 2013 à 5h00 permet d'observer les variations des champs de vagues de l'entrée de la baie jusqu'à la côte. Les vagues en entrée de baie présentent une hauteur significative de 7.6 m et une provenance de l'Ouest/Sud-Ouest (252°).

La baie de Quiberon est relativement bien protégée par l'héritage géologique comparé à la baie de Vilaine qui est beaucoup plus exposée (Figure 21). En effet, l'arc insulaire, allant de Quiberon jusqu'au Croisic, et composé de Belle-Île, Houat et Hoëdic, ainsi que des hauts fonds du Plateau du Four, est la première barrière d'atténuation de la houle. Une légère atténuation et une légère rotation de la houle sont observées entre les isobathes -30 et -15/-10 m. L'île Dumet, au centre de la baie crée une atténuation par diffraction de la hauteur des vagues qui atteignent l'embouchure de la Vilaine. La hauteur des vagues est supérieure à 4 m au niveau de l'isobathe -10 m. À cette même profondeur, la hauteur significative la plus forte est observée au large de la plage de La Turballe avec des Hs de 5 m. Entre l'isobathe -15/-10 m et la plage, une atténuation majeure et une rotation rapide par réfraction des vagues se produisent. La pente d'avant plage plus ou moins importante et la longueur de la zone de *shoaling* vont influencer directement sur l'atténuation de la houle. L'amortissement sera moindre au niveau de La Turballe et de Suscinio en raison d'une remontée plus rapide des fonds (sur 2 km) et donc une durée d'amortissement plus faible. La présence de larges platiers rocheux en zone subtidale à Suscinio entraîne un amortissement brutal de la houle (isobathe -5 m). Au niveau des secteurs localisés à proximité de l'estuaire de la Vilaine (Pénestin et Bétahon), la pente douce à l'embouchure de l'estuaire et une zone d'amortissement longue (10 km entre l'isobathe -10 m et la côte) induisent une atténuation forte de la hauteur significative. La hauteur significative atteignant le secteur de Pénestin sera le double de celle observée à Bétahon (en fonction de l'altitude de la section intertidale dissipative).

Un classement d'exposition des côtes peut être réalisé pour une tempête type atteignant les côtes de Bretagne Sud (provenance Ouest/Sud-Ouest). La zone de la rade la Turballe est la plus exposée (en terme de hauteur de vagues), puis celles de Suscinio et Pénestin et enfin l'anse de Bétahon est la plus abritée. Le sens de provenance des houles (Ouest à Sud) modifie potentiellement le degré d'exposition des différents secteurs d'études. De plus, la morphologie locale des littoraux étudiés contraint bien-sûr les caractéristiques locales des vagues. Ces aspects seront exposés dans la suite du manuscrit. Selon la classification de [Karsten \(2004\)](#), le littoral de la baie de Vilaine est caractérisé par un état protégé ( $H_{s12h/an} < 1$  m) à un état exposé ( $H_{s12h/an} > 3$  m), en passant par un état intermédiaire, majoritaire, qui est celui modérément exposé ( $1 \text{ m} < H_{s12h/an} < 3 \text{ m}$ ).

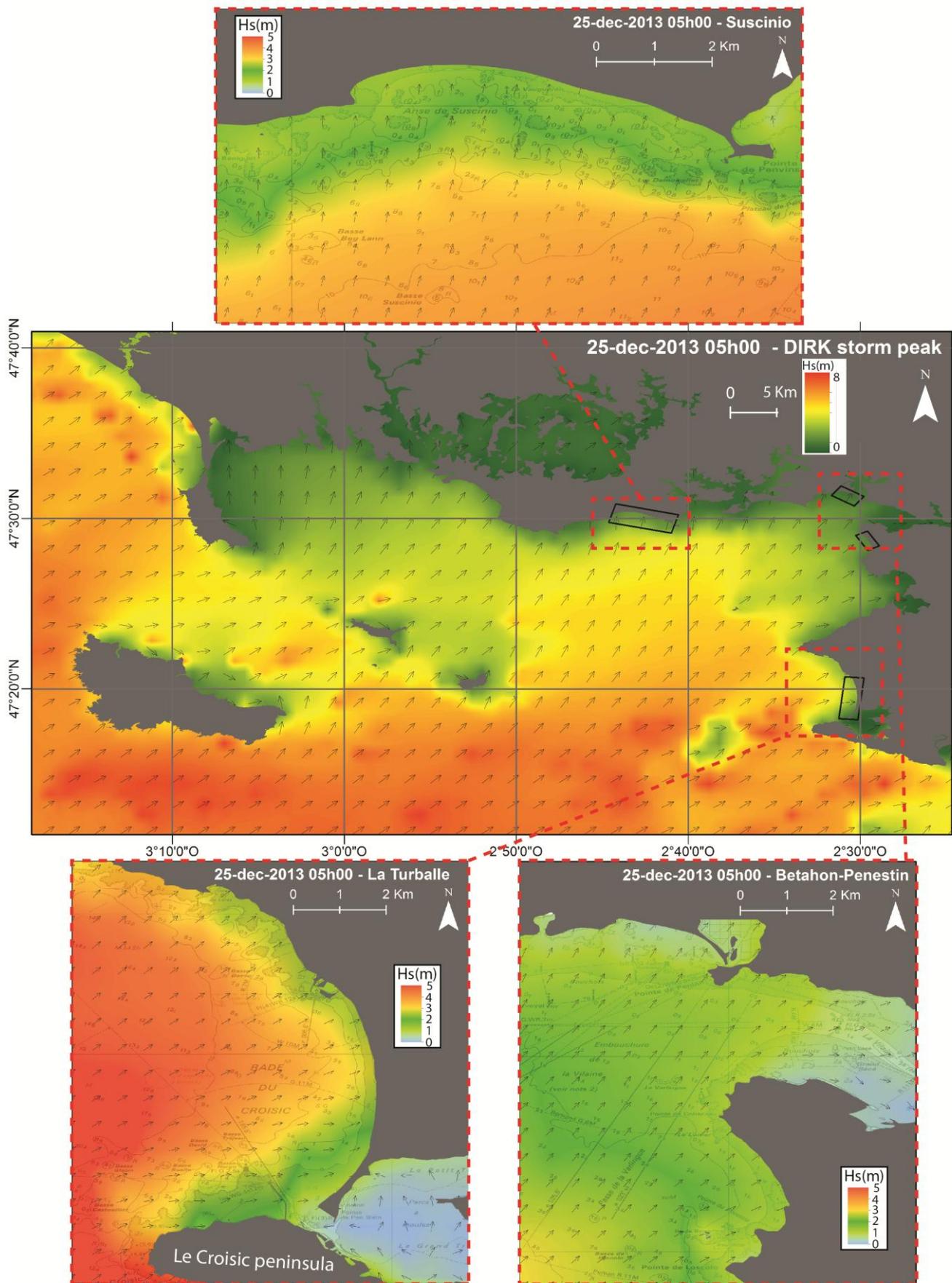


Figure 21. Modélisation de la propagation des vagues (WW3 – Shom F.) pour la tempête Dirk - rejeu du 25 décembre 2013 à 5h00 UTC.

### II.B.3. Débit de la Vilaine

L'étude du lien entre les débits de la Vilaine et la dynamique sédimentaire n'est pas faite dans ce travail. En effet, les sites d'études choisis dans le cadre de ce travail sont relativement éloignés de l'embouchure de la Vilaine et donc son impact au niveau des plages est faible. Nous caractérisons cependant les débits de celle-ci qui sont essentiels dans le fonctionnement hydro-sédimentaire global de l'estuaire et de la baie (particulièrement en zone subtidale)

Goubert & Menier (2005) ont identifié trois seuils de débits (200, 500 et 1 000 m<sup>3</sup>/s) comme facteurs contrôlant la dynamique morpho-sédimentaire de l'estuaire de la Vilaine. Goubert *et al.*, (2010) ont affiné ces seuils et définit des classes.

- « étiage » : débit horaire inférieur à 10 m<sup>3</sup>/s,
- « régime normal » : débit horaire entre 10 m<sup>3</sup>/s et 200 m<sup>3</sup>/s,
- « forts débits » : débit horaire entre 200 et 500 m<sup>3</sup>/s,
- « crue » : débit horaire entre 500 et 1 500 m<sup>3</sup>/s,
- « crue centennale » : débit horaire supérieur à 1 500 m<sup>3</sup>/s.

### III. PRESENTATION DES 4 SITES D'ETUDES : DONNEES EXISTANTES, CARACTERISATION SEDIMENTAIRE ET MORPHOLOGIQUE

Quatre sites d'études ont été choisis pour représenter la pluralité des environnements littoraux observés en baie de Vilaine (Figure 22). Ces plages de types intermédiaires à réfléchives, selon la classification de [Masselink & Short \(1993\)](#), présentent des orientations et des expositions variables (exposées à abritées) aux houles, des morphologies et des héritages géologiques différents, des variabilités granulométriques et des natures sédimentaires contrastées (vases à graviers, sédiments cohésifs et non-cohésifs). De plus, ces plages présentent toutes, du moins localement, une tendance à l'érosion.

En partant de l'Est vers l'Ouest et du Sud vers le Nord de la baie de Vilaine, chaque plage est présentée d'un point de vue morphologique et sédimentaire. Les principales caractéristiques morpho-sédimentaires des secteurs des plages sont notamment définis suivant différents paramètres tels que :

- La pente du profil *cross-shore*.
- La granulométrie médiane du sédiment.
- La vitesse de chute adimensionnelle ([Gourlay, 1968](#)), qui permet de décrire et prédire le comportement morphodynamique de la plage (dissipative, intermédiaire et réfléchive ou réfléchissante).
- Le marnage relatif (*Relative tide range* – [Masselink & Short, 1993](#)), qui permet de quantifier l'occurrence des processus hydrodynamiques tels que le levé de vagues, le déferlement et le jet de rive (*shoaling, surf and swash*) et l'influence du marnage.
- Le *surf similarity parameters* ou nombre d'Iribarren ([Battjes, 1974](#)), permet d'estimer le caractère réfléchif ou dissipatif des plages par le type de déferlement associé.

Les principaux travaux de recherche antérieurs ayant été effectués sur les sites d'études sont également exposés.

Dans la suite de ce document, nous emploierons les termes "secteurs" et "sections" pour la caractérisation morphologique de la plage (réflective, dissipative). Les termes "domaines", "zones", "parties", "portions" seront utilisés pour une approche géographique (orientale, méridionale, ...).



Figure 22. Localisation des quatre sites d'étude en baie de Vilaine. D'Ouest en Est et du Nord au Sud : plage de Suscinio (commune d'Arzon, 56), plage de Bétahon (commune d'Ambon, 56), plage de Pénestin (Pénestin, 56) et plage de La Turballe (commune de La Turballe, 44).

### III.A. Caractéristiques morpho-sédimentaires de la plage de La Turballe

La plage sableuse de La Turballe, d'une orientation générale Nord-Sud, peut être assimilée à une plage de baie encadrée par les caps du Croizic et de Piriac-sur-Mer. La partie Sud de ce littoral est constituée d'une flèche sableuse fixée par une digue et un enrochement (Figure 23). La plage présente une largeur de 100 à 250 m et une longueur de 7 km. Selon la classification de [Masselink & Short \(1993\)](#), le type « *Low Tide Terrace* » caractérise la morphologie générale de la plage, composée d'une section réfléchive à marée haute et d'une section dissipative à marée basse. Cependant, du Nord au Sud de la plage, la morphologie *cross-shore* change.

Un profil globalement de type réfléchif est observé au Nord de la plage (Figure 23, Tableau 1) où sont identifiées des figures tridimensionnelles pérennes de type croissants de plage. Leurs longueurs d'ondes sont d'environ 60 m. Ce profil présente un engraissement sédimentaire massif du haut de plage. Le développement du système dunaire est cependant contraint par la présence d'habitations. Cette partie de la plage présente la pente la plus forte ( $\tan\beta = 0.12$ ). Lors des marées les plus basses, le début de la section dissipative peut apparaître. Au niveau de cette zone, le sédiment est relativement homogène le long du profil. Un sable grossier à très grossiers est observé, la médiane granulométrique augmentant du haut ( $D_{50} = 1.1$  mm) vers le bas de plage ( $D_{50} = 1.8$  mm).

Vers le centre, la plage est de type intermédiaire sur sa partie basale et réfléchif sur la partie supérieure (Figure 23, Tableau 1). Les croissants de plage sont moins marqués (longueur d'onde de 50 m et amplitude plus faible) et disparaissent par intermittence suivant les conditions météorologiques marines. La pente de la section réfléchive est plus faible qu'au Nord ( $\tan\beta = 0.11$ ) et la section dissipative présente une pente de  $\tan\beta = 0.025$ . Du Nord vers le Sud, le système dunaire est de plus en plus développé. L'altitude maximale (9 m- IGN69) est atteinte vers le Sud de la plage, en amont de la flèche sableuse anthropisée. Deux fractions sédimentaires composent cette section de la plage. Un sédiment moyen à grossier ( $D_{50} = 0.8$  mm) est observé en section dissipative tandis qu'un sable grossier à très grossier est présent en section réfléchive du profil (selon la classification des sédiments d'[Udden-Wentworth, 1922](#)). De la même manière qu'au Nord de la plage, un granoclassement inverse est détecté du haut du profil vers la rupture de pente.

Le Sud de la plage de La Turballe est soumis à une forte érosion. La flèche sableuse est donc fixée par un enrochement et une digue vers son extrémité, afin de protéger l'ancien hôpital de Pen-Bron. La partie en amont de l'enrochement présente également une falaise dunaire en érosion. Le profil de plage est dissipatif sur cette portion de la plage ( $\tan\beta = 0.03$ ) en raison de la présence de l'enrochement, réfléchissant potentiellement les vagues (Figure 24, Figure 23, Tableau 1). Un sable de granulométrie fine à moyenne est observé sur l'ensemble de cette partie de la plage.

L'avant-plage est caractérisé par des sables fins et des vases. Quelques zones à graviers sont identifiées sur les cartes de nature du fond du Shom. Un déferlement des vagues de type plongeant caractérise les sections réfléchives tandis qu'un type déversant est plutôt observé sur les sections dissipatives des profils (Tableau 1).

En arrière de la flèche de La Turballe, se situe le marais de Guérande d'une superficie de 40 km<sup>2</sup>. Ce marais, qui se déverse et se remplit, par le chenal de Pen-Bron, induit un forçage *longshore* dans la courantologie de la rade de la Turballe. L'analyse de la modélisation des débits résiduels de marée moyenne montre une orientation générale vers le Nord en zone subtidale et des effets de tourbillon au Sud de la plage et plus au large (Ifremer, 2006).

LA TURBALLE	North	Center	South
Dimensionless fall velocity ( $\Omega$ ) [Gourlay, 1968]	1.95	2.11	5.61
	Reflective	Reflective	dissipative
		3.21 intermediate	
RTR index [Masselink and	1.33 Mixed tide/wave energy		
Iribarren number ( $\xi_b$ ) [Battjes, 1974]	1.01	0.92 (reflective)	0.25
	Plunging	Plunging	Spilling
		0.21 (dissipative)	
		Spilling	

Tableau 1. Tableau des principaux paramètres descriptifs des caractéristiques hydrodynamiques et morphologiques pour les trois parties de la plage de La Turballe.

Vitesse de chute adimensionnelle -  $\Omega_b$ , Ratio énergie marée/houle – RTR, index et type de vague selon de le nombre d'Iribarren –  $\xi_b$ . Les pentes des différentes sections, les granulométries moyennes et vitesses de chute des sédiments (Soulsby, 1997 – viscosité à 1.1 m<sup>2</sup>/s) associées sont intégrés dans les calculs pour une hauteur de vague au déferlement  $H_b = 3.5$  m (selon la formulation de Miche, 1944 et pour  $H_0 = 2.5$  m correspondant à la valeur de la hauteur de la houle au large dépassée pour 10% du temps sur 6 années de mesures), une période de  $T_p = 12.7$  s et un marnage de vives-eaux de 4.7 m. Nombre d'Iribarren : Déversant [Spilling] ( $\xi_b < 0.4$ ), Plongeant [Plunging] ( $0.4 < \xi_b < 2$ ), Gonflement [surging] ( $\xi_b > 2$ ). Vitesse de chute adimensionnelle : réflexive ( $\Omega < 2$ ), intermédiaire ( $2 < \Omega < 5$ ) et dissipative ( $\Omega > 5$ ).

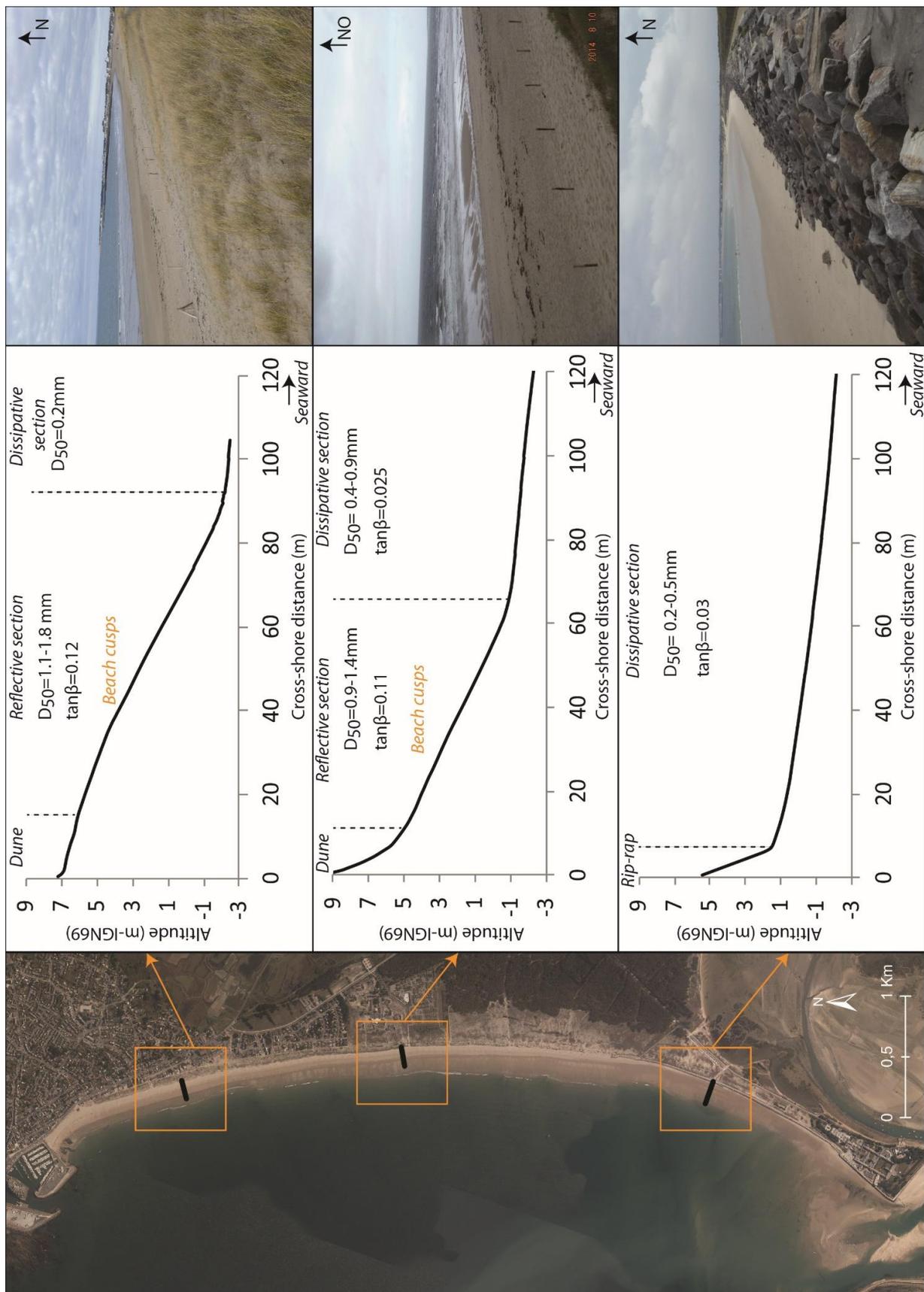


Figure 23. Caractérisation morpho-sédimentaire de la plage de La Turballe - Photographie aérienne de la plage (ortholittorale V2, MEDDE, 2012) ; Profils cross-shore d'altitude moyenne et photographies au niveau de trois secteurs caractéristiques de la plage

### III.B. Caractéristiques morpho-sédimentaires de la plage de Pénestin

Ce littoral intègre les plages de La Mine-d'Or et de la Source et se situe en limite de la partie externe de l'estuaire de la Vilaine. Pour simplifier la lecture, nous regrouperons cet ensemble sous le nom "plage de Pénestin". D'une orientation générale Nord-Sud, cette plage sableuse adossée à une falaise présente une variation d'altitude relativement faible entre son bas et son haut d'estran, comparé aux autres sites d'études (Figure 24). Un type *Low Tide Terrasse* caractérise la morphologie générale de cette plage (Masselink & Short, 1993). Bien que la morphologie *cross-shore* de la plage soit relativement linéaire, des variations locales sont observées. Du Nord au Sud, la section supérieure de la plage réfléchive voit son extension transversale se réduire et la section la moins pentue est observée au Sud de la plage (Figure 24).

Au Nord de la plage, le profil de plage est le plus développé. Sa partie supérieure est caractérisée par une pente réfléchive ( $\tan\beta = 0.067$ ) constituée de sables grossiers, de graviers et de galets anguleux ( $D_{50} = 0.7$  à  $4$  mm) (Figure 24, Tableau 2). Des croissants de plage de faible longueur d'onde ( $< 15$  m) et de faible amplitude ( $< 50$  cm) peuvent être occasionnellement observés. Cette partie de la plage ne présente pas d'éboulis réguliers mais une encoche d'érosion dans la partie basale de la falaise. La végétation est développée à certains endroits du pied de falaise. La section dissipative est caractérisée par une pente faible associée des sables fins et moyens ( $D_{50} = 0.2$  mm) auxquels s'ajoutent des inclusions temporaires plus grossières.

La section centrale de la plage (accès usagers) est protégée par un enrochement, en prévention d'une érosion plus marquée de la falaise sous la forme d'éboulements réguliers. La partie réfléchive du profil présente une pente plus élevée qu'au Nord et au Sud (Figure 24, Tableau 2). Le sédiment y est légèrement moins grossier ( $D_{50} = 0.6$  à  $3$  mm). La section basse du profil est caractérisée par une pente dissipative ( $\tan\beta = 0.022$ ), identique à la partie Nord de la plage. Cependant, les sédiments grossiers y sont moins présents et la médiane granulométrique oscille entre  $0.15$  et  $0.25$  mm.

La partie Sud de la plage est fortement en érosion, comme en témoigne les éboulements importants et réguliers de micaschiste plus ou moins altéré. La section réfléchive est très réduite et de pente moyenne proche de la zone Nord ( $\tan\beta = 0.067$ ) (Figure 24, Tableau 2). La rupture de pente entre la section réfléchive et dissipative/intermédiaire est nettement moins marquée que sur les autres parties de la plage. Des apports de particules de granulométrie grossière, dans la matrice de sédiments fins et moyens sont régulièrement observés sur cette portion de la plage ( $D_{50} = 0.2$  à  $0.8$ ). La fin de la section intertidale de ce profil, tout comme l'ensemble de la partie Sud de la plage, est caractérisée par la présence de larges blocs et platiers rocheux se découvrant à marée basse et modifiant l'hydrodynamisme local. Un enrochement protège également l'accès usagers localisé au niveau de cette partie de la plage.

La falaise de Pénestin est un objet géologique complexe, plissée, faillée et basculée, qui peut être répartie en deux grands ensembles de roches (Figure 24, Figure 25). Du Nord au Sud, le socle de micaschiste plus ou moins altéré (premier ensemble) disparaît pour laisser place à des couches de galets et sables consolidées par des oxydes de fer. À celle-ci se surimpose une strate de sables et de

graviers à litages obliques. Un faciès de loess est observé en sommet, tout le long de la falaise. Vers le centre et les Sud de la plage la végétation de pied de falaise laisse place à des éboulis fréquents. En direction du Sud de la plage, le socle de micachistes non altérés réapparaît et présente de larges sections altérés (kaolin). Les unités stratigraphiques de sables graviers et galets sont alors absentes. La plage de Pénestin s'est donc formée par le recul de la falaise sous l'érosion, la position ancienne (plusieurs centaines d'années ou millénaires) de la falaise étant potentiellement dans l'alignement des pointes rocheuses en place au Nord et Sud de la plage.

<b>PENESTIN</b>	<b>North</b>	<b>Center</b>	<b>South</b>
<b>Dimensionless fall velocity (<math>\Omega</math>) [Gourlay, 1968]</b>	<b>1.30</b>	<b>1.60</b>	<b>1.96</b>
	Reflective	Reflective	Reflective
	<b>5.12</b>	<b>12.53</b>	<b>4.47</b>
	Dissipative	Dissipative	Intermediate
<b>RTR index [Masselink &amp; Short, 1993]</b>	<b>1.48</b>		
	Mixed tide/wave energy		
<b>Iribarren number (<math>\xi_b</math>) [Battjes, 1974]</b>	<b>0.59 (reflective)</b>	<b>0.62 (reflective)</b>	<b>0.59 (reflective)</b>
	Plunging	Plunging	Plunging
	<b>0.19 (dissipative)</b>	<b>0.19 (dissipative)</b>	<b>0.17 (dissipative)</b>
	Spilling	Spilling	Spilling

Tableau 2. Tableau des principaux paramètres descriptifs des caractéristiques hydrodynamiques et morphologiques pour les trois parties de la plage de Pénestin.

Vitesse de chute adimensionnelle -  $\Omega_b$ , Ratio énergie marée/houle – RTR - index et type de vague selon de le nombre d'Iribarren –  $\xi_b$ ). Les pentes des différentes sections, les granulométries moyennes et vitesses de chute des sédiments (Soulsby, 1997 – viscosité à 1.1 m<sup>2</sup>/s) associées sont intégrés dans les calculs pour une hauteur de vague au déferlement  $H_b = 3.25$  m (selon la formulation de Miche, 1944 - et la prise en compte d'une atténuation supplémentaire 8% par rapport à La Turballe - pour  $H_0=2.5$  m correspondant à la valeur de la hauteur de la houle au large dépassée pour 10% du temps sur 6 années de mesures), une période de  $T_p=12.7$ s et un marnage de vives-eaux de 4.7 m. Nombre d'Iribarren : Déversant [*Spilling*] ( $\xi_b < 0.4$ ), Plongeant [*Plunging*] ( $0.4 < \xi_b < 2$ ), Gonflement [*surging*] ( $\xi_b > 2$ ). Vitesse de chute adimensionnelle : réflexive ( $\Omega < 2$ ), intermédiaire ( $2 < \Omega < 5$ ) et dissipative ( $\Omega > 5$ ).

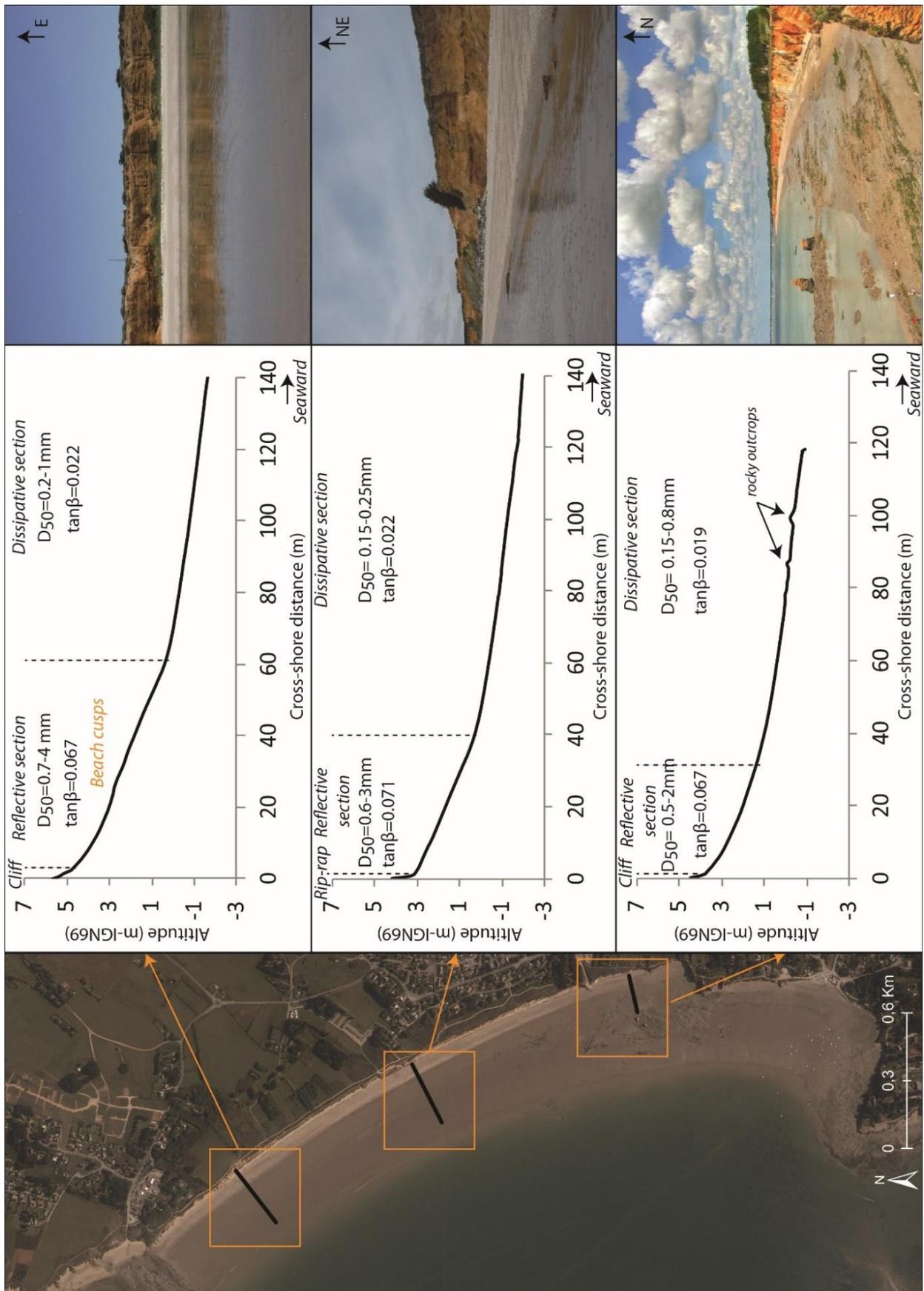


Figure 24. Caractérisation morpho-sédimentaire de la plage de Pénestin - Photographie aérienne de la plage (ortholittorale V2, MEDDE, 2012) ; Profils cross-shore d'altitude moyenne et photographies au niveau de trois zones caractéristiques de la plage.

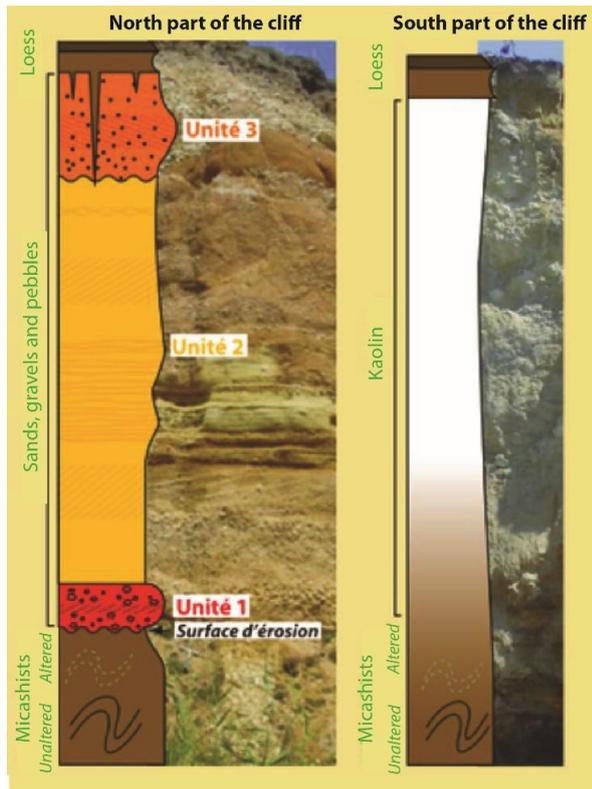


Figure 25. Coupes verticales Nord et Sud de la falaise de la plage de Pénestin (modifié d'après geosciences.univ-rennes1.fr/spip.php?article867)

### III.C. Caractéristiques morpho-sédimentaires de la plage de Bétahon

La plage de Bétahon présente une singularité parmi les environnements littoraux étudiés. Cette plage actuellement caractérisée par un paléocordon de galets et par une flèche sableuse présente une double nature sédimentaire au niveau de l'estran. La partie supérieure de la plage est constituée de matériel sédimentaire non cohésif et ses sections intertidales basses et subtidales proches correspondent à un large platier vaseux (Figure 26). Orientée Ouest-Nord-Ouest/Est-Sud-Est, la plage de Bétahon couvre une distance longitudinale d'environ 1.7 km (depuis les falaises de Cromenach jusqu'à la pointe libre de la flèche sableuse) et sa distance transversale, platier vaseux inclus, peut atteindre 1 km au moment des basses mers de vives-eaux. Bien que la classification de [Masselink & Short \(1993\)](#) ne soit applicable qu'aux environnements sableux, nous pouvons considérer que la plage sablo-vaseuse de Bétahon est du type « *Low Tide Terrace* », caractérisée par une section réfléchive sableuse et une section plus dissipative vaseuse. Cette couche vaseuse oscille entre 50 cm et 1 m d'épaisseur. En arrière de la flèche, un marais maritime s'étend sur une superficie d'environ 300 ha. À l'Ouest, un marais de faible superficie est également présent (marais du Bédume).

À l'Ouest de la plage (zone du Bédume), le système dunaire est peu développé et de faible altitude (<50 cm entre le pied et la crête de la dune). La section réfléchive du profil est la plus large et la moins pentue ( $\tan\beta = 0.075$ ) de la plage (Figure 26, Tableau 3). Un sédiment hétérogène allant des sables moyens aux sables très grossiers caractérise cette portion du profil. La section dissipative de pente très faible (1%) est constituée d'un sédiment silto-vaseux ( $D_{50} = 15$  à  $40 \mu\text{m}$ ), avec une fraction variable de sables fins à moyens. Au niveau de la rupture de penteaffleure par endroit un substrat tourbeux daté à 3 870 ans BP, témoin d'un ancien marais arrière dunaire ([Marguerie, 1989](#)). Cette partie de la plage est partiellement protégée par un large îlot rocheux (rocher du Bédume) situé en

limite de zone subtidale/intertidale qui influe donc sur l'hydrodynamisme local. En se dirigeant vers la partie centrale, un enrochement fixe le trait de côte pour protéger les habitations et le foncier urbain (Figure 26).

Au centre de la plage, la section supérieure de l'estran devient plus réfléchive ( $\tan\beta = 0.091$  - Figure 26, Tableau 3). La granulométrie du sédiment est très hétérogène, la médiane granulométrique oscillant entre 0.4 mm (sables moyens) et 4.2 mm (galets). Le système dunaire atteint son développement maximum : l'altitude la plus importante est observée sur cette partie de la plage. La section dissipative vaseuse présente une pente très faible ( $< 1\%$ ), caractéristique des platiers tidaux vaseux. L'altitude moyenne du platier vaseux est la plus faible de la plage. En effet, une concavité est observée d'Ouest en Est du platier vaseux, le minimum local étant généralement observé au niveau du domaine central de la plage. Le sédiment de la section vaseuse présente les mêmes caractéristiques qu'en zone occidentale.

À l'est de la plage (vers l'extrémité de la flèche sableuse), la largeur de la section réfléchive se réduit et la pente s'adoucit ( $\tan\beta = 0.08$  - Figure 26, Tableau 3). Une falaise dunaire érodée, d'une cinquantaine de centimètres de haut, borde cette section de la plage. Un sédiment allant des sables moyens aux graviers caractérise cette section du profil. Une distribution transversale est observée, la fraction de graviers augmentant globalement du haut vers le bas de la section réfléchive (Stephan, 2008). La section dissipative de cette partie de la flèche présente une composition sédimentaire différente. En effet, l'épaisseur de vase est plus faible (10 à 20 cm) et le sédiment est caractérisé par un mélange de vase, de sables (en proportion plus importante) et de débris coquilliers grossiers. Cette portion de la plage est relativement abritée par les affleurements rocheux de la pointe de Pen-Lan (Billiers). Un chenal entretenu de navigation traverse la section dissipative, permet un accès à marée haute vers le petit port du Pen-Lan et le marais maritime.

BETAHON	West	Center	East
Dimensionless fall velocity ( $\Omega$ ) [Gourlay, 1968]	1.87	1.58	1.97
	Reflective	Reflective	Reflective
RTR index [Masselink and Short, 1993]	1.55		
	Mixed tide/wave energy		
Iribarren number ( $\xi_b$ ) [Battjes, 1974]	0.67 (reflective)	0.82 (reflective)	0.75 (reflective)
	Plunging	Plunging	Plunging
	0.09 (dissipative)	0.07 (dissipative)	0.04 (dissipative)
	Spilling	Spilling	Spilling

Tableau 3. Tableau des principaux paramètres descriptifs des caractéristiques hydrodynamiques et morphologiques pour les trois domaines de la plage de Bétahon.

Vitesse de chute adimensionnelle -  $\Omega_b$ , Ratio énergie marée/houle - RTR - index et type de vague selon de le nombre d'Iribarren -  $\xi_b$ ). Les pentes des différentes sections, les granulométries moyennes et vitesses de chute des sédiments (Soulsby, 1997 - viscosité à 1.1 m<sup>2</sup>/s) associées sont intégrés dans les calculs pour une hauteur de vague au déferlement  $H_b = 3.2$  m (selon la formulation de Miche, 1944 - et la prise en compte d'une atténuation supplémentaire 8% par rapport à La Turballe - pour  $H_0=2.5$  m correspondant à la valeur de la hauteur de la houle au large dépassée pour 10% du temps sur 6 années de mesures), une période de  $T_p = 12.7$  s et un marnage de vives-eaux de 4.7 m. Nombre d'Iribarren : Déversant [*Spilling*] ( $\xi_b < 0.4$ ), Plongeant [*Plunging*] ( $0.4 < \xi_b < 2$ ), Gonflement [*surging*] ( $\xi_b > 2$ ). Vitesse de chute adimensionnelle : réflexive ( $\Omega < 2$ ), intermédiaire ( $2 < \Omega < 5$ ) et dissipative ( $\Omega > 5$ ).

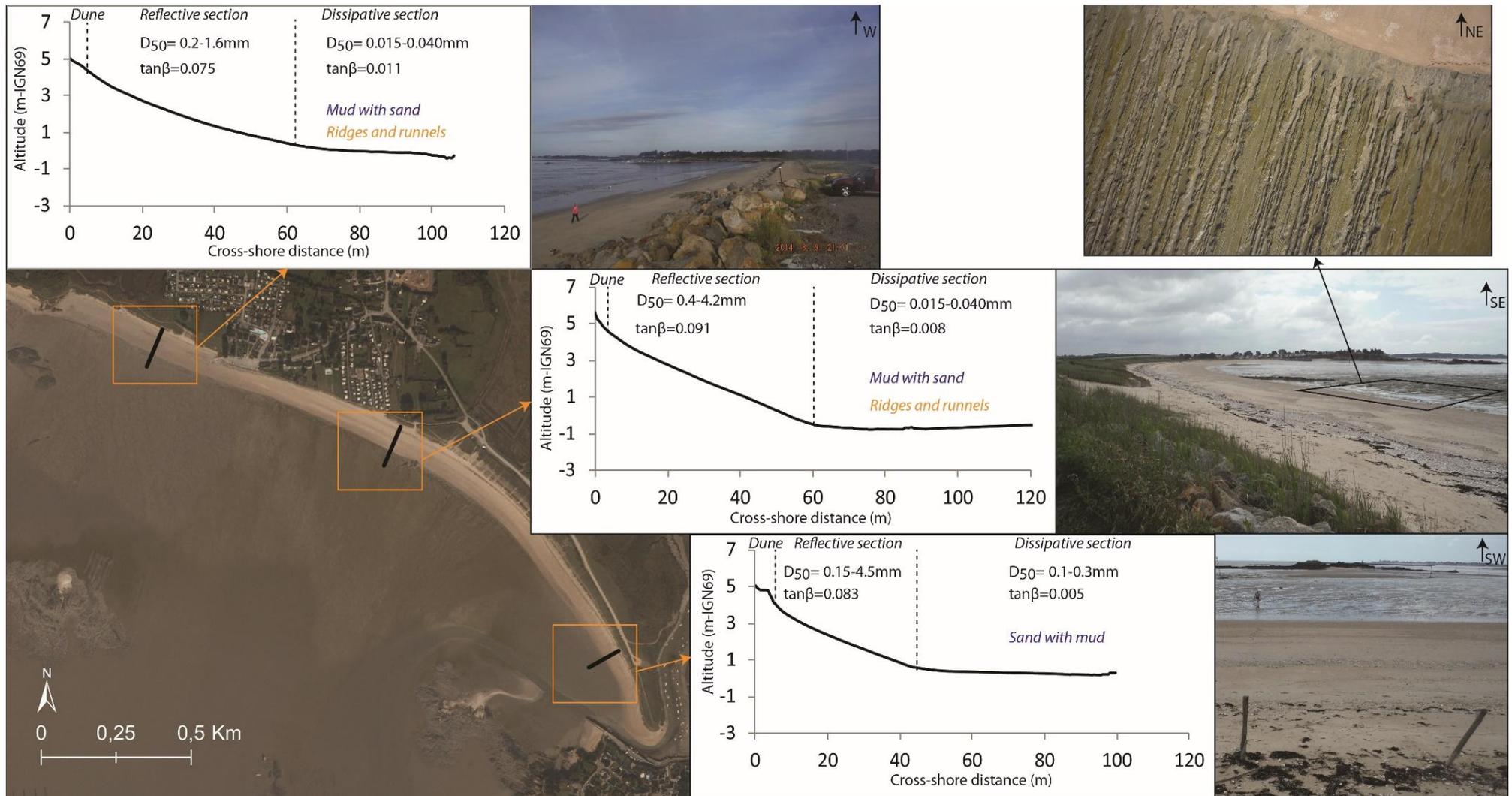


Figure 26. Caractérisation morpho-sédimentaire de la plage de Bétahon- photographie aérienne de la plage (ortholittorale V2, MEDDE, 2012) ; Profils cross-shore d'altitude moyenne et photographies au niveau de trois zones caractéristiques de la plage. L'image, localisée en haut et à droite de la figure, est une photographie aérienne du platier vaseux prise par cerf-volant (Shom).

Sur la section ultra-dissipative du platier vaseux, un déferlement de type déversant est observé tandis que celui-ci devient du type plongeant en zone réfléchive.

Deux configurations morphologiques du platier vaseux sont observées. La première configuration du platier vaseux est une morphologie plane remplie de vase fluide (Figure 27A). La deuxième configuration est établie lors de la présence des formes morphologiques particulières appelées *ridges and runnels* ("banquettes" et "seillons") et qui sont régulièrement modelés dans le platier vaseux (Figure 26, Figure 27B). Ces formes sont perpendiculaires à la ligne de rivage et concernent une large partie du platier vaseux, elles ne sont pas observées dans la partie Est de la plage de Bétahon. Elles peuvent être observées de la rupture de pente à la partie externe du platier vaseux.

Ces figures morpho-sédimentaires linéaires ont été identifiées dans des environnements intertidaux vaseux de consolidations variées. Ces formes atypiques ont été décrites dans différentes études basées sur des approches géomorphologiques ou hydrodynamiques (Allen, 1987 ; Bassoulet *et al.*, 2000 ; Le Hir *et al.*, 2000 ; Whitehouse *et al.*, 2000 ; O'Brien *et al.*, 2000 ; Williams *et al.*, 2008 ; Carling *et al.*, 2009). Les systèmes vaseux de *ridges and runnels* (R-R) sont généralement orientés perpendiculairement (*cross-shore*) au trait de côte comme identifié à Marennes-Oléron, mais certaines figures orientées longitudinalement (*longshore*) ont été observées dans l'estuaire des Severn. Trois classes ont été définies par Allen (1987) en fonction de leurs longueurs et leurs largeurs:

- Échelle métrique : < 1 m de long
- Échelle décamétrique : 1 à 10 m de long, espacement métrique ou sous-métrique.
- Échelle hectométrique : 10 m à plusieurs kilomètres de long.

En termes d'hydrodynamisme, ces figures sédimentaires sont le plus souvent perpendiculaires à la côte et peuvent être soit parallèles, soit perpendiculaires au sens du courant. Elles sont également décrites comme des formes d'érosions ou de dépôts, indiquant qu'elles sont contrôlées par l'hydrodynamisme. Les figures du platier vaseux de Bétahon peuvent donc être classées en tant que R-R d'échelles intermédiaires suivant cette classification, bien que la longueur des structures R-R puisse atteindre 600 m.



Figure 27. Configurations morphologiques du platier vaseux de la plage de Bétahon - A. Platier vaseux plan (sans système de *ridges and runnels*) rempli de vase fluide ; A. Systèmes de *ridges and runnels* perpendiculaires au trait de côte sur une partie de l'estran vaseux.

Les travaux de [Stéphan \(2008\)](#) montrent un recul important (front de végétation) de la flèche de Bétahon au cours des deux derniers siècles. Cependant, deux phases majeures sont observées, un recul de l'ordre de 0.17 m/an jusqu'au début des années 1950. Le recul atteignant une quarantaine de mètre. Puis une inversion de tendance s'observe à parti de 1952 jusqu'à l'actuel avec une vitesse de 0.25 m/an, se traduisant par un engraissement et une avancée du trait de côte entre 10 et 15 m. Cela permet de mettre en avant l'alimentation sédimentaire de la flèche notamment par les falaises de Cromenach localisées à l'Ouest de la plage. La section dunaire occidentale de la plage (Bédume) a quant à elle montré un recul constant au cours du dernier siècle. Ces falaises de Cromenach (Figure 26, Figure 27) sont un apport potentiel de matériel sédimentaire sur la plage de Bétahon, car le recul de ces falaises est particulièrement actif. Constitué d'une succession d'unités stratigraphiques plio-quaternaires de granulométrie variable ([Plaine et al., 1984 in Stephan, 2008](#)), l'ensemble de ces dépôts correspondrait à une ancienne terrasse alluviale de la Vilaine. Des micaschistes sont également observées dans ces falaises. Un apport d'un volume total de 27 000 m<sup>3</sup> est estimé cet auteur entre 1952 et 2000.

Au cours du dernier siècle, le recul de la partie Ouest de la plage par érosion des falaises de Cromenach et du cordon dunaire du Bédume a été compensé par une avancée de la flèche sableuse à l'Est. Un possible transport des sédiments érodé, de l'Ouest vers l'Est, est proposé par [Stéphan \(2008\)](#).

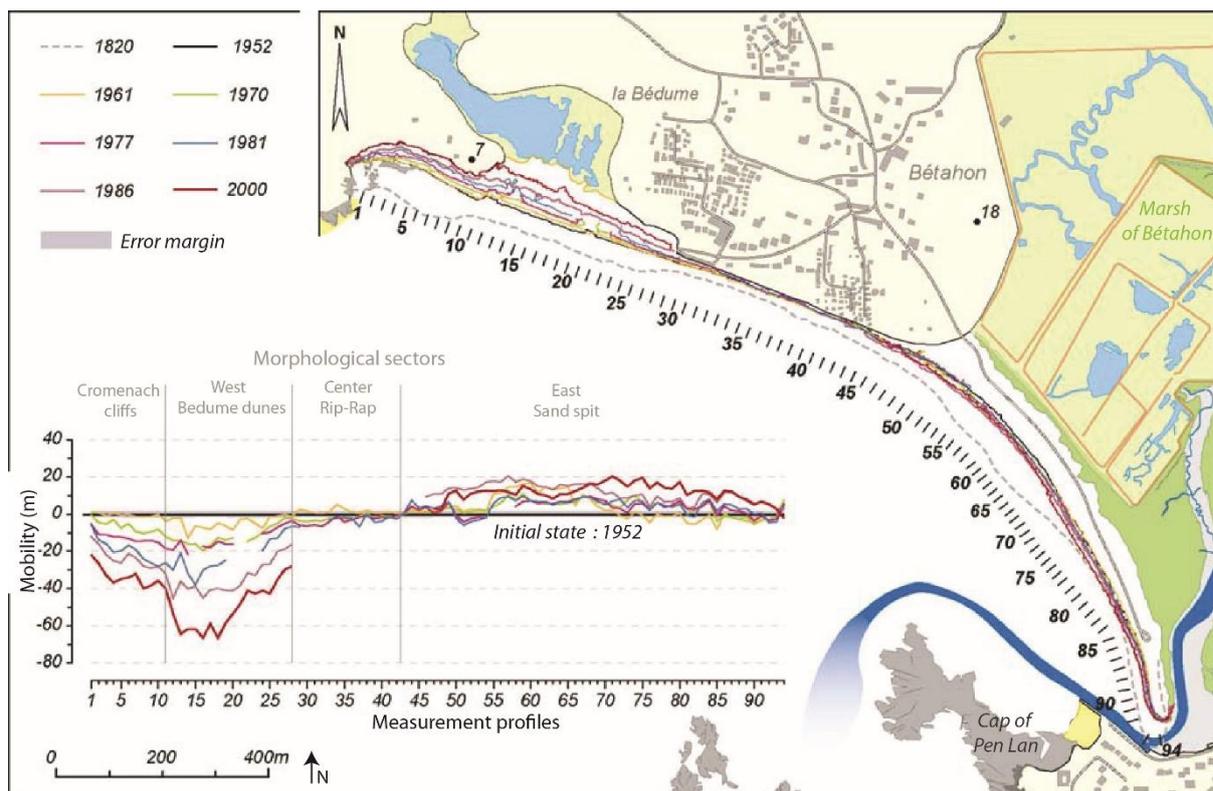


Figure 28. Cinématique du trait de côte de la plage de Bétahon entre 1820 et 2000 (modifié d'après Stéphan, 2008)

### III.D. Caractéristiques morpho-sédimentaires de la plage de Susicinio

Ce domaine littoral de la presqu'île de Rhuys regroupe plusieurs plages (d'Ouest en Est) : plage de Beg-Lann, plage de Susicinio, plage de Landrezac et plage de Penvins (Figure 29). Ces plages seront regroupées sous le terme « plage de Susicinio » dans l'ensemble de ce document. Nous parlerons des zones de Penvins, Landrezac ou Beg-Lann pour plus de précision. La plage de Susicinio est localisée dans l'anse Susicinio entre la pointe rocheuse de Beg-Lann et la pointe de Penvins. Cette plage de baie, d'une orientation Ouest-Nord-Ouest/Est-Sud-Est, couvre une distance *longshore* d'environ 5 km et son extension transversale atteint 150 m lors des marées de vives-eaux. Ce littoral présente des portions artificialisées par l'homme, particulièrement la partie orientale de la plage. Dignes et enrochements couvrent une large partie de la pointe Penvins (presqu'île) et de nombreuses ganivelles sont installées en pied du système dunaire sur l'ensemble de la plage. Des portions de dune aménagées en parkings sont également protégées par un enrochement (Landrezac). Deux zones humides aménagées (marais maritime), séparées par la partie urbanisée de Landrezac, caractérisent l'arrière-dune de cet espace littoral.

La plage de Susicinio peut être caractérisée comme une plage de type « *Low Tide Terrasse* » (Masselink & Short, 1993) (Figure 29, Tableau 4). De nombreux platiers rocheux (micaschistes) de basses altitudes affleurent à marée basse dans certaines zones et sont également présents sur une large partie de la zone subtidale proche. Le rapport RTR index indique un estran à énergie mixte (houle et marée).

Au niveau de la partie occidentale de la plage, la section réfléchive ( $\tan\beta = 0.15$ ) est composée de sables grossiers et de graviers et présente un granoclassement inverse du pied de dune vers la rupture de pente (Figure 29, Tableau 4). Ce secteur de la plage présente la pente la plus forte. La section dissipative (pente de 2 %) est constituée d'un sédiment sableux très fins, très bien classé, dont la médiane oscille entre 90 et 140  $\mu\text{m}$  (Figure 29, Tableau 4). Vers la courbure de la plage (zone montrant une concavité du trait de côte), face au marais maritime du château de Suscinio, la section réfléchive devient de plus en plus large (80 m) et moins pentu ( $< 10\%$ ), la section dissipative n'apparaît alors que lors des plus forts marnages (Figure 29). La rupture de pente entre la zone réfléchive et la zone dissipative est fortement marquée dans la morphologie et par le changement de granulométrie. Le système dunaire s'élargit depuis la pointe de Beg-Lann, mais reste relativement étroit, contraint par le marais maritime

Au centre de la plage (Landrezac), la section réfléchive est plus développée suite à l'augmentation de la courbure de la plage (Figure 29, Tableau 4). Sa pente moyenne est plus faible (11 %) et le sédiment présente des variations allant des sables grossiers ( $D_{50} = 0.8\text{ mm}$ ) à des fractions de type galets ( $D_{50} = 4.2\text{ mm}$ ). Contraint par le marais maritime et les ouvrages anthropiques (parking, habitations), le secteur dunaire de faible altitude reste peu développé. La section dissipative intertidale est plus pentue ( $\tan\beta = 0.023$ ) qu'au niveau de la partie occidentale de la plage. La granulométrie médiane oscille entre 100 et 200  $\mu\text{m}$ . Des platiers rocheux de basse altitude affleurent à marée basse sur cette zone.

Vers l'Est de la plage, le système dunaire est de plus en plus développé. La falaise dunaire atteint 2 m d'amplitude avant l'enrochement et la digue de Penvins (Figure 29). La dune est en érosion sur cette portion de plage, le recul du trait de côte s'accroissant vers l'enrochement. Pour prévenir cela et éviter l'extension de l'enrochement, un procédé écologique de réhabilitation du cordon dunaire est en expérimentation depuis octobre 2014 (Algobox® - Sedrati & Cochet, 2015). Un système de casier de ganivelles améliorant le captage éolien est couplé à un remplissage d'algues permettant à la fois un amortissement du jet de rive lors de événement tempétueux et une accélération de la colonisation des plantes fixatrices lors de la dégradation des algues (Figure 30). La largeur de la portion réfléchive du profil se réduit depuis le centre de la plage vers l'Est, où le linéaire côtier est plutôt rectiligne (Figure 29, Tableau 4). La pente est relativement constante (12 %) et le sédiment est plus fins (sable moyens à graviers). La section dissipative du profil présente des caractéristiques similaires aux autres parties de la plage. La pente s'atténue (1.7 %) et le passage de la partie réfléchive à la partie dissipative est marquée par un changement de granulométrie ( $D_{50} = 0.1 - 0.4\text{ mm}$ ). Un large platier rocheux débutant en zone intertidale et se poursuivant en zone subtidale est observé sur cette portion de la plage.

L'extrémité orientale de la plage est très fortement anthropisée. Au Sud de Penvins, une petite presqu'île raccordée au continent par un parking termine la baie de Suscinio (Figure 29). Un large perré fixe le trait de côte de la façade Sud-Ouest de ce parking et se poursuit face au camping de la Grée Penvins. La section réfléchive est très réduite ( $< 20\text{ m}$ ) et de pente plus faible (9 %) que sur les autres parties de la plage (Figure 29, Tableau 4). La rupture de pente est moins marquée que pour les

autres profils et peut être plus concave rendant son identification plus aléatoire. La section dissipative, parsemée de platiers rocheux de basse altitude, est très étendue et sa pente est globalement inférieure à 2 %.

SUSCINIO	West	Center	East	
			Dune	Dike
Dimensionless fall velocity ( $\Omega$ ) [Gourlay, 1968]	1.62	1.68	1.92	
	Reflective	Reflective	Reflective	12.99
	36.56	17.68	12.99	Dissipative
	Dissipative	Dissipative	Dissipative	
RTR index [Masselink and Short, 1993]	1.45			
	Mixed tide/wave energy			
Iribarren number ( $\xi_b$ ) [Battjes, 1974]	1.31 (reflective)	0.96 (reflective)	1.04 (reflective)	
	Plunging	Plunging	Plunging	
	0.14 (dissipative)	0.20 (dissipative)	0.15 (dissipative)	0.18 (dissipative)
	Spilling	Spilling	Spilling	Spilling

Tableau 4. Tableau des principaux paramètres descriptifs des caractéristiques hydrodynamiques et morphologiques pour quatre parties de la plage de Suscinio.

Vitesse de chute adimensionnelle -  $\Omega_b$ , Ratio énergie marée/houle – RTR - index et type de vague selon de le nombre d'Iribarren –  $\xi_b$ ). Les pentes des différentes sections, les granulométries moyennes et vitesses de chute des sédiments (Soulsby, 1997 – viscosité à 1.1 m<sup>2</sup>/s) associées sont intégrés dans les calculs pour une hauteur de vague au déferlement  $H_b = 3.3$  m (selon la formulation de Miche, 1944 - et la prise en compte d'une atténuation supplémentaire 7% par rapport à La Turballe - pour  $H_0=2.5$  m correspondant à la valeur de la hauteur de la houle au large dépassée pour 10% du temps sur 6 années de mesures), une période de  $T_p=12.7s$  et un marnage de vives-eaux de 4.7 m. Nombre d'Iribarren : Déversant [Spilling] ( $\xi_b < 0.4$ ), Plongeant [Plunging] ( $0.4 < \xi_b < 2$ ), Gonflement [surging] ( $\xi_b > 2$ ). Vitesse de chute adimensionnelle : réflexive ( $\Omega < 2$ ), intermédiaire ( $2 < \Omega < 5$ ) et dissipative ( $\Omega > 5$ ).

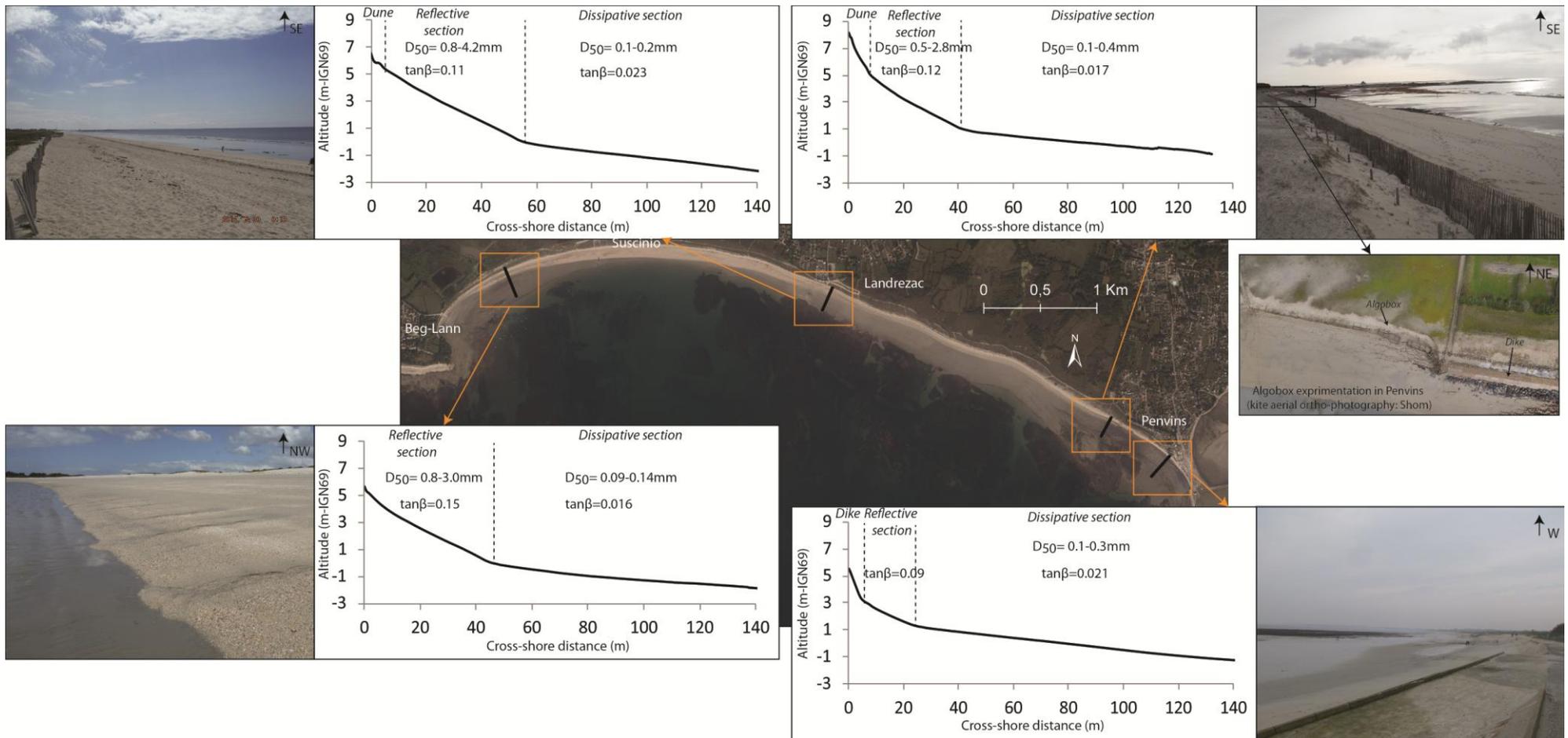


Figure 29. Caractérisation morpho-sédimentaire de la plage de Suscinio - Photographie aérienne de la plage (ortholittorale V2, MEDDE, 2012) ; Profils cross-shore d'altitude moyenne et photographies au niveau de quatre zones caractéristiques de la plage.



Figure 30. Expérimentation de l'outil écologique de régénération des dunes Algoxbox® (Sedrati et Cochet, 2015) – évolution visuelle du cordon dunaire entre juillet 2014 et juillet 2016 (crédit photographique : J. Cochet).

Les travaux de [Dubois et al. \(2011\)](#), [Dubois \(2012\)](#) et [Dubois et al., \(2014\)](#) ont permis de comprendre le comportement morphodynamique de la plage de Suscinio (et des plages de poches du littoral du Morbihan) à l'échelle du court terme (hebdomadaire) et à moyen-terme (annuel).

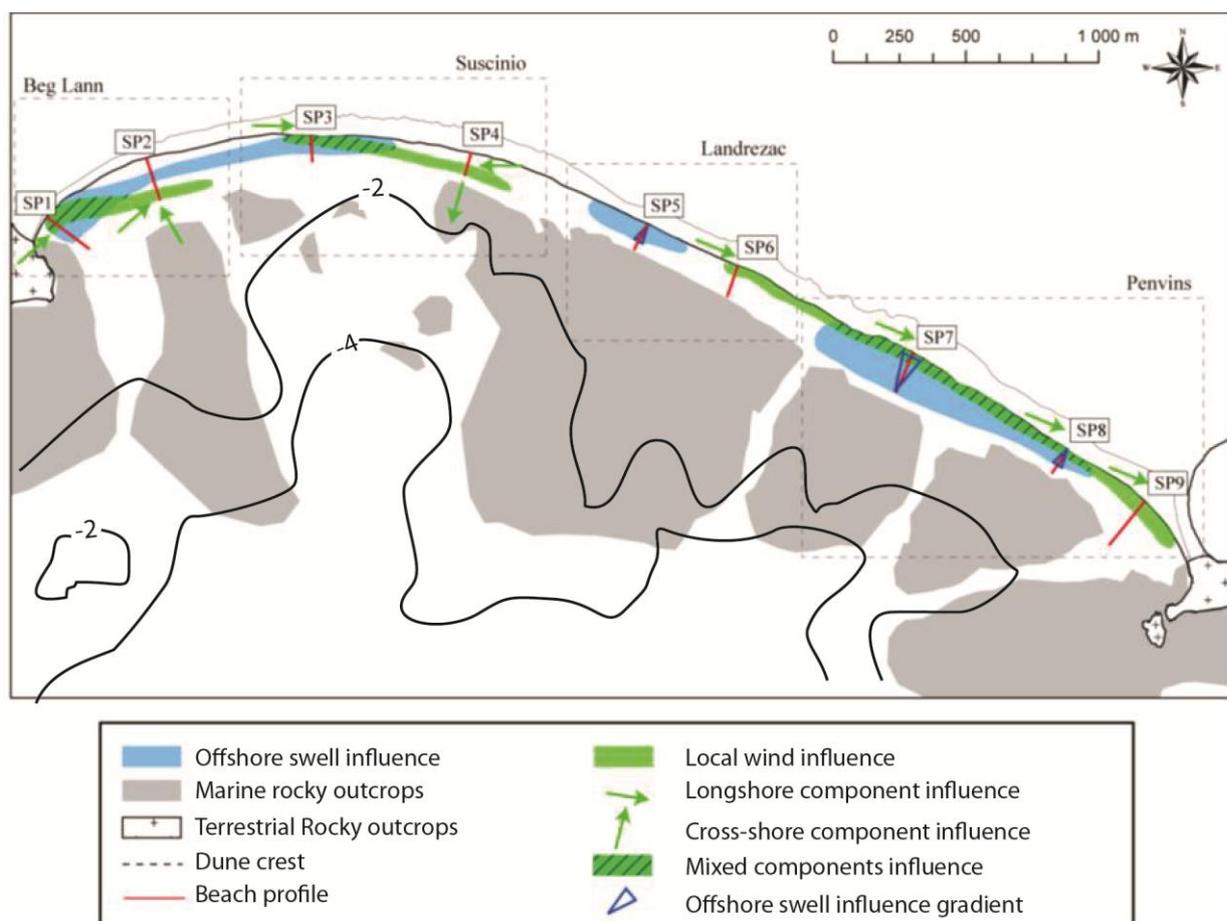
Tout d'abord, ces auteurs montrent la présence d'une modeste paléo-vallée partiellement comblée au niveau de la zone humide occidentale de l'anse de Suscinio où la largeur de la section réfléchive de la plage est maximale. Cette incision présente aujourd'hui toujours une dépression topo-bathymétrique (Figure 31). Il apparaît que la morpho-bathymétrie du substratum rocheux influence la topographie de la plage. Il en résulte une adaptation de la rupture de pente à une altitude moindre et une distance plus importante. L'auteur détaille que cette morphologie implique des phénomènes de réfraction des vagues dont les crêtes vont s'orienter vers les zones les moins profondes ([Masselink & Hegge, 1995](#)). Cela favorisera une dérive littorale dans deux directions opposées : la première vers l'Ouest et la seconde vers l'Est.

Les principales variations morphologiques sont observées sur la portion réfléchissante de la plage. L'orientation des zones de la plage par rapport aux vents et l'existence de vagues de courte période sont deux paramètres essentiels dans les transferts longitudinaux de la section réfléchive (Figure 31). Du côté Est de la plage (Penvins), la morphologie de substratum rocheux contrôle les écoulements tidaux et semble protéger le secteur amont de plage. Cependant cette portion du littoral (hors trait de côte fixé) apparaît en érosion sur le moyen-terme. L'impact de la tempête "Xynthia" sur le littoral de Suscinio a également été évalué par ces auteurs ([Dubois et al., 2011](#) ; [Dubois, 2012](#) ; [Dubois et al., 2014](#)). En baie de Suscinio, les houles incidentes de forte énergie ont un potentiel érosif plus important si celles-ci sont d'une période inférieure à 10 s. Un recul global de la rupture de pente associé à un durcissement de la section réfléchive est observé pendant cet épisode extrême de tempête. Ce recul est conjoint également à une accrétion sédimentaire du haut de plage. L'érosion constatée pendant la tempête peut-être la conséquence de transferts sédimentaires *longshore* ou *cross-shore*. Les variations de volumes montrent une perte de sédiments en zone intertidale sur la partie orientale de la plage et un gain au niveau de la partie occidentale (Figure 32). Cette dynamique implique une dérive littorale orientée vers l'Ouest à Beg Lann et vers l'Est sur le reste de la plage (Figure 33). Dans le cas d'échanges transversaux, une partie du stock sédimentaire (10%) quitte le domaine intertidal pour alimenter le domaine subtidal jusqu'à une profondeur dite de fermeture (Figure 33). Par ailleurs, En presqu'île de Rhuys, [Estournes \(2007\)](#) estime la profondeur de fermeture du bas de plage à environ 20 m à partir d'analyse granulométrique. [Pian \(2010\)](#) estime quant à elle, d'après

la formulation de [Hallermeier \(1981\)](#) une profondeur de fermeture à 18 m. Le transport vers le large peut être contraint par les barrières rocheuses d'avant-plage de l'anse de Suscinio. Dans l'hypothèse où le sédiment atteindrait la profondeur de fermeture, celui-ci sera potentiellement piégé derrière les platiers rocheux et difficilement remobilisable.

Bien que les échanges sédimentaires soient complexes en raison de la morphologie des barrières rocheuses, ceux-ci peuvent se réaliser alors par les réseaux de fracturations du socle et les chenaux (incisions) inter-platiers ([Pian, 2010](#) ; [Dubois, 2012](#)).

Sur la période allant de janvier 2010 à décembre 2011, incluant des événements tempétueux, le domaine intertidal de l'anse de Suscinio présente un budget sédimentaire équilibré. [Dubois \(2012\)](#) a défini quatre zones morphodynamiques à partir de l'orientation du trait de côte local, la pente de la section réfléchive et les paramètres granulométriques des sédiments (Figure 31). Le transfert longitudinal se fait potentiellement d'une extrémité à l'autre de la plage mais par plaquage sédimentaire aux seins de ces secteurs. Ses secteurs sont également connectés au domaine subtidal, occasionnant des transferts ponctuels. Le recul du trait de côte aux deux extrémités de la plage est principalement associé aux événements tempétueux mais également à des conditions de plus faibles énergies associées à des niveaux d'eau importants. Le secteur central de la plage semble au contraire beaucoup plus stable.



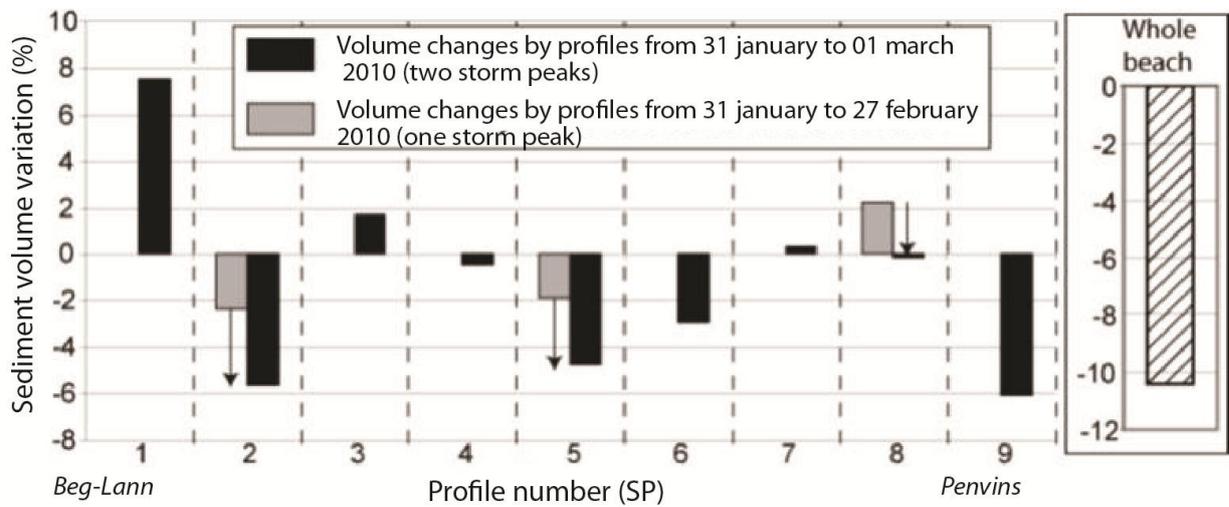


Figure 32. Variation de volumes sédimentaires intertidaux sur la plage de Suscinio pour neuf profils de mesures réalisés avant et après la tempête *Xynthia* de mars 2010 (modifié d'après Dubois *et al.*, 2011).

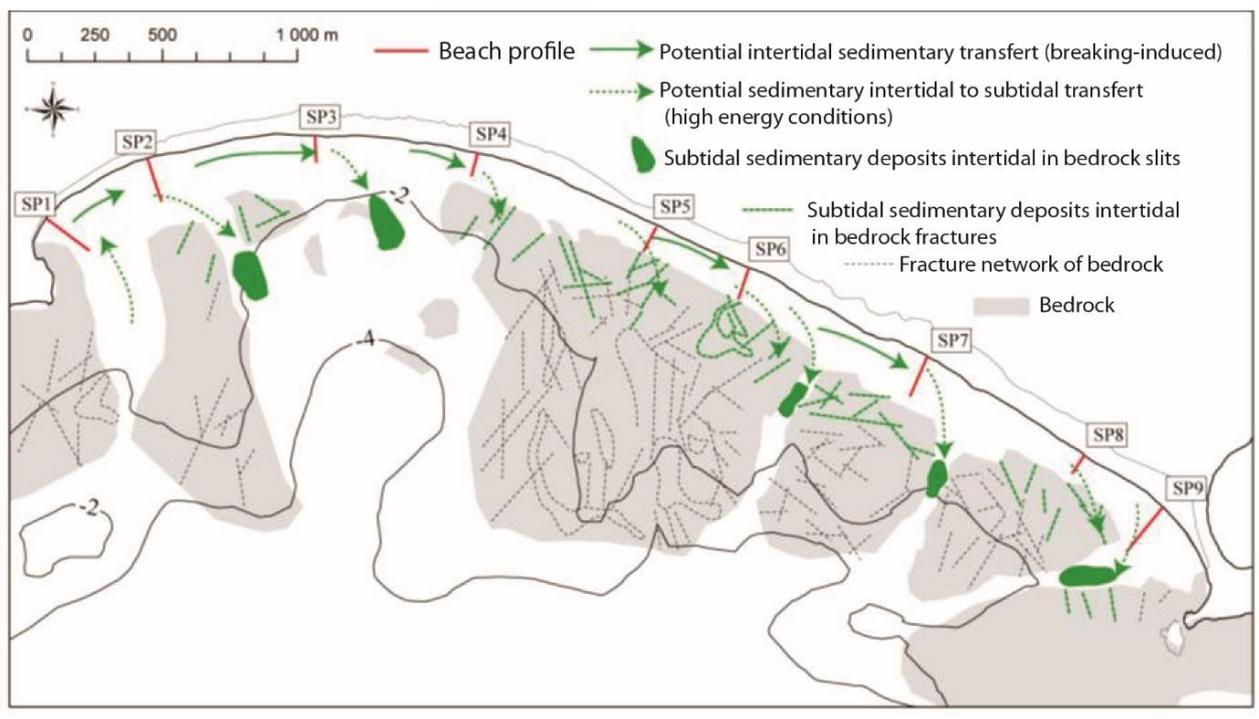


Figure 33. Représentation schématique des transferts sédimentaires potentiels dans l'anse de Suscinio durant lors de conditions de fortes agitations (période de mars 2010, incluant la tempête *Xynthia*). Les dépôts sédimentaires subtidaux peuvent expliquer le bilan volumétrique négatif observé après la tempête. Le réseau de fracturation du socle est identifié à partir des orthophotographies IGN 2004 (modifié, d'après Dubois, 2012).

### III.E. Synthèse générale des environnements littoraux étudiés

Les quatre systèmes littoraux sélectionnés dans le cadre de cette étude présentent des points communs et des particularités morpho-sédimentaires et géographiques diverses (Figure 34).

Ces plages présentent une morphologie générale de type *Low Tide Terrace (LTT)* selon la classification de [Masselink & Short \(1993\)](#). Une section réfléchive de pente comprise entre 7 et 15 % et constituée de sédiments plus ou moins grossiers non cohésifs caractérise l'ensemble des parties supérieures intertidales des plages. La partie basale des plages est, quant à elle, caractérisée par une section de pente dissipative ou intermédiaire (< 3 %). Cette section est généralement composée de sables fins à moyens, excepté la plage de Bétahon qui présente un large platier vaseux.

Des changements de morphologies sont détectés localement suivant les parties des plages. Ainsi les pentes et la longueur (*cross-shore*) des parties réfléchives varient d'une extrémité à l'autre d'une plage. La présence de figures morpho-sédimentaires tridimensionnelles (croissants de plage), pérennes ou non, varie également localement. Les variations les plus importantes de morphologies sont notamment observées sur la plage de La Turballe, où la totalité du profil *cross-shore* est réfléchif au Nord et devient dissipatif au Sud (en passant par un stade LTT au centre). La présence d'ouvrages de protection (enrochements et digues) conduit à une réduction de la partie réfléchive des plages et un allongement du secteur dissipatif (Suscinio, La Turballe). La section dissipative de Bétahon est totalement contrastée par rapport aux autres plages. En effet, sa pente est 10 fois plus faible que les parties dissipatives sableuses et la longueur de l'estran vaseux peut atteindre 1km lors des plus forts marnages. La présence de sédiments cohésifs conduit à une alternance de formes temporaires en *ridges and runnels* perpendiculaires au trait de côte et de platier vaseux entièrement plan. La présence de platiers rocheux, plus ou moins immergés, en domaine intertidal et/ou en domaine subtidale proche va potentiellement engendrer un fonctionnement hydrodynamique différent localement sur les plages (roches très importantes à Suscinio et au Sud de Pénestin et quasi absente à La Turballe).

Outre la nature et la composition sédimentaire ainsi que les types morphologiques qui peuvent varier d'une plage à l'autre, ces quatre sites d'étude se différencient également par leur configuration géographique régionale. L'orientation du trait de côte (Nord/Sud pour les plages de La Turballe et de Pénestin et Ouest/Est pour les plages de Bétahon et Suscinio), l'exposition aux houles du large (du littoral le plus exposé à celui le moins exposé : La Turballe, Suscinio, Pénestin et Bétahon), l'héritage géologique et la géographie locale seront des variables environnementales indispensables à la compréhension de leurs fonctionnements morphodynamiques.

	SUPRATIDAL		INTERTIDAL		Anthropogenic obstacles	NEARSHORE SUBTIDAL	N Beach orientation	Beach exposure to swell and offshore swell characteristics																												
Suscínio	Dune	Rip-Rap	Sands/gravels	Fine sands/Rocky outcrops (low)		Mud/Sands/Rocks (low)	TC	Medium	<table border="1"> <thead> <tr> <th colspan="4">N=0°</th> </tr> <tr> <th></th> <th>Hs (m)</th> <th>Tp (s)</th> <th>Dir (°) from</th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td>Q95%</td> <td>2.8</td> <td>6.4 - 13.9</td> <td>171 - 290</td> </tr> <tr> <td>Q75%</td> <td>1.5</td> <td>4.8 - 14.9</td> <td>81 - 33</td> </tr> <tr> <td>Q50%</td> <td>0.9</td> <td>3.6 - 16.0</td> <td>330 - 328</td> </tr> <tr> <td>Q10%</td> <td>0.3</td> <td>2.5 - 16.0</td> <td>142 - 141</td> </tr> </tbody> </table>				N=0°					Hs (m)	Tp (s)	Dir (°) from	Q95%	2.8	6.4 - 13.9	171 - 290	Q75%	1.5	4.8 - 14.9	81 - 33	Q50%	0.9	3.6 - 16.0	330 - 328	Q10%	0.3	2.5 - 16.0	142 - 141
N=0°																																				
	Hs (m)	Tp (s)	Dir (°) from																																	
Q95%	2.8	6.4 - 13.9	171 - 290																																	
Q75%	1.5	4.8 - 14.9	81 - 33																																	
Q50%	0.9	3.6 - 16.0	330 - 328																																	
Q10%	0.3	2.5 - 16.0	142 - 141																																	
Bétahon	Dune	Rip-Rap	Sands/gravels	Mudflat/Rocky outcrops (low)	<i>Bouchots mussels</i>	Mud/Sands/Rocks	TC	Low to medium																												
Pénestin	Cliff	Rip-Rap	Sands/gravels	Fine sands/Rocky outcrops	<i>Bouchots mussels</i>	Mud/Sands/Rocks	TC	Medium to low																												
Turballe	Dune	Rip-Rap	Sands/gravels	Fine sands		Mud/Sands/Gravels	TC	High																												
Morphology	Various aerial section		Reflective section	Dissipative section		Dissipative subtidale section	TC = Coastline	Qualitative assessment of incoming wave energy on the beaches (typical storm from west) Swell climatology on 6 years data at Plateau-du-Four buoy (Candhis - CEREMA)																												

Figure 34. Comparaison qualitative des caractéristiques géographiques, morpho-sédimentaires et hydrodynamiques des quatre environnements littoraux étudiés de la baie de Vilaine : plages de Suscínio, de Bétahon, de La Turballe et de Pénestin. Les données climatologiques de vagues sont calculées au niveau de la bouée Candhis-Cerema du Plateau du Four.

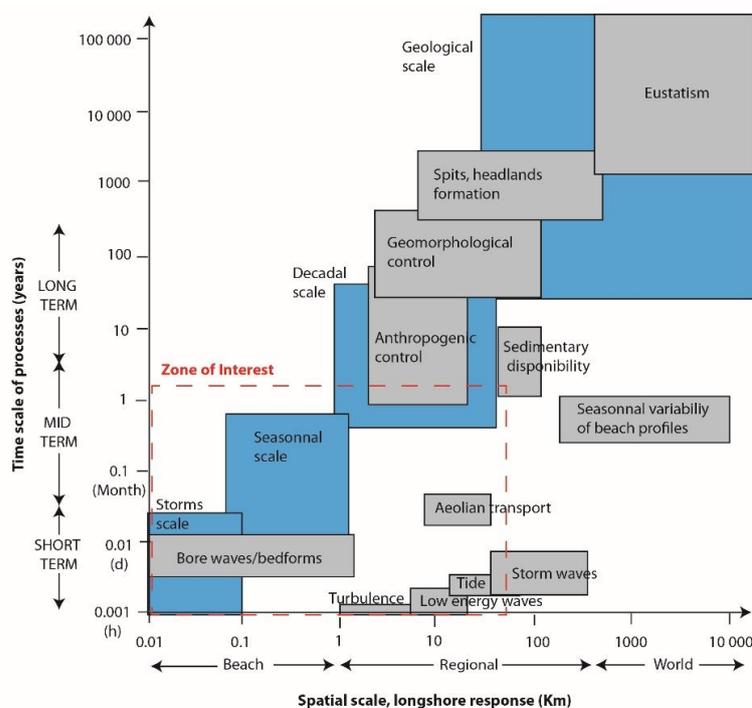


## Chapitre 2 - Approches méthodologiques

La dynamique des plages est caractérisée par des interactions complexes à différentes échelles spatiotemporelles. Dans ce travail de thèse, ces emboitements vont de l'échelle métrique, correspondant à la dynamique des formes de fond observées sur la plage, à l'échelle plurikilométrique pour appréhender la dynamique régionale et de la seconde, pour les processus de remise en suspension liés aux vagues, à l'année pour les variations morpho-sédimentaires cycliques saisonnières (Figure 35). Afin d'observer les dynamiques morpho-sédimentaires à l'échelle locale et régionale et d'identifier les mécanismes de contrôle, la mise en œuvre de divers outils d'acquisition et de méthodes de traitement des données est nécessaire.

Ce chapitre qui présente les approches méthodologiques appliquées pour le travail de thèse se compose de deux parties :

- La première partie présente les outils de mesures ainsi que les traitements associés aux données collectées.
- Dans une seconde partie, les campagnes de mesures hydro-morpho-sédimentaires mises en place pour étudier les dynamiques saisonnières bi-annuelles et à court terme (hebdomadaires) sont détaillées. L'ensemble des suivis est axé sur des mesures des topographies bi- et tridimensionnelles, d'hydrodynamisme (vagues, hauteurs d'eau, courants) et des caractéristiques sédimentaires (prélèvements et carottages sédimentaires, mesures de cohésion non drainée de la vase, mesures de turbidité).



**Figure 35. Répartition spatio-temporelle des processus climatiques, hydrodynamiques, sédimentologiques et anthropiques impliqués dans la dynamique sédimentaire des littoraux (modifié, d'après Fenster *et al.*, 1993 et Dehouck, 2006). En rouge, la zone d'intérêt pour ce travail de thèse.**



## I. MESURES ET TRAITEMENTS DES DONNEES

La première partie de ce chapitre détaille les différents instruments mis en œuvre lors des différentes expérimentations réalisées dans le cadre de ce travail et les traitements associés aux données.

### I.A. Topographie

Les suivis topographiques des plages ont été réalisés *via* différents systèmes. L'utilisation du GPS différentiel (*Differential Global Positioning System* - DGPS) ou du tachéomètre a été privilégiée pour le suivi des profils de plage en fonction de leur gamme de précision. Ainsi le tachéomètre, présentant une précision accrue, a été privilégié pour l'étude de la dynamique à court-terme alors que le DGPS a été mis en œuvre préférentiellement lors des suivis mensuels. Un suivi des variations morphologiques par analyse photogrammétrique des prises de vues aériennes par cerf-volant (et par perche) a été expérimenté sur les plages de Bétahon et Suscinio. La mesure de profondeur de remaniement des sédiments (*Depth Of Disturbance* - DOD) a été également réalisée lors de certaines campagnes de mesures à court-terme.

#### I.A.1. Matériel

##### I.A.1.a. DGPS

Le DGPS est un outil largement utilisé pour la mesure de la topographie en domaine côtier et dans l'étude des variations morphologique des plages. Cet instrument présente plusieurs avantages tels que la portabilité, l'autonomie d'utilisation et le déploiement rapide sur les différents sites. Un DGPS *Trimble GéoXH série 2008*, couplé à une antenne *Zéphyr*, a été déployé pour le suivi manuel des plages sur une période de 18 mois et pour la réalisation de modèles numériques de terrain lors des campagnes à court-terme (Figure 36). Ce système est utilisé en mode post-traitement avec correction des données postérieurement *via* le réseau RGP-IGN. Trois erreurs principales peuvent affecter la mesure au DGPS : l'erreur liée à la précision de l'instrument, l'erreur induite par l'utilisateur, notamment la verticalité de la perche et la variation en fonction de la correction par le réseau RGP-IGN. Le fabricant garantit une précision altimétrique inférieure à  $\pm 0,05$  m mais la mesure régulière de points de références au cours du suivi réalisé et la distance variable aux bases du réseau RGP-IGN pour le post-traitement nous amène à définir une erreur moyenne sur la mesure d'altitude de  $\pm 0,10$  m. En termes de coordonnées géographiques, l'erreur sur la latitude et longitude est moindre et est fixée à  $\pm 0,05$  m.



Figure 36. A. Déploiement du DGPS lors d'un suivi topographique sur le platier vaseux de Bétahon. B. Description du système GéoxH série 2008 et son antenne zéphyr externe.

#### 1.A.1.b. Tachéomètre

Pour les suivis de la morphodynamique à court-terme, un tachéomètre TS20 est utilisé (Figure 37). Sa précision (-/+3mm - donnée constructeur) est un atout essentiel pour identifier les variations fines d'altitude qui s'observent parfois d'une journée sur l'autre. Deux autres erreurs humaines peuvent se cumuler à la précision instrumentale (erreur systématique) : la verticalité de la perche, la mise à niveau de la station. L'erreur sur la mesure est alors définie à  $\pm 0.05$  m. Des erreurs de calibration interne au tachéomètre (collimation verticale et horizontale) peuvent également influencer la mesure.



Figure 37. A. Tachéomètre laser Leica TS02 B. Prisme réflecteur.

I.A.1.c. Prises de vues aériennes par cerf-volant

L'utilisation de la photogrammétrie stéréoscopique, permettant d'obtenir des Modèles Numériques de Terrain (MNT) d'une résolution spatiale inférieure à 50 cm et de précision altimétrique inférieure à 10 cm, a fait son apparition depuis quelques années. Cette méthode a été mise en œuvre sur divers supports aéroportés comme des avions, et plus récemment des drones en zone côtière (Casson *et al.*, 2005 ; Delacourt, 2009 ; Jaud *et al.*, 2014).

Basée sur des méthodologies employées par les archéologues, l'utilisation de cerf-volant (*Kite Aerial Photography - KAP*) en zones littorales et l'analyse par photogrammétrie dans le suivi de la dynamique des plages n'est que récente (Smith *et al.*, 2009 ; Bryson *et al.*, 2013 ; Currier *et al.*, 2014 ; Brunier *et al.*, 2016).

✓ *Avantage et limites de l'utilisation d'un cerf-volant*

Ce système de suivi des plages par cerf-volant revêt des avantages et des limites d'utilisation:

- un coût très faible de l'ordre de 500 euros pour un équipement complet de prise de vue et un coût d'entretien quasi-nul (pièces d'usure habituelles du cerf-volant).
- une rapidité et autonomie de mise en œuvre (1 heure pour couvrir une zone 300 m x 200 m, entre le déploiement du matériel, la mise en place et prise des points de contrôle (*Ground Control Point – GCP*) au *DGPS* et repli du matériel à deux personnes).
- une durée de survol plus importante (2 heures de survol effectuées au maximum), donc une couverture spatiale plus élevée et une redondance d'image plus importante (qualité du rendu final).
- des conditions météorologiques lors du déploiement identiques à celles pour les drones, en termes d'intensité de vent et d'humidité.
- un développement et une reproductivité facile dans la recherche au niveau mondiale, une réglementation beaucoup moins exigeante que pour les drones.

Trois principales limitations sont cependant à noter :

- les conditions météorologiques limites : l'orientation du vent suivant la zone à couvrir et le seuil critique de vitesse de vent ( $< 10 \text{ m.s}^{-1}$ ) et sa relative constance.
- la nécessité de point de contrôle relevé précisément (*Ground Control Point - GCP*).
- le coût du logiciel de photogrammétrie utilisé (actuellement *Agisoft Photoscan* - 1500 euros). Il existe cependant plusieurs autres logiciels dont un libre de droit : *Mic-Mac*.

Ce système est une alternative robuste mais également complémentaire à l'utilisation du drone sur des zones moins accessibles ou en cas de conditions non favorables au vol du cerf-volant, liées principalement dans ce cas à l'orientation du vent ou à une intensité insuffisante de ce dernier.

Dans le cadre du partenariat de recherche entre le laboratoire et le SHOM, l'utilisation du cerf-volant pour la prise de vue d'images aériennes (orthophotographies) et la reconstitution de MNT en

zone intertidale a été initiée. Le SHOM a développé son propre système de prise de vue (*KAP-SHOM*) couplé au post-traitement photogrammétrique *via Photoscan*.

✓ *Système de prise de vue KAP-SHOM*

Le système *KAP-SHOM* est composé de deux systèmes : le cerf-volant et la nacelle de prise de vue. Deux cerfs-volants de type *Rokkaku* (3.7 m d'envergure) et *Dopéro* (1.8 m d'envergure) sont disponibles suivant les conditions de vents (Figure 38). Ces cerfs-volants monofilaires permettent une stabilité de vol nécessaire à la prise de vue et une portance suffisante pour la nacelle et l'appareil photographique. Le système est équipé d'un câble d'acier de 150 mètres de long permettant une régulation de l'altitude de vol. La prise de vue est assurée par un appareil photo compact *Nikon coolpix A* (Figure 38B) intégrant un intervalomètre (prise de vue cadencée). La résolution finale maximale des images est de l'ordre à 2cm/pixel. Une expérimentation de prises d'images à très basse altitude avec une perche de 8 m sur des profils de la plage de Bétahon a permis d'obtenir des résolutions optimales de 2 mm/ pixel.

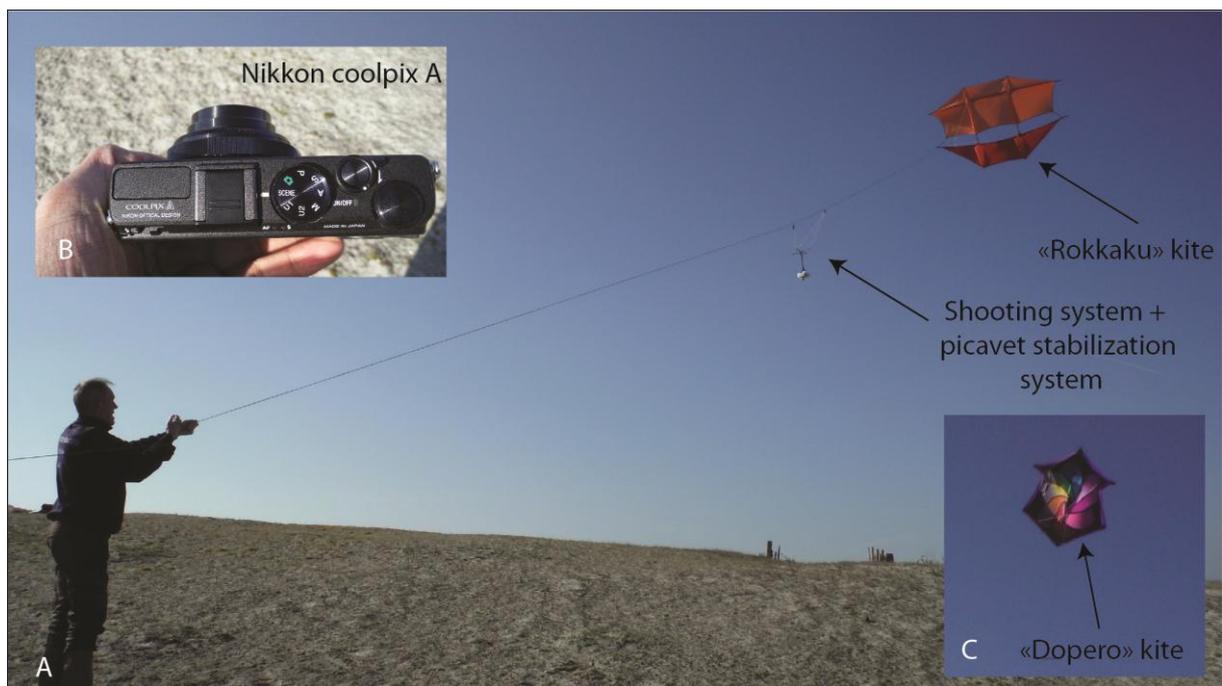


Figure 38. A. Système de prise de vue aérienne KAP-SHOM avec un cerf-volant Rokkaku et un système de prise de vue composé d'un appareil photo Nikon Coolpix A et un système de stabilisation "Picavet" B. Appareil photo Nikon Coolpix A - 8Mpx. C. Cerf-volant « Dopéro ».

✓ *Mise en œuvre d'une campagne de prise de vue par cerf-volant*

Le déroulement d'une campagne de survol par cerf-volant (KAP-SHOM) est relativement simple :

- La première étape consiste en la mise en place des points de contrôle (GCPs) et leurs référencements au DGPS. Une vingtaine de cibles, suffisamment grandes pour être visibles sur les images aériennes, sont réparties régulièrement en fonction de la morphologie de la zone d'étude (Figure 39A). Dans le cas de la plage de Bétahon, 4 à 5 cibles sont réparties sur le platier vaseux à une vingtaine de mètres de la limite vase/sable, suivant la possibilité de progression dans la vase. Les autres cibles sont réparties entre la rupture de pente et le haut de plage.
- La seconde étape est la prise de vues aériennes par cerf-volant. Une cadence de photographie à 0.125 Hz est établie pour le survol de la zone. Quatre à cinq passages latéraux sur la plage, espacés chacun de 25 m *cross-shore* sont nécessaires pour couvrir une zone d'étude de 250 sur 150 m (Figure 39A). Cette cadence et le déplacement de l'opérateur permettent un recoupement minimum de 50% par image nécessaire au traitement par photogrammétrie afin d'obtenir un Modèle Numérique de Terrain (MNT) de qualité suffisante. Entre 300 et 600 images sont prises par session (Figure 39B).

Des profils topographiques *cross-shore* de contrôle sont réalisés au DGPS lors de chaque session de survol afin de valider le modèle numérique et la méthodologie employée. Il est également possible de réaliser une observation des trains de houle (crêtes de vagues) en mode stationnaire (Figure 39C).



Figure 39. A. Répartition des points de contrôle au sol pour l'analyse photogrammétrique (GCPs- Ground Control Points). B. Image aérienne brute et identification d'un point de contrôle sur la prise de vue. C. Observations des trains de vagues en mode stationnaire.

I.A.1.d. Profondeur de remaniement des sédiments – DOD (Depth Of Disturbance)

Basée sur la méthodologie de King (1951) et de Bellido *et al.* (2011), l'étude de la profondeur de remaniement des sédiments et des micro-variations morphologiques a été réalisée sur les plages de Bétahon et La Turballe. Le système est constitué d'une tige en métal enfoncée dans le sédiment sur laquelle une rondelle en acier coulisse librement (Figure 40A et Figure 40B). Les tiges sont réparties et espacées régulièrement le long du profil *cross-shore* (Greenwood *et al.*, 1979)

Le principe de la mesure est le suivant (Figure 40A) :

- Jour 1, à marée basse, la rondelle est posée sur le sédiment, la distance entre le sommet de la tige et la rondelle est relevée.
- Au cours des deux marées suivantes, la rondelle va glisser par gravité lorsque le sédiment est remis en suspension ou charrié par les houles et courants.
- Jour 2, à marée basse, le sédiment de surface est enlevé jusqu'à atteindre la rondelle en métal. La mesure depuis le sommet de la tige est alors effectuée. Après avoir remis le sédiment en place, la rondelle est reposée sur la surface et la distance une nouvelle fois mesurée depuis le sommet de la tige.

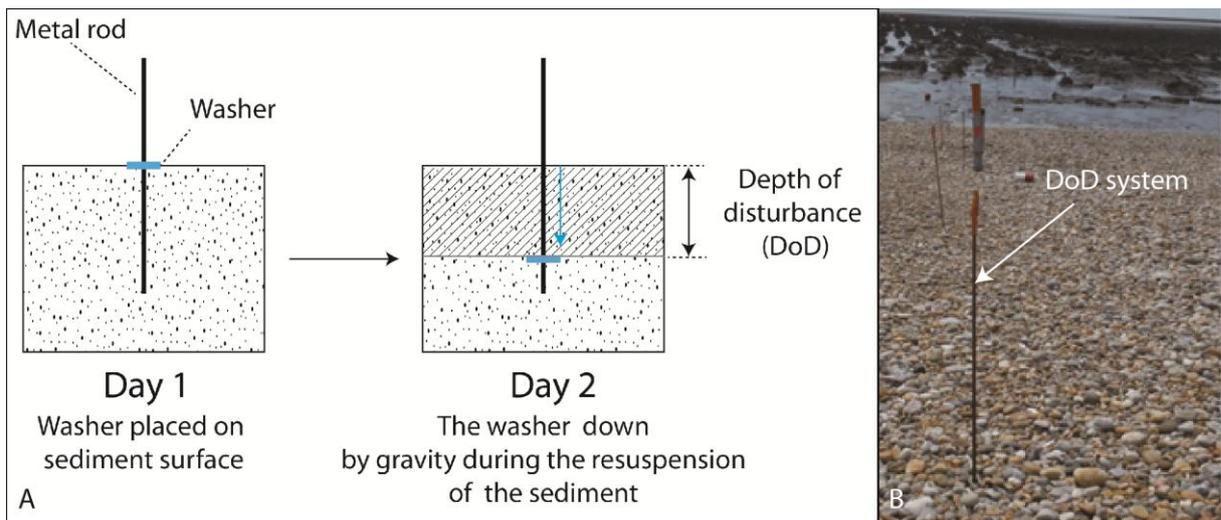


Figure 40. A. Schéma du principe de la mesure de profondeur de remaniement des sédiments. B. Système de mesure de la profondeur de remaniement (*Depth of Disturbance - DoD*) déployé sur la plage de Bétahon.

#### I.A.1.e. Suivis visuels et photographiques

Chaque session de mesures est complétée par des observations visuelles et photographiques, permettant un suivi qualitatif des plages : érosion des dunes, présence de structure en *ridges and runnels (R-R)*, croissants de plages et autres figures sédimentaires particulières, *overwashes*, etc.

### I.A.2. Traitement des données topographiques

#### I.A.2.a. Profils cross-shore

Sur les quatre sites d'étude, six à sept profils topographiques transversaux ont été mis en place pour le suivi saisonnier et le suivi court-terme. Deux repères fixes (nommés "têtes de station") sont positionnés en sommet de dune, de plage ou d'ouvrage, servant à la fois à évaluer les précisions des mesures et à conserver un alignement constant des profils lors des suivis. Les données sont référencées suivant les normes officielles géodésiques et altimétriques françaises, c'est à dire respectivement projetées dans le système de coordonnées Lambert RGF93 et référencées par rapport au réseau du Nivellement Général de la France (NGF - IGN69) correspondant au niveau moyen de la

mer établie à la fin du XIX siècle. Afin de décrire l'évolution morphologique des plages des approches complémentaires sont utilisées :

- l'analyse statistique classique (différentiel topographique, calcul des profils enveloppes, moyen, écart-type des séries de profils) ;
- l'analyse surfacique/volumétrique (surface enveloppe mobile de sédiment d'un levé à l'autre, volume sédimentaire mis en jeu) ;
- les positions de la rupture de pente (limite reflectif/dissipatif).

Ces approches sont permantes dans les champs de l'étude des dynamiques côtières (Short, 2006, Dehouck, 2006 ; Dubois, 2012 ; Suanez *et al.* 2015).

Toutes les données de topographie sont standardisée selon un pas de rééchantillonnage *cross-shore* de 0.5 m. Pour les analyses statistiques simples et de volumes, une longueur (seuil) de coupure *cross-shore* des profils est défini. Celle-ci correspond, pour l'analyse saisonnière, à la longueur de profil commune à 75 % des profils et pour l'analyse à court-terme, la longueur minimum du profil mesuré lors de la série. Le volume, établit par mètre linéaire de sédiment, est calculé par intégration trapézoïdale (surface) sur chaque cellule et extrapolé à une surface de 0.5 m de par et d'autre du profil (Figure 41). La limite virtuelle de référence de socle est établit à  $z = -3\text{m NGF}$  pour le calcul du volume. Les variations d'enveloppe des profils sont également calculées (Figure 41). L'enveloppe mobile de sédiments correspond à la somme des valeurs absolues des surfaces entre deux profils de temps différents. Les sommes des variations volumiques et d'enveloppe des profils sont considérées représentatives de la dynamique globale de la plage. Enfin, la rupture de pente est localisée sur les profils et les pentes ( $\tan\beta$ ) des sections réfléchives et dissipatives (plage intermédiaire) sont calculées (Figure 41). Afin d'estimer les variations morphologiques significatives, les erreurs sur les valeurs des volumes, pentes, surfaces et variations topographiques sont calculées en prenant en compte les précisions des mesures définies dans les sections précédentes.

#### 1.A.2.b. Modèles numériques de terrain (MNT)

Des modèles numériques de terrain (MNT) ont été élaborés à partir des données acquises (DGPS, prises de vues aériennes par cerf-volant) ou des points issus des bases de données (MNT topobathymétrique régional). La résolution au sol de ces données est donc variable et des méthodes d'interpolation différentes ont été appliquées. Les MNT sont référencés suivant la projection Lambert 93 et la référence altimétrique IGN69.

##### ✓ MNT de faible étendue en zone intertidale

Lors de la réalisation des MNT des zones intertidales, des profils topographiques *cross-shore* et *longshore* espacés de 10 m ont été réalisés par DGPS lors des missions à court-terme. L'analyse photogrammétrique par cerf-volant permet d'obtenir un semi de points beaucoup plus dense au sol (25 cm). Une interpolation par la méthode du Krigeage (méthode prenant en considération la

structure de dépendance spatiale des données) a été retenue pour ces MNT de petites étendues (étendue maximum 500 m x 300 m). Parmi les différentes interpolations existantes et testées (voisin naturel, voisin le plus proche, triangulation par interpolation linéaire, Shepard...), cette approche permet la représentation la plus réaliste de la morphologie de la plage. La résolution finale pour les MNT issus des survols au cerf-volant est d'environ 50 cm et pour les modèles réalisés au DGPS, 1m. Ces MNT sont produits *via* le logiciel *Surfer* ©.

✓ *MNT topo-bathymétrique de grande étendue*

Les MNT topo-bathymétriques concernent des étendues plus importantes comme la rade de La Turballe, la baie de Vilaine ou encore l'ensemble du Morbraz. En fonction de l'ensemble des données topo-bathymétriques disponibles sur les zones (Lidar, campagne de terrain, données SHOM, Histolitt©, BDalti-25m), l'espacement des points s'étend de 1 m à 100 m. Ces modèles de plus grandes envergures sont réalisés *via* le logiciel *ArcGIS*, selon une méthode d'interpolation de pondération par l'inverse de la distance (*IDW - Inverse distance weighted*). Les différents MNT sont maillés de 2.5 m à 10 m.

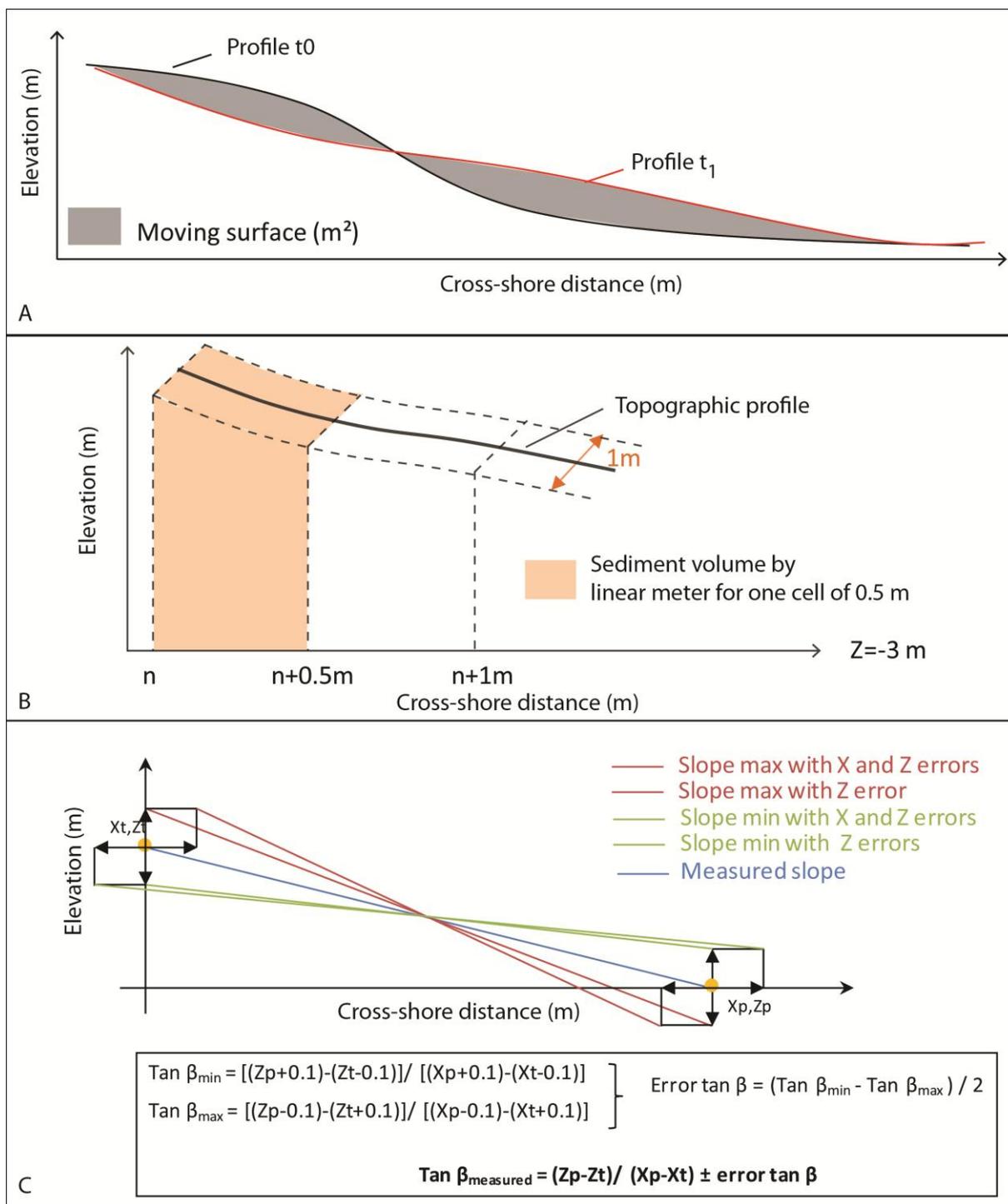


Figure 41. A. Représentation schématique du volume de sédiments sur une cellule de 0.5 m d'un profil topographique. B. Représentation schématique de la variation de l'enveloppe mobile (battement) d'un profil C. Calcul de la pente de plage et des erreurs sur la valeur.

I.A.2.c. Analyse et post-traitement des images aériennes

✓ Analyse photogrammétrique

Le traitement est réalisé *via* le logiciel *Photoscan3D (Agisoft)* à partir des images aériennes acquises par cerf-volant ([Agisoft manual, 2015](#))

**La première phase** du traitement par photogrammétrie débute par l'importation de l'ensemble des clichés acquis pendant le survol du site. La qualité des images est estimée automatiquement sur une échelle de 0 à 1 (mauvais à bon focus). Les images dont la qualité (images floues notamment) est inférieure à 0.65 sont supprimées manuellement. L'alignement et l'orientation interne des images sont réalisés en basse résolution de manière automatisée. Un nuage de points 3D minimaliste est alors obtenu par l'identification des points communs entre les paires d'images par l'utilisation de la méthode SIFT (*Scale Invariant Feature Transform* - [Lowe, 2004](#)). A la fin de cette étape, nous pouvons masquer sur des zones indésirables (objets, eau, reflet, individu...) qui seront interpolées.

**La seconde phase** consiste en l'élaboration d'un nuage de points 3D dense. Basée sur l'estimation des positions de l'appareil photo, l'altitude de chaque position de l'appareil photo lors de la prise de vue est calculée par aérotriangulation.

**La troisième et dernière étape** est le maillage et la reconstruction texturale. Basé sur le nuage de points dense, un polygone maillé 3D est créé et une interpolation est effectuée pour obtenir un modèle numérique de terrain. Le texturage permet de générer une ortho-photographie haute résolution. L'ajout de points de contrôle (*GCP - Ground Control Point*) augmente la précision du MNT et permet d'obtenir des données géo-référencées. L'ortho-photographie présente une résolution proche de 2 cm/px (Figure 42A).

✓ Post-traitement des données issues de l'analyse photogrammétrique

A partir de l'orthophotographie globale acquise lors du survol, nous extrayons une zone d'intérêt pour l'étude (Figure 42B). Les données altimétriques, obtenues sous *Photoscan*, sont extraites ponctuellement selon une maille régulière de 0.25 m et analysées sous *Surfer* (Figure 42C).

Un post-traitement supplémentaire est effectué sur l'ortho-photographie pour identifier les structures morpho-sédimentaires de la plage de Bétahon (Figure 42D). Appliquée sur la section souhaitée de l'image, la classification supervisée est réalisée sous ARCGIS ([Adam et al., 2006](#) ; [Teodoro et al., 2011](#) ; [Dube et al., 2013](#)). Un ensemble de polygones (échantillons d'apprentissages) est digitalisé manuellement pour représenter la variabilité de code RGB des pixels de chaque classe morpho-sédimentaire et un fichier de signature est extrait. La classification est basée sur la théorie du maximum de vraisemblance maximale. Chaque pixel est affecté à une classe suivant les moyennes et écarts-type des signatures des classes.

Cinq classes morpho-sédimentaires sont définies :

- *Elevated mud/sand* caractérise les *ridges* et le platier totalement comblé (surface plane) ;

- *Lower mud/sand* désigne les *runnels* et les zones érodées plus basses ;

- *Sand* correspond aux sables fins du début de la section dissipative et aux sédiments du fond des *runnels* ;

- *Gravel/sand* caractérise la section réfléchive de la plage ;

- *Rocky outcrops* correspond aux affleurements rocheux sur la plage ; l'orientation du soleil peut induire une ombre des falaises des *ridges* (perpendiculaires au trait de cote), pouvant être ainsi confondue avec de la roche lors de la classification supervisée.

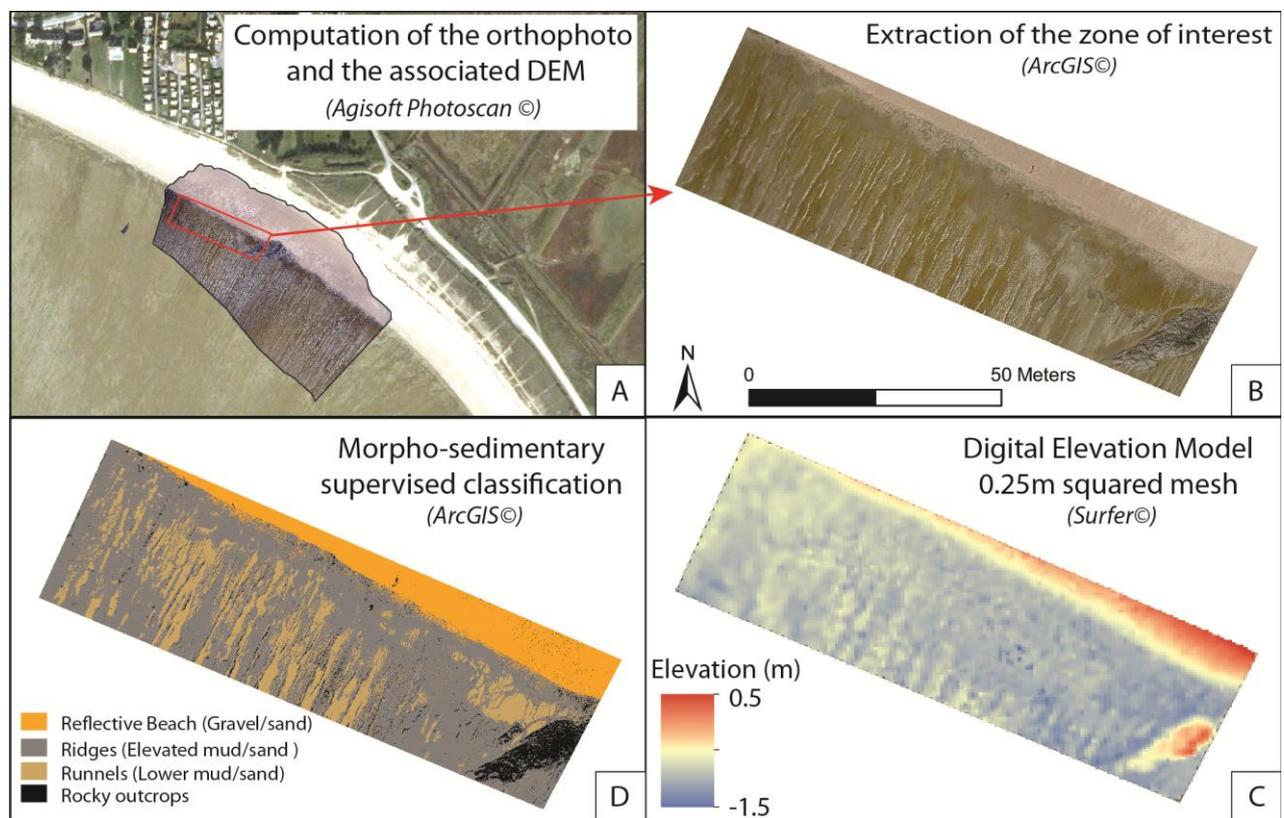


Figure 42. Exemple d'une analyse des données issue d'une acquisition d'images aériennes par cerf-volant en janvier 2015 sur la plage de Bétahon. A. Orthophotographie complète obtenue suite au survol *via Photoscan*. Le rectangle rouge correspond à la zone d'intérêt extraite inclus dans l'emprise des points de contrôle (GCP). B. extraction de la zone d'intérêt. La longueur de la zone est approximativement de 100 mètres et la largeur, de 40 mètres. C. Modèle numérique de terrain interpolé suivant la méthode de krigeage *via* le logiciel *Surfer*. D. Classification supervisée morpho-sédimentaire sous *ArcGIS*.

## I.B. Hydrodynamique

Afin de comprendre la dynamique morpho-sédimentaire des plages, des instruments de mesures hydrodynamiques ont été déployés lors des missions de suivis morpho-dynamique haute résolution (à court-terme). Différents instruments ont été mis en œuvre sur les sections intertidales et subtidales de certaines plages. Différents systèmes ont été déployés tels que des capteurs de pression, des courantomètres ponctuels et des profileurs de courants ou encore des turbidimètres.

### I.B.1. Matériels

#### I.B.1.a. Capteur de pression - NKE-SP2T10 et OSSI-003C

Deux types de capteur de pression ont été utilisés lors des campagnes de mesures hydrodynamiques : NKE-SP2T10 et OSSI-003C (Figure 43). Ces capteurs de pressions présentent une gamme de précision identique pour les mesures des hauteurs d'eau (3 cm). Le capteur NKE a été déployé en zone intertidale et a nécessité une récupération hebdomadaire des données. Le capteur OSSI a été mis en œuvre dans des zones plus énergétiques et en domaine subtidal. Il présente une meilleure robustesse et une possibilité plus longue de déploiement (1 à 2 mois) que le capteur NKE. Les courantomètres ponctuels ADV (*Acoustic Doppler Velocimeter*) et les profileurs de courant ADCP (*Acoustic Doppler Current Profiler*) ou AQPro (*Aquadopp Profilers*) intègrent également un capteur de pression (3 cm de précision). Les données de pressions serviront au calcul des paramètres caractéristiques des vagues et des hauteurs d'eau. Le traitement des données est présenté dans la partie suivante. Les paramétrages des appareils sont détaillés pour chaque campagne de mesures.



Figure 43. A. Capteur de pression OSSI-003C déployé sur la plage de La Turballe. B. Capteur NKE-SP2T10 déployé sur la plage de Bétahon.

*1.B.1.b. Courantomètre ponctuel - ADV Vector*

Des courantomètres ponctuels ADV Vector 6 Mhz (Nortek) ont été déployés pour mesurer les courants au-dessus du fond (Figure 44). Les courantomètres ADV utilisent la technique doppler pour mesurer à hautes fréquences les trois composantes de la vitesse instantanée, orientées localement ou géographiquement dans le cadre de cette étude (la vitesse Nord -  $V_{Nord}$ , la vitesse Est -  $V_{Est}$  et la vitesse verticale -  $V_{Up}$ ). Ce type de capteur acoustique a été utilisé et détaillé par de nombreux auteurs (Gervais, 2012 ; Furgerot, 2013). Dans le cadre des campagnes de mesures, les fréquences d'acquisition sont établies à 2 Hz. Les écoulements turbulents ne sont donc pas enregistrés (Blanpain, 2009). En fonction du contexte (turbidité et turbulence), l'erreur sur la mesure de vitesse est inférieure à  $1 \text{ cm.s}^{-1}$  (0.5% de la gamme de mesures). Les erreurs et la fiabilité des mesures inhérentes à l'ADV sont synthétisées par Furgerot (2013). Les paramétrages des appareils sont détaillés pour chaque campagne de mesures.

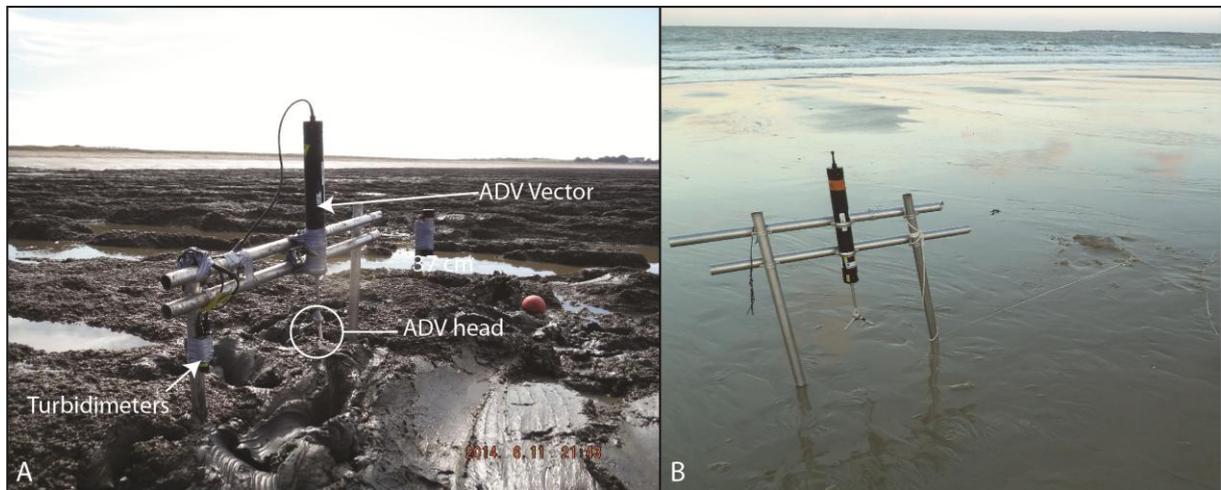


Figure 44. A. ADV Vector couplé à deux turbidimètres et déployé sur le platier vaseux de Bétahon. B. ADV Vector déployé au niveau du profil P6 de la plage de La Turballe.

*1.B.1.c. Profileur de courant - ADCP et AQPro*

Contrairement aux ADV qui effectuent une mesure ponctuelle, les profileurs de courant permettent la mesure d'un profil vertical de vitesse. Un ADCP 1200 KHz (RDI) et un AQPro 1000 KHz (Nortek) ont été mis en œuvre dans le cadre de ces travaux de recherche (Figure 45). Ces profileurs de courant sont régulièrement utilisés dans de nombreuses études portant sur la dynamique côtière (Blanpain, 2009, Ferret, 2011, Furgerot 2013). Leur principe de fonctionnement ainsi que les erreurs sur la mesure sont largement décrit par ces auteurs. La précision sur les vitesses pour l'AQPro et l'ADCP est estimée à 1% des valeurs mesurées (Ferret, 2011), soit inférieure à  $3 \text{ cm.s}^{-1}$  dans notre cas, pour les valeurs de courant les plus fortes. Les paramétrages des appareils sont détaillés pour chaque campagne de mesures.



Figure 45. A. ADCP positionné en début de zone dissipative (entre la rupture de pente et la bordure interne du platier vaseux) sur la plage de Bétahon en mars 2014 ; B. AQPro monté sur sa structure tripode et positionné en limite externe du platier vaseux de Bétahon en juin 2014. Notons que 0.5cm de biofouling s'est développé sur le capteur après trois semaines de mesures.

#### I.B.1.d. Turbidimètres - Wetlab LSS-631 75 NTU et Wetlabs ECO 125NTU

La turbidité constitue l'un des paramètres physiques descriptifs de la colonne d'eau. La turbidité va varier en zone côtière suivant de nombreux facteurs tels que les conditions d'agitation, les courants, la nature sédimentaire des fonds ou encore les apports continentaux (Bassoulet *et al.*, 2000 ; Verney *et al.*, 2009). Des turbidimètres ponctuels ont été déployés afin de mesurer et de comprendre la dynamique des matières en suspensions (sables/vases) en zones intertidales ou subtidales proches.

Deux turbidimètres ont été déployés. Un turbidimètre Wetlabs LSS-631 en bimode 7.5 et 75 NTU (Figure 44A) qui a fait l'objet d'une calibration post campagne et un turbidimètre Wetlabs ECO en bimode 1,25 et 125 NTU. Ce dernier n'a pas fait l'objet d'une calibration post-mission en raison de l'impossibilité de récupérer suffisamment de sédiments fins et très compacts (en zone subtidale de la plage de La Turballe). Les turbidimètres ont été couplés au courantomètre ADV ou AQPro. Le choix de gamme NTU s'est fait indépendamment des substrats *in situ*, mais en fonction de la disponibilité du matériel. Des gammes NTU plus élevées auraient été préférables notamment pour ces milieux sablo-vaseux.

#### I.B.2. Traitement des données hydrodynamiques

Différents traitements sont réalisés sur les données de pressions, de courantologie ou de turbidité afin d'obtenir les différentes informations sur les paramètres de houle, de hauteur d'eau, de courant *longshore/cross-shore* et de concentrations en matières en suspension (MES). Des routines de traitement ont été développées sous Matlab dans le cadre de ces travaux de recherche. Le traitement des données de vagues de l'ADCP et de l'AQPro est réalisé *via* la suite des logiciels constructeurs.

### 1.B.2.a. Vagues

Les caractéristiques des vagues sont déterminées à partir des données de pression des différents capteurs (OSSI, NKE, ADCP, AQPro et ADV). Les paramètres calculés pour les vagues sont les suivants : la hauteur significative ( $H_s=H_{m0}$ ), la période moyenne ( $T_m$ ) et la période pic ( $T_p$ ) et la direction associée ( $Dir$ ) pour les courantomètres. La hauteur d'eau ( $h$ ) est déterminée également. Le traitement se déroule en trois ou quatre étapes selon les instruments.

#### ✓ Distinction des périodes en eau et hors de l'eau pour les instruments en zone cas intertidale

Cette première étape de l'analyse permet d'identifier lorsque le capteur est hors de l'eau ou sous l'eau dans le cas d'une position intertidale. La discrétisation de ces périodes nous permettra par la suite le calcul de l'offset de pression. Une analyse par calcul différentiel au carré des éléments adjacents à partir des données brutes est effectuée sur une période de 1 à 2 minutes suivant les résultats observés. Si la moyenne des variations de pressions sur cette période est inférieure à un seuil (défini manuellement), le capteur est considéré hors de l'eau.

$$\text{si } \frac{\sum_1^n [P_{n+1} - P_n]^2}{n} < \text{crit}, \text{ le capteur est considéré hors de l'eau (équation 1)}$$

Les valeurs de pression  $P$  sont définies par  $n_1^{f*i}$ , avec  $i$  le nombre de seconde pour l'analyse du seuil (60 ou 120s) et  $f$  la fréquence d'acquisition du capteur,  $\text{crit}$  le critère de variation minimum de pression considérant alors que le capteur est sous l'eau.

#### ✓ Détermination de l'offset de pression atmosphérique

Le capteur donne une pression relative à une pression de référence  $P_{\text{OSSI}} = P_{\text{abs}} - P_{\text{ref}}$ . Cette pression de référence est constante et dépend du capteur. La pression atmosphérique ( $P_{\text{atm}}$ ) moyenne admise par la communauté scientifique est 1.013 Bar. Cependant, l'expérience montre que cette valeur n'est jamais exacte et que l'erreur commise peut entraîner des variations des niveaux moyens pouvant atteindre quelques dizaines de cm. Afin de la déterminer pour chaque capteur, on utilise les données du capteur OSSI hors de l'eau. En effet, hors de l'eau, le capteur mesure la  $P_{\text{atm}}$  qui est connue (données barométrique de Belle-Ile) et donne  $P_{\text{OSSI}} = P_{\text{atm}} - P_{\text{ref}}$ . Il est alors possible en soustrayant  $P_{\text{atm}} - P_{\text{OSSI}}$  de retrouver  $P_{\text{ref}}$ . Une moyenne des variations d'offset de pression ( $P_{\text{ref}}$ ) sur la période est appliquée à l'ensemble des données de pressions mesurées.

#### ✓ Analyse spectrale sur 15 min (ou burst) et calcul des paramètres intégrés de houle

Nous effectuons une analyse spectrale des données en utilisant la fonction Matlab *wavesp.m* développée par Urs Neumeier<sup>1</sup> (Tucker & Pitt, 2001). Cette fonction permet de calculer les paramètres intégrés (non directionnels) des vagues issues d'une analyse spectrale après correction de l'atténuation de pression. Les données de pressions en entrée sont converties en mètre. L'atténuation de pression sur la bande de fréquence correspondante aux ondes gravitaires (0.05-0.33

<sup>1</sup> <http://neumeier.perso.ch/matlab/waves.html>

Hz). Cela permet d'éviter la surestimation des variations hautes fréquences ne correspondant pas à des variations de surface mais à du bruit. Les variations de pressions en lien avec le gradient de vitesse de l'eau sont également prises en compte. Le choix de la durée de l'analyse spectrale est établi à 15 minutes dans le cadre de données continues. Cette durée offre un bon compromis entre qualité de la donnée et occurrence de l'information. L'annexe 1 présente la comparaison des résultats d'analyse spectrale sur trois durées (5, 15 et 30 minutes). Les caractéristiques des vagues pour chaque pas de temps sont obtenues à partir du spectre sur l'ensemble de la bande (0-1Hz): Hs (hauteur significative), Tp (période pic), h (hauteur d'eau), Tm-02 = Tm (Période moyenne ou période au moment  $m_{02}$ ). Les équations permettant d'obtenir les caractéristiques des vagues sont décrites dans de nombreuses références littéraires ([U.S. Army corps of engineers, 2002](#)). Le niveau d'eau est établi comme la moyenne des valeurs de pression en mètre par *burst* d'analyse. Pour les courantomètres, la durée des *bursts* de mesures est différente et correspond à un paramétrage spécifique lors des campagnes de mesures.

Un exemple complet de traitement de données de pression est présenté en annexe 2.

#### ✓ Calcul de la puissance de vagues

Le flux moyen d'énergie P (en  $J.s^{-1}$ ) transmis par crête de vagues et par unité de longueur dans le sens de propagation de la houle est calculé pour chaque capteur de pression. Ainsi pour chaque itération temporelle, la puissance des vagues est établie selon l'équation suivante ([Hardisty, 1990](#) - équation 2) :

$$P = \frac{1}{8} \rho_w g H_s \left( \frac{L}{T_m} \right) \left[ 0.5 \left( 1 + \frac{4 \frac{T_m}{L} h}{\sin(4 \frac{T_m}{L} h)} \right) \right] \quad \text{et} \quad L = T_m * \sqrt{(9.81 * h)} \quad \text{en eau peu}$$

profonde

Avec  $\rho_w$  la masse volumique de l'eau considérée constante ( $1027 \text{ kg.m}^{-3}$ ) ; g la constante d'accélération gravitationnelle ( $9.81 \text{ m.s}^{-2}$ ) ; Hs la hauteur significative spectrale des vagues ; L, la longueur d'onde de la houle ; Tm la période moyenne de la houle ; h, la hauteur d'eau locale.

#### 1.B.2.b. Courants – Mesures ponctuelles

Les données ponctuelles de courant sont cadencées à 2 Hz. Nous traitons le signal brut *via* le logiciel winADV ([Wahl, 2000](#)) puis sous *Matlab*. Trois filtres sont appliqués sur les vitesses Est/Nord/Verticale brutes calculées par le Vector.

**Le premier filtre** concerne l'identification par un seuil minimal de corrélation des *beam* ([Feddersen, 2010](#)). Une corrélation minimale de 70% assure des vitesses calculées correctement (seuil recommandé par le constructeur - [Wahl, 2000](#)). Nous appliquerons des seuils de corrélation minimaux variables suivant les campagnes et les instruments (exemple de la campagne en condition très peu agitée -juin 2014 - un seuil de corrélation de 90% est choisi car le signal est très peu bruité). Ce seuil est borné entre 70% et 90%.

**Le second filtre** est une méthode de *despiking* (élimination de pics) développée par [Goring & Nikora \(2002\)](#). Cette méthode permet d'exclure les ambiguïtés de vitesses, et pas uniquement si elles se produisent sur une courte période comme pour la méthode d'identification par accélération gravitationnelle - *Acceleration Tresholding Method* ([Wahl, 2000](#)).

**Le troisième filtre** consiste à exclure les données de courant en-dessous d'un seuil de pression minimum. Ce dernier filtre permet d'éliminer les signaux hors eau n'ayant pas été filtrés lors du prétraitement et de s'assurer que la tête du capteur de courant est bien sous l'eau ou en déferlement bien établi.

Les données brutes filtrées sont ensuite moyennées par *burst* de mesures (10 min). Nous obtenons ainsi des composantes moyennes englobant le signal de marée, l'impact du vent ainsi que la résultante de l'asymétrie des vitesses orbitales des vagues en zone littorale proche. Ces données, orientées géographiquement (Est/Nord/Vertical), sont ensuite projetées dans un référentiel local correspondant aux composantes *cross-shore* et *longshore* de la plage (Figure 46).

La matrice de rotation suivante est alors appliquée aux données (équation 3) :

$$U = V_{EO} * \cos(\theta_{shore}) + V_{NS} * \sin(\theta_{shore})$$

$$V = V_{EO} * \sin(\theta_{shore}) - V_{NS} * \cos(\theta_{shore})$$

avec  $V_{EO}$  le vecteur vitesse Est,  $V_{NS}$  le vecteur vitesse Nord,  $U$  le vecteur *cross-shore* et  $V$  le vecteur *longshore*.  $\theta_{shore}$  est l'angle de rotation entre l'Est et l'axe *cross-shore* (sens trigonométrique, Est=0°)

Un exemple de traitement de données de courantomètre ponctuel est disponible en Annexe 3.

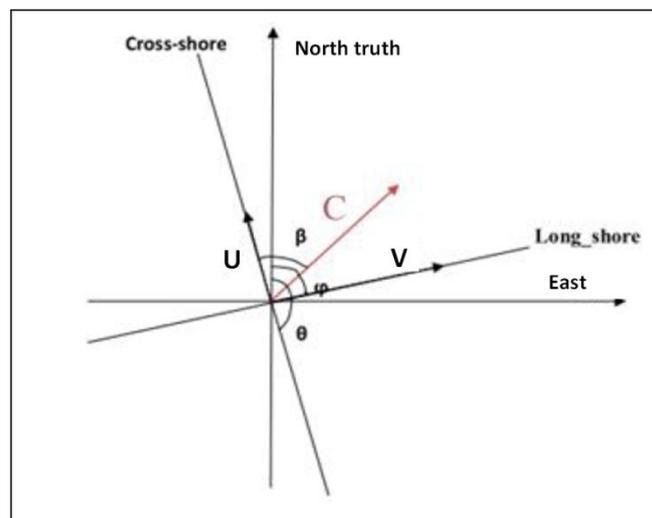


Figure 46 : Schéma de rotation de vecteurs référencés géographiquement en composantes locales.

### I.B.2.c. Courants - Profils

Les profils de courants ne sont pas exploités dans le cadre de ce travail de thèse. Nous nous intéressons uniquement à la cellule de mesures la plus proche du fond, la première au-dessus de la zone tampon (*Blanking*). Nous réalisons tout de même un pré-traitement qui consiste en la suppression de la ou des premières cellules de mesure en surface de la colonne d'eau. Les mesures réalisées en surface sont fortement biaisées notamment par le déferlement, la mesure dans l'air entre deux vagues consécutives. Il est donc admis de prendre une marge d'erreur supplémentaire en dessous de la surface correspondant à minimum 10% de la colonne d'eau ([Shom, com. perso](#)). Étant en zone intertidale, de faible profondeur et soumise à de fortes turbulences, nous préférons raisonner en nombre de cellules en dessous de la surface considérée comme incorrectes. Nous considérons donc que les 2 ou 3 cellules (nombre à définir suivant les sites d'étude) en dessous de celle de la surface (défini par la valeur de pression) sont biaisées. Pour les données de courants de fond issues des profileurs, les courants lors du déferlement des vagues ne sont donc pratiquement jamais détectés.

Les données brutes sont moyennées directement par les instruments (choix configuration initiale) sur 120 secondes pour chaque *burst* de mesures de courant pour l'AQPro et sur un *burst* entier pour l'ADCP. Nous réalisons également une rotation dans un référentiel local (*longshore/cross-shore*) suivant la formulation précédente (Figure 46).

### I.B.2.d. Matière en suspension - Calibration en laboratoire

Le Wetlabs LSS-631 a été déployé lors d'une mission court-terme sur la plage de Bétahon, couplé à un ADV. Les données correspondant à un signal électrique (count - Volt) sont transformées en concentration de Matière En Suspension (MES) par une calibration en laboratoire. Le deuxième turbidimètre (Wetlabs ECO), couplé à un AQPro en zone subtidale de la plage de La Turballe, n'a pu être calibré en raison de l'impossibilité à prélever une quantité suffisante de sédiment. Le signal électrique de turbidité a cependant été transformé en NTU suivant une équation constructeur. Un échantillon a pu être cependant prélevé à proximité du système pour caractériser le substrat.

**Pour le Wetlabs LSS-631**, une gamme étalon de concentration de MES a été réalisée en laboratoire au Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (Shom).

À partir de sédiments *in-situ* (vase compacte légèrement sablo-silteuse) situés au niveau du turbidimètre lors de la campagne, le signal de turbidité *via* l'ADV a été mesuré pour différentes concentrations de MES dans un volume d'eau défini (8 litres). Le sédiment présente une médiane granulométrique  $D_{50} = 26.8 \mu\text{m}$ . La concentration en MES n'est pas définie au départ et un ajout de sédiment jusqu'à saturation du signal du turbidimètre est réalisé. Cela permet d'utiliser un sédiment brut, non dénaturé par séchage (procédure qu'il aurait fallu réaliser pour fabriquer une gamme concentration connue en amont). Nous obtenons donc la concentration en MES post-manipulation par filtration d'un volume d'eau.

Les mesures ont été effectuées à l'obscurité (système de mesure opaque) et sous agitation constante pendant 2 minutes pour chacune des 6 concentrations testées. Un blanc (turbidité naturelle de l'eau du robinet) a été également mesuré.

Pour chaque concentration, un litre d'eau turbide a été filtré sous vide (*via* un filtre de 0.2 µm) et séché permettant d'obtenir la concentration de sédiment en suspension en mg.L<sup>-1</sup>. La valeur NTU de turbidité à la limite de saturation a également faite. Le constructeur annonçait une turbidité maximum de 75 NTU, nous obtenons 39 NTU à la concentration limite de saturation du signal du turbidimètre.

À partir de la gamme étalon, nous transformons le signal électrique de turbidité enregistré lors de la campagne en concentration en MES. Les données sont au préalable filtrées suivant la pression minimum en eau. L'équation de conversion du signal électrique de l'ADV (*count*) en concentration en MES est la suivante (équation 4) :

$$Turb_{conc-LSS} (\pm 1 \text{ mg. L}^{-1}) = Turb_{count-LSS}/781.65$$

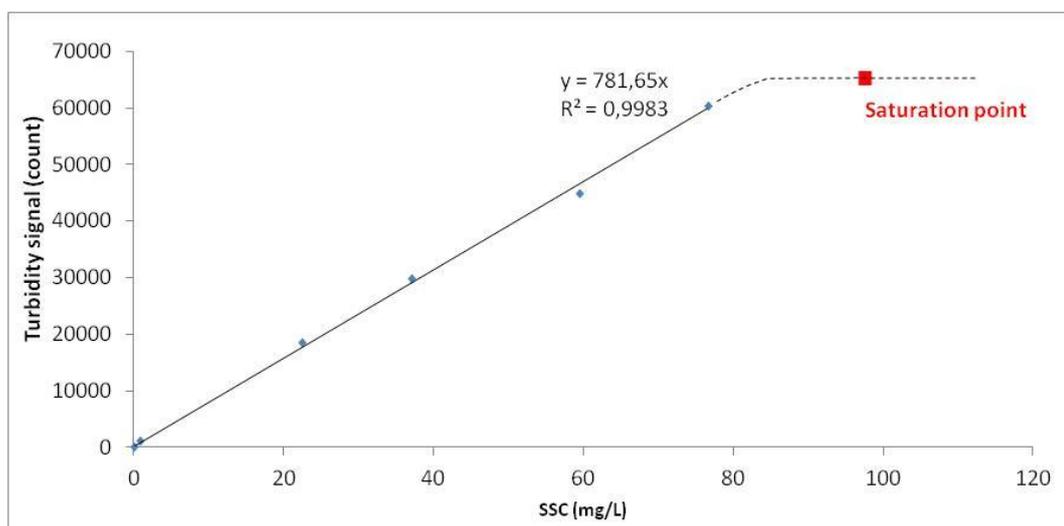


Figure 47. Courbe d'étalonnage de concentration en MES du turbidimètre Wetlabs LSS631 75 NTU par le signal électrique reçu par l'ADV (erreur sur la mesure 1.0 mg.L)

**Le Wetlabs ECO** étant tout le temps immergé, aucune filtration *via* la pression n'est nécessaire. Nous utilisons une formule de conversion de count (signal électrique) en NTU fourni par le constructeur. La relation entre signal électrique et valeur NTU est linéaire (équation 5) :

$$Turb_{NTU-ECO} (\mp 1 \text{ NTU}) = Turb_{count-ECO}/511.62$$

Dans la littérature, différentes formulations permettent d'estimer la concentration de matière en suspension. A la vue des biais associés à ces formulations empiriques, souvent établies pour un site spécifique et une granulométrie spécifique, nous préférons raisonner en terme de valeurs en NTU. La partie subtidale au large de la plage présente préférentiellement des sédiments mixtes (sableux fin lors du premier prélèvement et sablo-vaseux lors de la récupération du matériel) dont les comportements de remise en suspension diffèrent.

## **I.C. Sédimentologie**

La dimension sédimentologique dans l'étude de la morphodynamique des plages est un paramètre essentiel et souvent peu développée dans la littérature. Afin d'étudier la dynamique sédimentaire en zone subtidale et intertidale, différents moyens ont été mis en œuvre. Ainsi, des prélèvements surfaciques mensuels de sédiments sur les plages intertidales, des carottages sur le platier vaseux de Bétahon et des mesures de scissométrie ont été menés afin de croiser la dynamique sédimentaire, topographique et les forçages associés.

### **I.C.1. Matériel**

#### *I.C.1.a. Prélèvements manuels de surface*

Des prélèvements de surface/sub-surface des sédiments ont été réalisés afin de comprendre les dynamiques saisonnières (bisannuelles) et à court-terme des plages étudiées. Ces échantillonnages sont menés sur les zones intertidales non-cohésives (Figure 48A). Des prélèvements supplémentaires sont également effectués ponctuellement sur le platier vaseux de Bétahon.

#### *I.C.1.b. Carottier DEOM140*

Des carottages ont été réalisés, en complément des prélèvements, pour l'analyse des structures sédimentaires du platier vaseux de Bétahon.

Un carottier manuel artisanal DEOM140 est utilisé. Ce carottier est composé de 2 demi-sections cylindriques en acier inoxydable d'une longueur de 1.40 m (Figure 48B). Le diamètre total du carottier, armé, est de 0.1 m. Ce système robuste permet un déploiement rapide en zone sableuse ou vaseuse. La description et le sous-échantillonnage des couches sédimentaires sont réalisés directement sur site (Figure 48C).

La pénétration du carottier dans le sédiment va varier suivant le type de sédiment. En zone sablo-graveleuse, une pénétration maximum de 45 cm par rotation et enfoncement à la masse a été obtenue. En zone vaseuse ou sablo-vaseuse, des carottes allant jusque 1 mètre peuvent être effectuées. Pour chaque carottage réalisé, les longueurs totales d'enfoncement du carottier et de la carotte échantillonnée sont relevées. Ces mesures permettent de déterminer un taux de compaction de la carotte s'opérant lors de l'enfoncement dans le sédiment. Ce taux de compaction sera variable suivant la nature et les caractéristiques de sédiment ainsi que les caractéristiques du carottier. De manière générale la compaction est importante pour des vases et moindre pour des sédiments de type sableux.



Figure 48. A. Échantillonnage de sédiments non-cohésifs en surface et sub-surface de la zone intertidale de la plage de La Turballe. B. Carottier DEOM140 armé et en déploiement sur le platier vaseux de Bétahon. C. Carrotier DEOM140, post-carrotage, ouvert pour le sous-échantillonnage in-situ.

#### I.C.1.c. Scissomètre TELEMAT

L'objectif des essais de scissométrie est de déterminer les caractéristiques de résistance d'un sol en imposant une contrainte de cisaillement. La mesure du paramètre de cohésion non drainée a été réalisée *in-situ* (platier vaseux de Bétahon) à l'aide du scissomètre de terrain TELEMAT, prêté par le Laboratoire M2C de l'Université de Caen. [Furgerot \(2013\)](#) décrit le principe de fonctionnement de cet instrument.

Certaines limitations à cette mesure sont à exposer. Le scissomètre de terrain n'est utilisable que pour des vases pures ou légèrement sableuse. L'alternance de couche sableuse et vaseuse dans le platier de Bétahon amène à mesurer des valeurs de résistance au cisaillement hors des conditions d'utilisation du scissomètre (couches sableuses). Les valeurs hors gammes seront alors identifiées.

Cependant ces essais, réalisés le long de profil verticaux sur le platier vaseux de Bétahon, nous permettent d'appréhender l'évolution relative des contraintes de cisaillement. Ces mesures permettent notamment de remonter par des équations empiriques à des valeurs de contraintes critiques d'érosion -  $\tau_c$ .

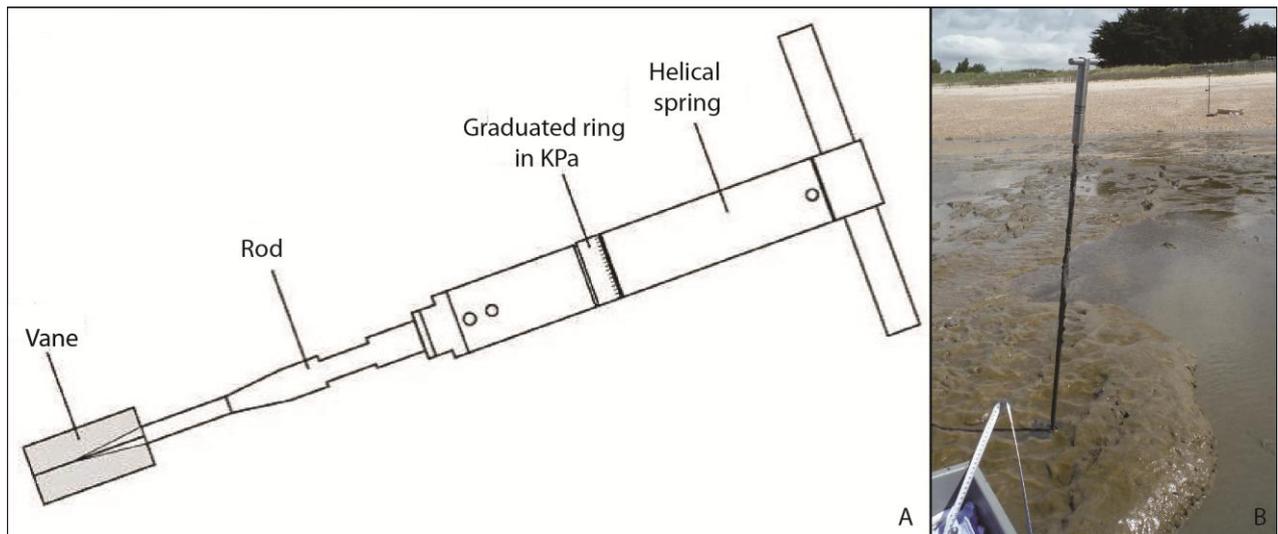


Figure 49. A. Description du scissomètre de terrain TELEMAR (modifié, d'après Furgerot, 2014). B. Mesure in-situ sur le platier vaseux de Bétahon du scissomètre de terrain.

### I.C.2. Traitement des échantillons de sédiments

Les sédiments peuvent être décrits sous de diverses manières : leurs formes, leurs répartitions granulométriques, leurs taux de carbonate de calcium (fraction coquillière), leurs teneurs en matière organique ou encore leurs teneurs en eau. Nous nous attacherons principalement dans ce travail à l'étude la distribution granulométrique du sédiment (cohésif et non-cohésif) afin d'obtenir les caractéristiques statistiques de celui-ci. Ce genre d'analyse a été largement utilisé par les sédimentologues pour classer un environnement sédimentaire ou en étudier la dynamique (Gao & Collins, 1992 ; Le Roux *et al.*, 2002 ; Poulos & Ballay, 2010). Il existe différentes méthodes permettant d'obtenir la distribution granulométrique (répartition en masse en fonction du diamètre des particules) tels que le tamisage par voie sèche (sédiment non-cohésif), par voie humide (sédiment cohésif), l'analyse par granulométrie laser (sédiments cohésifs de granulométrie inférieure à 1 mm et non cohésif), l'analyse digitale d'images ou encore la sédimentométrie et la centrifugation.

Deux méthodes ont été couplées suivant la nature du sédiment ou la quantité de matière disponible pour l'analyse. Pour des sédiments cohésifs (vaseux et vaso-sableux - carottages et prélèvements de surface du platier vaseux), l'analyse par granulométrie laser est choisie, tandis que pour les sédiments non-cohésifs de surface, un tamisage par voie sèche est privilégié.

#### I.C.2.a. Tamisage par voie sèche et granulométrie laser

Le tamisage consiste à mesurer le poids de sédiment retenu par les toiles de mailles de tamis calibrés (Norme AFNOR). Un échantillon de sédiment de masse connue, préalablement séché à l'étuve, est déposé sur une colonne de tamis soumise à des vibrations pendant une période de temps définie. Chaque tamis est superposé par taille de maille décroissante selon une progression mathématique. Ainsi, le poids de chaque classe granulométrique (refus de tamis) est connu par

pesée. Ces tailles de tamis ont été choisies en accord avec les limites de classification granulométrique d'[Udden-Wentworth \(1922\)](#) (Tableau 5).

Les échantillons de sédiments cohésifs et/ou non-cohésifs fins issus des carottages ont été analysés avec un granulomètre laser de type Beckman Coulter LS230 (laboratoire d'analyse du Shom). Le principe de la mesure de taille des particules est basé sur la diffraction de la lumière lorsqu'une particule est illuminée par un rayon laser. Les particules sont considérées sphériques et d'indices de diffractions égaux par taille. Cet appareil offre un large spectre d'analyse de la gamme des argiles à celle des sables (0.04  $\mu\text{m}$  à 2 mm). Avant la mesure, les échantillons (non décarbonatés) sont agités très fortement sans ultrasonification.

#### *1.C.2.b. Analyses statistiques*

Les pesées des refus de tamis issues de l'analyse par voie sèche sont exploitées sous le programme *Gradistat* ([Bloot & Pye, 2001](#)). Différentes approches et méthodes de calculs statistiques sont possibles dans ce programme : logarithmique (basée sur des distributions normales avec des valeurs de tailles de grains en mètre), arithmétique (log-normal avec des distributions de valeurs de tailles de grains en phi) et géométrique (basée sur le log-normal avec des valeurs de tailles de grains en mètre). Dans le cadre de ces travaux de recherche, la méthode des moments par approche arithmétique a été choisie. Cependant, il convient de noter qu'en sédimentologie, la méthode du moment géométrique est plus souvent privilégiée.

Différents paramètres de statistiques descriptives sont calculés. La médiane ( $D_{50}$ ), la moyenne ( $\bar{X}$ ), le classement ( $\sigma$ ), l'asymétrie ( $S_k$ ), le ou les modes ainsi que les percentiles 10% ( $D_{10}$ ) et 90 % ( $D_{90}$ ) sont les principaux paramètres utilisés. Les formulations mathématiques relatives à ces paramètres sont détaillées par [Bloot & Pye \(2001\)](#). La répartition des classes granulométriques des sédiments est décrite suivant la classification granulométrique d'[Udden-Wentworth \(1922\)](#) (Tableau 5).

Millimeters (mm)	Micrometers ( $\mu\text{m}$ )	Phi ( $\phi$ )	Wentworth size class
4096		-12.0	Boulder
256		-8.0	Cobble
64		-6.0	Pebble
4		-2.0	Granule
2.00		-1.0	Very coarse sand
1.00		0.0	Coarse sand
1/2	500	1.0	Medium sand
1/4	250	2.0	Fine sand
1/8	125	3.0	Very fine sand
1/16	63	4.0	Coarse silt
1/32	31	5.0	Medium silt
1/64	15.6	6.0	Fine silt
1/128	7.8	7.0	Very fine silt
1/256	3.9	8.0	Clay
0.00006	0.06	14.0	

Tableau 5. Classification granulométrique selon Udden-Wentworth (1922).

#### I.D. Base de données météorologique et hydrodynamique et analyse

L'étude de la dynamique morpho-sédimentaire intertidale et subtidale nécessite l'identification des forçages météo marins. Différentes bases de données nous sont mises à disposition par différents services. Celles-ci permettent d'obtenir une information continue sur certains forçages tels que les caractéristiques de la houle au large, les hauteurs d'eau prédites et observées, les débits d'eau des rivières ou encore les données météorologiques de diverses stations de Bretagne Sud.

##### I.D.1. **Données météorologiques Météo-France et de l'Institut d'Aménagement de la Vilaine (IAV)**

Les données météorologiques sont mises à disposition par Météo-France et l'Institut d'Aménagement de la Vilaine (IAV). Différents paramètres sont fournis pour les stations de Sarzeau et de Guérande (Figure 55). La vitesse ( $V_{wind}$ ) et la direction ( $Dir_{wind}$ ) du vent, la hauteur de précipitations (RR) et la durée d'insolation (INS) sont disponibles de manière horaire (mesure sur 10 minutes). Les mêmes composantes météorologiques (sauf durée d'insolation) sont disponibles au niveau du barrage, *via* l'IAV.

### I.D.2. Données de houle Candhis-CEREMA

Les données de houle au large utilisées dans ce travail sont extraites de la base de données nationale de mesures de houle *in-situ* CANDHIS<sup>2</sup>. Les mesures au Plateau du Four sont effectuées dans le cadre d'une collaboration entre le Grand Port Maritime de Nantes St- Nazaire, l'École Centrale de Nantes et le CEREMA (Figure 55). Différents paramètres intégrés sont fournis pour un pas de temps de 30 min. Les paramètres de vagues au large (*offshore*) utilisés sont les suivants : La hauteur significative spectrale (Hs), La période pic (Tp) et la direction associée (Dirp). Les équations mathématiques permettant d'obtenir ces paramètres sont disponibles dans [Demirbilek & Vincent \(2002\)](#).

### I.D.3. Données de niveaux d'eau REFMAR/ SHOM

Deux types de données des niveaux d'eau sont utilisés dans le cadre de ce travail : les niveaux d'eau théoriques (prédits) et les niveaux d'eau réels (observés). Les prédictions des hauteurs d'eau de marées sont calculées suivant la méthode des harmoniques et fournies par le Shom. L'observation des niveaux d'eau en baie de Vilaine et Quiberon est effectuée par le marégraphe du port du Crouesty. Les données du Port du Crouesty sont la propriété du Shom, de Météo-France et du Syndicat Mixte des Ports et Bases Nautiques du Morbihan : elles sont mises à disposition sur le site des Réseaux de référence des observations marégraphiques<sup>3</sup> (Figure 55).

### I.D.4. Données topo-bathymétriques et sédimentologiques

Le Shom collecte les données bathymétriques et sédimentologiques disponibles depuis 1818 sur la zone côtière et le plateau continental français. Dans le cadre du partenariat de recherche SHOM/GMGL-GO, toutes les données bathymétriques et sédimentologiques, ainsi que les cartes marines anciennes et actuelles, issues des bases de données du Shom<sup>4</sup>, sont fournies sur la zone d'étude. Des données sédimentaires issues de la base donnée de l'équipe Géosciences Marines et Géomorphologie du Littoral (GMGL-GO) sont également disponibles. Des données complémentaires topographiques sont fournis gratuitement par l'IGN<sup>5</sup> (produits Histolitt©, BDAlti25m), l'IFREMER<sup>6</sup> (LIDAR Le Croisic - 2006), la Direction départementale des Territoires et de la Mer du Morbihan (Litto3D partie terrestre), l'IAV<sup>7</sup> (données bathymétriques de l'estuaire de la Vilaine). A une résolution plus grande, la bathymétrie de l'Atlantique Nord est obtenue *via* le réseau EMODnet<sup>8</sup>. Toutes ces

---

<sup>2</sup> <http://candhis.cetmef.developpement-durable.gouv.fr/>

<sup>3</sup> <http://refmar.shom.fr>

<sup>4</sup> <http://data.shom.fr/>

<sup>5</sup> <http://professionnels.ign.fr/>

<sup>6</sup> <http://wwz.ifremer.fr/>

<sup>7</sup> <http://www.eptb-vilaine.fr/>

<sup>8</sup> <http://www.emodnet.eu/>

données serviront à la création de MNT régionaux (terre-mer) ou plus locaux. Les données sont référencées selon les mêmes normes géodésiques et d'altitudes définies précédemment (Lambert 93 et NGF-IGN69).

### I.D.5. Traitement des données météo-marines

#### ✓ Données de vent

Les données de vent sont fournies en termes de vitesses et directions de provenance. Nous décomposons le vent en vitesses Nord/Sud (positive Nord) et Est/Ouest (positive Est) selon l'équation suivante (équation 6) :

$$V_{NS} = -\cos\left(\frac{\text{Dir}_{\text{wind}} * \pi}{180}\right) * V_{\text{wind}}$$

$$V_{EO} = -\sin\left(\frac{\text{Dir}_{\text{wind}} * \pi}{180}\right) * V_{\text{wind}}$$

avec  $V_{NS}$  le vecteur vitesse Nord/Sud,  $V_{EO}$  le vecteur vitesse Nord,  $\text{Dir}_{\text{wind}}$  la direction du vent (norme océanographique),  $V_{\text{wind}}$  le vitesse du vent.

Une rotation dans un référentiel local *longshore* et *cross-shore* est ensuite effectuée pour chaque plage (Equation 1, Figure 46).

Les données de météorologie sont présentées suivant un pas de temps horaire

#### ✓ Données de houle au large

Les données de houle au large au Plateau-du-Four sont interpolées selon un pas de temps demi-horaire. Pour les données manquantes (problème de bouée au large, maintenance...), les données de la bouée de Belle-Ile sont utilisées auxquelles nous appliquons un facteur de pondération. Ce facteur de pondération ( $H_{s_{\text{plateau-du-four}}} = 0.65 * H_{s_{\text{belle-ile}}}$ ) est défini sur les périodes d'enregistrement communes aux deux bouées ( $R^2 = 0.96$ ).

La puissance des vagues est également calculée suivant la formulation de [Hardisty \(1990\)](#) précédemment défini dans ce chapitre (équation 1). La formulation de la longueur d'onde diffère cependant  $L = 1.561 * T_m^2$ , car nous sommes en eau profonde ( $z = -30$  m).



## II. MISES EN PLACE DES SUIVIS HYDRO-MORPHO-SEDIMENTAIRES

Cette deuxième partie de ce chapitre détaille les protocoles de mesures et d'échantillonnages mis en œuvre dans le but d'identifier les processus hydrodynamiques et de comprendre la dynamique des quatre plages de la baie de Vilaine à l'échelle court-terme (hebdomadaire) et moyen terme (suivi mensuel sur deux années)

### II.A. Echelle court-terme

Différentes missions de suivis hydrodynamiques, topographiques et sédimentologiques ont été réalisées dans le but d'étudier la dynamique à court-terme de la plage sablo-vaseuse de Bétahon (octobre/novembre 2013, mars et juin 2014) et de la plage sableuse de La Turballe (novembre 2014). Des prélèvements de sédiments ont également été effectués lors des missions de l'année 2014. L'objectif de ces campagnes est d'identifier les forçages impactant la dynamique topo-sédimentaire à court-terme des plages, tels que les courants, la houle ou encore les caractéristiques des sédiments. Ces campagnes à court-terme serviront ensuite à une meilleure compréhension de la dynamique saisonnière.

#### II.A.1. **Campagnes de mesures sur la plage sablo-vaseuse de Bétahon (mars et juin 2014)**

Deux campagnes de suivi de la morpho-dynamique à haute résolution ont été menées sur la plage de Bétahon. Ces missions se sont déroulées du 28 au 06 mars 2014 et du 10 au 19 juin 2014. Elles ont couplé des mesures hydrodynamiques (niveaux d'eau, vagues, courant au fond et le long de la colonne d'eau), des suivis topographiques avec une station totale Leica TS20 de trois profils *cross-shore* (P1, P3, P6) et des prélèvements de sédiments ou carottages. L'objectif de ces deux missions était de comprendre la dynamique des sédiments cohésifs et non-cohésifs en conditions agitées (mars 2014) et de temps calme (juin 2014).

##### II.A.1.a. *Campagne de mars 2014*

Lors de la mission de mars 2014, un suivi topographique avec le tachéomètre TS02 a été réalisé au moment des marées basses diurnes le long d'un profil *cross-shore* (P3). Différents instruments de mesures hydrodynamiques ont été déployés sur les parties centrales et latérales de la plage (Figure 50 et Figure 51). Deux courantomètres ADV Vector ont été respectivement mis en place sur le platier au-dessus d'un *ridge* au niveau du profil P3 et au-dessus d'une surface plane sur la section P1 (*ridges* non-apparent). Ces instruments ont permis de mesurer les courants de fond, à 15 cm au-dessus du sédiment. Le profileur de courant houlographe ADCP 1200KHz a été positionné entre la rupture de pente et la bordure interne du platier vaseux en section centrale, la taille des cellules a été réduite au maximum (20 cm) pour mesurer les courants au plus près du fond. Trois capteurs de pression, type NKE-SP2T10, ont été déployés au milieu de section réfléchive des profils. Un capteur de pression supplémentaire a été positionné sur la portion dissipative du profil 6, moins vaseux (Figure 50). Les configurations et les coordonnées géographiques des instruments sont présentées dans le Tableau 6.

Tableau 6. Tableau de synthèse des caractéristiques des instruments déployés lors de la mission de mars 2014 sur la plage de Bétahon

CAMPAGNE MARS 2014							
Sections plage	Nom	Type	Cadence mesures/caractéristiques des cellules de mesures	Position cross-shore	Lat(L93)	Long(L93)	z (IGN69)
Profil 1	I2-P1	NKE-SP2	Continue@2Hz	Intertidal reflectif	6728457,4	285352,14	1,85
	ADV-P1/I1-P1	ADV Vector 6MHz	9min@2Hz/10min Cell elevation=0,20m	Platier vaseux	6728297,29	285281,561	-0,88
Profil 3	I2-P3	NKE-SP2	Continue@2Hz	Intertidal reflectif	6728195,66	285866,14	1,06
	ADCP	ADCP WorkHorse sentinel 1200 kHz	Vagues= burst 5min/20min Cell size=0,2	Limite vase/sable	6728174,39	285853,433	-0,7
			Courants = 1 valeur moyenne/10min Cell size=0,2m				
ADV-P3/I1-P3	ADV Vector 6MHz	9min@2Hz/10min Cell elevation=0,20m	Platier vaseux	6728127,87	285827,015	-0,85	
Profil 6	I2-P6	NKE-SP2	Continue@2Hz	Intertidal reflectif	6727697,69	286302,915	1,35
	I2-P1	NKE-SP2	Continue@2Hz	Platier sablo-vaseux	6727664,17	286234,01	0,02



Figure 50. Localisation des différents instruments de mesures hydrodynamiques, des profils topographiques suivis et prélèvements sédimentaires réalisés lors de la campagne de mars et juin 2014 sur la plage de Bétahon

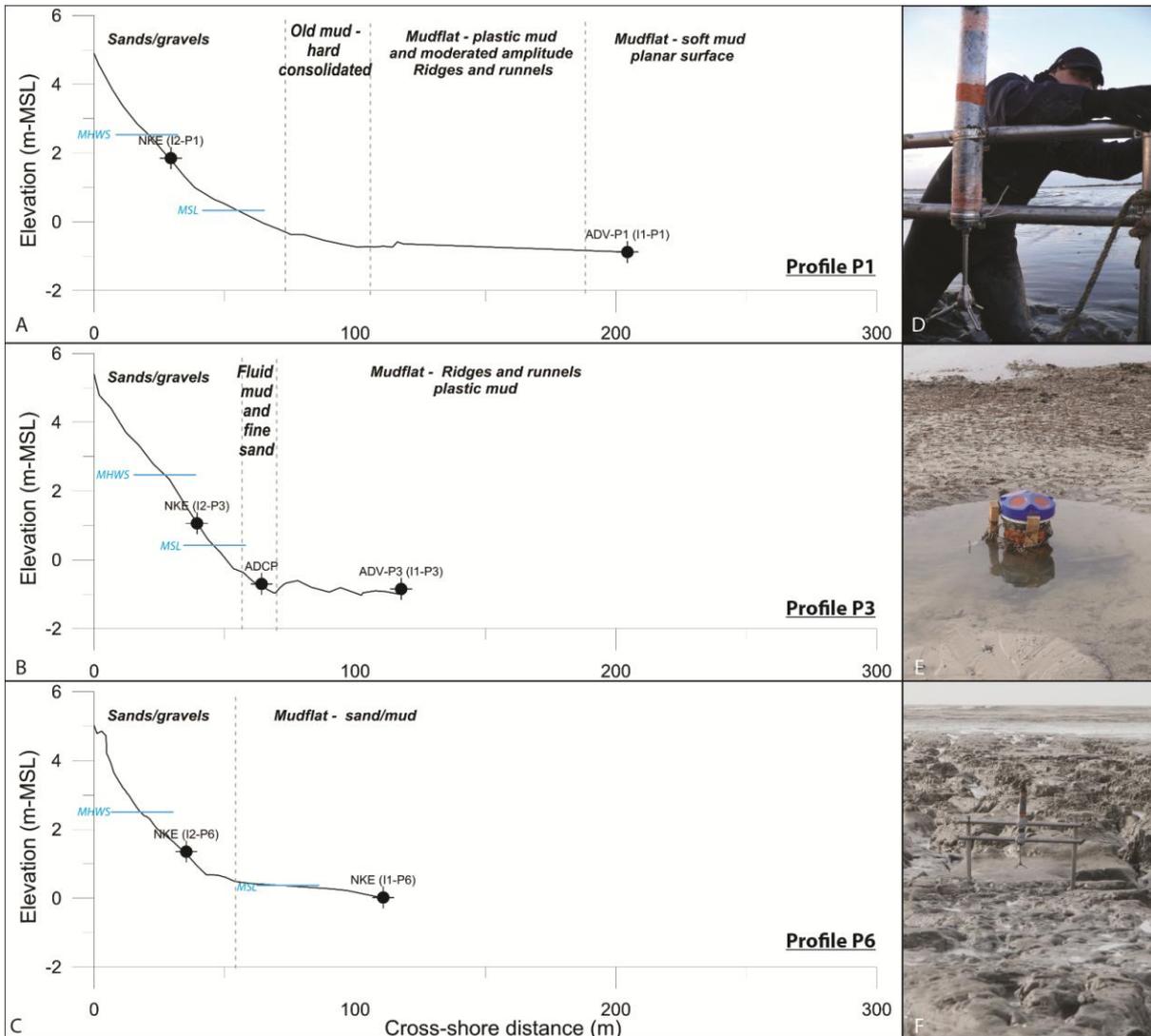


Figure 51. Localisation des instruments de mesures sur les profils topographiques suivis lors de la campagne de mesures du 28 février au 05 mars 2014 sur la plage de Bétahon. A. Profil P1. B. Profil P3. C. Profil P6. D. Positionnement de l'ADV Vector sur la section dissipative vaseuse du profil P1. E. ADCP 1200 KHz positionné entre la rupture de pente et la bordure interne du platier vaseux sur le profil P3. F. ADV positionné sur le *ridge* du platier vaseux du profil P3.

### II.A.1.b. Campagne de juin 2014

La mission de juin 2014 a fait l'objet d'un déploiement plus important de matériel. Les mêmes profils topographiques ont été suivis que lors de la mission de mars (P1, P3 et P6), par le tachéomètre TS02. Un suivi sédimentaire journalier de surface et sub-surface (dizaine de cm) a été réalisé en quatre points au niveau des sections réfléchives des trois profils (Figure 50). Pour mesurer les courants au fond (15 - 20 cm au-dessus du sédiment), deux ADV Vector ont été déployés respectivement au-dessus d'un *ridge* du platier au centre de la plage et au niveau d'une surface plane du platier vaseux à l'Ouest (P6) (Figure 52). L'ADCP a été positionné au même endroit qu'en mars 2014, entre la rupture de pente et le flanc du platier vaseux (Figure 50, Figure 52). L'instrumentation supplémentaire a concerné la mise en place d'un mouillage comportant un capteur de pression OSSI-003C et d'un profileur de courant (AQPro 1MHz) en bordure externe du platier vaseux (Figure 50).

L'objectif était, ici, d'étudier la dynamique des courants entre la limite externe du platier et la rupture de pente de la plage. Trois autres capteurs de pressions OSSI ont été positionnés entre la limite externe et le début du platier vaseux le long du profil P3 afin de comprendre l'évolution *cross-shore* des caractéristiques et de la puissance des vagues (Figure 52). Sur les sections latérales, un OSSI a été positionné sur la bordure interne du platier vaseux. Les configurations de mesures et les coordonnées géographiques des instruments sont présentées dans le Tableau 7.

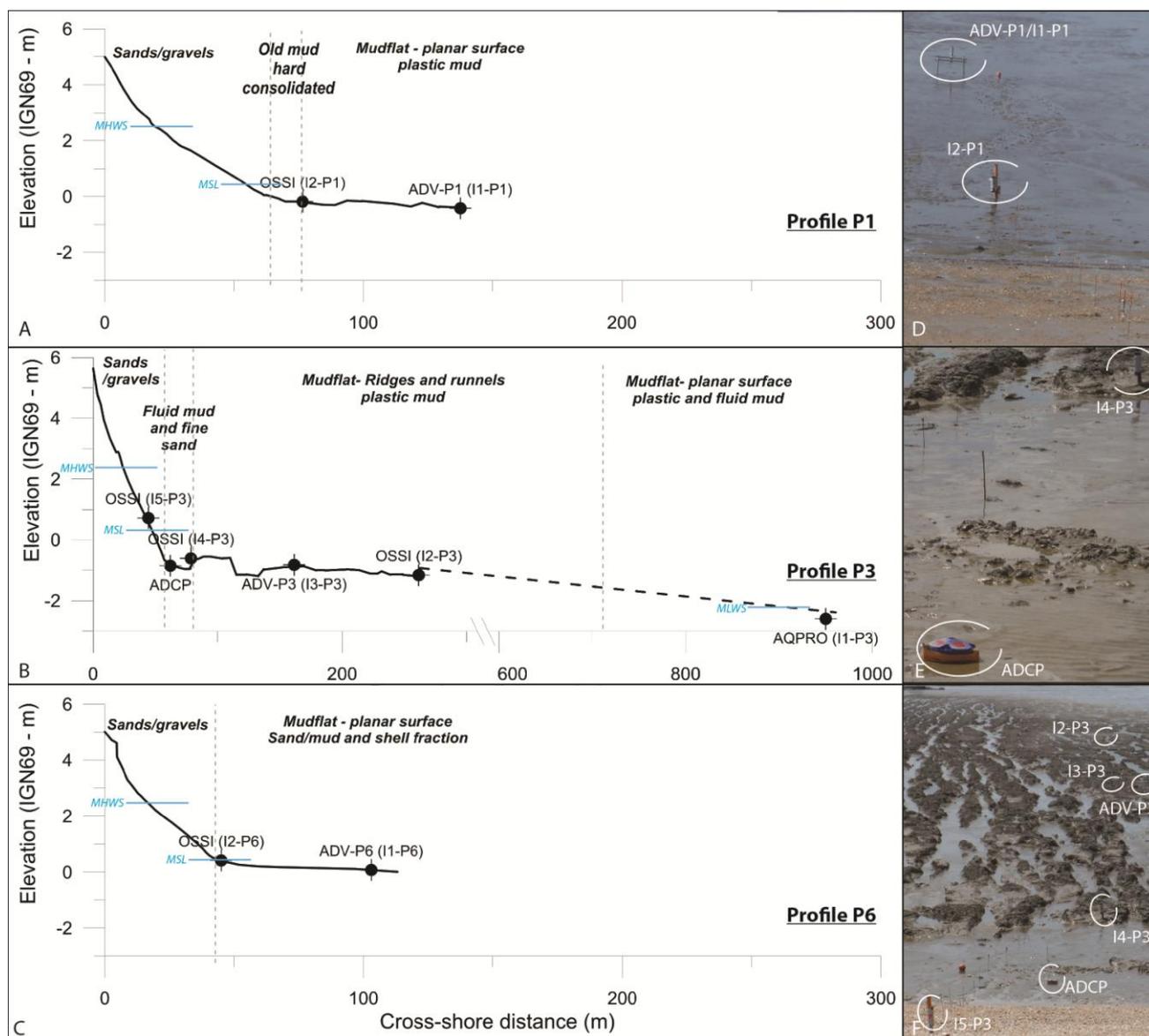


Figure 52. Localisation des instruments de mesures sur les profils topographiques suivis lors de la campagne du 12 au 18 juin 2014 sur la plage de Bétahon. A. Profil P1. B. Profil P3. C. Profil P6. D. Positionnement de l'ADV Vector et du capteur de pression OSSI-003C sur la section dissipative vaseuse du profil P1 ; les systèmes de mesures de la profondeur de remaniement sont observés sur le bas de section réfléchive et en début de section dissipative. E. ADCP 1200 KHz positionné entre la rupture de pente et la bordure interne du platier vaseux et de l'OSSI-003C sur la bordure interne du platier au niveau du profil P3. F. photographie des différents instruments de mesures hydrodynamiques le long du profil P3.

CAMPAGNE JUIN 2014							
Sections plage	Nom	Type	Cadence mesures/caractéristiques des cellules de mesures	Position cross-shore	Lat(L93)	Long(L93)	z (IGN69)
Profil 1	I2-P1	OSSI-003C	Continue@2Hz	Limite vase/sable	6728419,71	285316,86	-0,18
	ADV-P1/I1-P1	ADV Vector 6MHz	4min@2Hz / 10min, Cell elevation=0,20m	Platier vaseux	6728365,09	285289,63	-0,42
Profil 3	I5-P3	OSSI-003C	Continue@2Hz	intertidal reflectif	6728194,20	285856,53	0,72
	ADCP	ADCP WorkHorse sentinel 1200 kHz	Vagues=burst 5min/10min Cell size=0,2m, 1st cell=0,55m Courants=1 valeur moyenne/10min Cell size=0,2m, 1st cell=0,55m	Limite vase/sable	6728179,77	285846,09	-0,85
	I4-P3	OSSI-003C	Continue@2Hz	Début ridge platier vaseux	6728166,52	285836,32	-0,60
	I3-P3	OSSI-003C	Continue@2Hz	Platier vaseux	6728096,79	285794,00	-0,84
	ADV-P3	ADV Vector 6MHz + turbidimètre Wetlab LSS-631 75	4min@2Hz / 10min Cell elevation=0,20m	Platier vaseux	6728097,20	285792,60	-0,82
	I2-P3	OSSI-003C	Continue@2Hz	Platier vaseux	6728010,40	285742,74	-1,16
Profil 6	I2-P6	OSSI-003C	Continue@6Hz	Limite vase/sable	6727675,84	286291,90	0,42
	ADV-P6/I1-P6	ADV Vector 6MHz	4min@2Hz/10min cell elevation=0,95m	Platier vaseux	6727661,87	286226,99	0,08
Large	AQPro	AQuaDopp Profiler 1MHz	Vagues=burst 4,26min/10min Cell size=1,0m, 1st cell=1,56m Courants=burst 2 min/10min Cell size=0,5m, 1st cell=1,56m	Bordure externe Platier vaseux	6727696,00	285374,00	-2,6
	I5-P3	OSSI-003C	Continue@2Hz				Bordure externe Platier vaseux

Tableau 7. Tableau de synthèse des caractéristiques des instruments déployés lors de la mission de juin 2014 sur la plage de Bétahon.

### II.A.2. Campagne de mesures sur la plage sableuse de La Turballe (novembre 2014)

Une campagne de suivi morpho-dynamique haute résolution a été menée sur la plage de La Turballe du 06 au 12 novembre 2014. L'objectif de cette mission était de comprendre la dynamique morpho-sédimentaire de cette plage sous conditions d'agitation forte et modérée, le but final étant de comparer les dynamiques de cette plage et de celle de Bétahon. Des approches bidimensionnelle (profils *cross-shore*) et tridimensionnelle (Modèle Numérique de Terrain) ont été couplées. L'approche 3D est notamment nécessaire à la compréhension des dynamiques des formes en croissants, présentes sur une large partie de la plage.

L'approche en deux dimensions concerne le suivi de trois profils *cross-shore* (P2, P4, P6) avec le tachéomètre TS02 (

Figure 53). Un échantillonnage de sédiments est réalisé sur chaque profil *cross-shore* (quatre échantillons par profils). La mesure de profondeur de remaniement est également réalisée le long du profil P4. La variabilité topographique importante du site entre chaque levé (altitude variant de 60 cm par section du profil) a compromis parfois la mesure de DOD par la perte des systèmes. Afin d'étudier les variations tridimensionnelles des croissants de plage, des Modèles Numériques de Terrain ont été réalisés quotidiennement par mesures au DGPS à marée basse diurne en section centrale de la plage (Figure 54). Pour chaque MNT, cinq profils *cross-shore* et cinq profils *longshore* ont été levés, couvrant au total une surface d'environ 6400 m<sup>2</sup> (80 m \* 80 m). Une caméra vidéo a été également mise en place lors de la marée montante diurne du 05 novembre 2014 couvrant la zone géographique du MNT. L'objectif était ici de mesurer l'altitude maximum atteinte par le jet de rive (*swash*) et les variations de l'étendue de la zone de déferlement (Figure 54).

Concernant les mesures d'hydrodynamiques, un ADV Vector et un profileur de courant ADCP 1200KHz ont été positionnés en zone intertidale à proximité de la rupture de pente respectivement au niveau des profils P2 et P4 et en bas de section dissipative pour le profil P6 (Figure 54). En raison des conditions météo-marines lors de la mission, nous n'avons pas de mesures continues pour l'ensemble des capteurs en zone intertidale. Les capteurs OSSI positionnés sur des pieux en bois en milieu de profil réfléchissant (P2 et P4) ont été déterrés par le déplacement sédimentaire important engendré par les conditions de forte énergie du 07 novembre (Figure 54). En zone subtidale, un courantomètre AQPro 1MHz (-6.75 m IGN69) et des capteurs de pressions OSSI-003C (-6.75 m et -4.3 m IGN69) ont été déployés du 01 au 17 novembre 2014. Les positions et les configurations d'acquisition des instruments sont présentées dans le Tableau 8.

CAMPAGNE NOVEMBRE 2014							
Sections plage	Nom	Type	Cadence mesures/caractéristiques des cellules de mesures	Position cross-shore	Lat(L93)	Long(L93)	z (IGN69)
Profil 2	I2-P6	OSSI-003C	Continue@2Hz	Milieu partie reflective	6707656,33	284545,91	1,01
	ADV-P2/I1-P6	ADV Vector 6MHz	6min@2Hz/10min cell elevation=0,15m	Bas partie reflective	6707653,68	284531,29	-0,93
Profil 4	I3-P3	OSSI-003C	Continue@2Hz	Milieu partie reflective	6706441,49	284662,86	1,53
	ADCP	ADCP WorkHorse sentinel 1200 kHz	Vagues=burst 5min/10min Cell size=0,2m, 1st cell=0,55m Courants=1 valeur moyenne/10min Cell size=0,2m, 1st cell=0,55m	Bas partie reflective	6706440,47	284654,34	0,55
	I2-P3	OSSI-003C	Continue@2Hz	Profil 4 - La Turballe (subtidal proche)	6706431	284449	-4,3
	AQPro	AQuaDopp Profiler 1MHz + turbidimètre Wetlab 125NTU	Vagues=burst 4,26min/10min cell size=1,0m, 1st cell=2,05m Courants=burst 2 min/10min Cell size=1,0m, 1st cell=2,05m	Au Large profil 4 - La Turballe	6706322	284086	-6,75
	I1-P3	OSSI-003C	Continue@2Hz	Profil 4 - La Turballe (subtidal proche)			
Profil 6	I2-P6	OSSI-003C	Continue@2Hz	Face à la digue milieu de plage dissipatif	6704547,73	284355,23	0,32
	ADV-P6/I1-P6	ADV Vector 6MHz	6min@2Hz/10min cell elevation=0,20m	Bas de plage (dissipatif sur ce profil)	6704754,31	284337,92	-0,51

Tableau 8. Tableau de synthèse des caractéristiques des instruments déployés lors de la mission de novembre 2014 sur la plage de La Turballe.

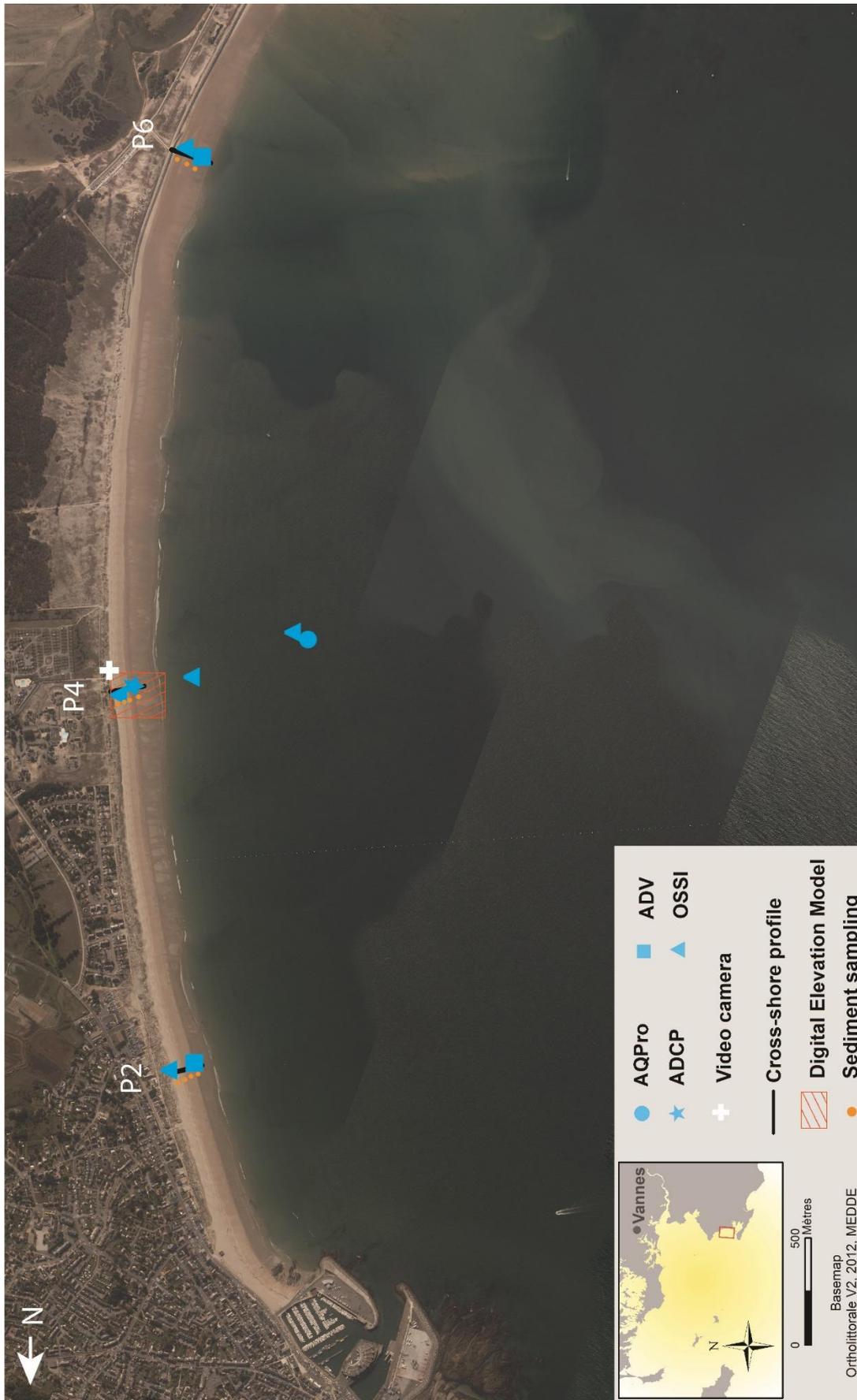


Figure 53. Localisation des différents instruments de mesures hydrodynamiques, des profils topographiques suivis et des prélèvements sédimentaires réalisés lors de la campagne de Novembre 2014 sur la plage de La Turballe.

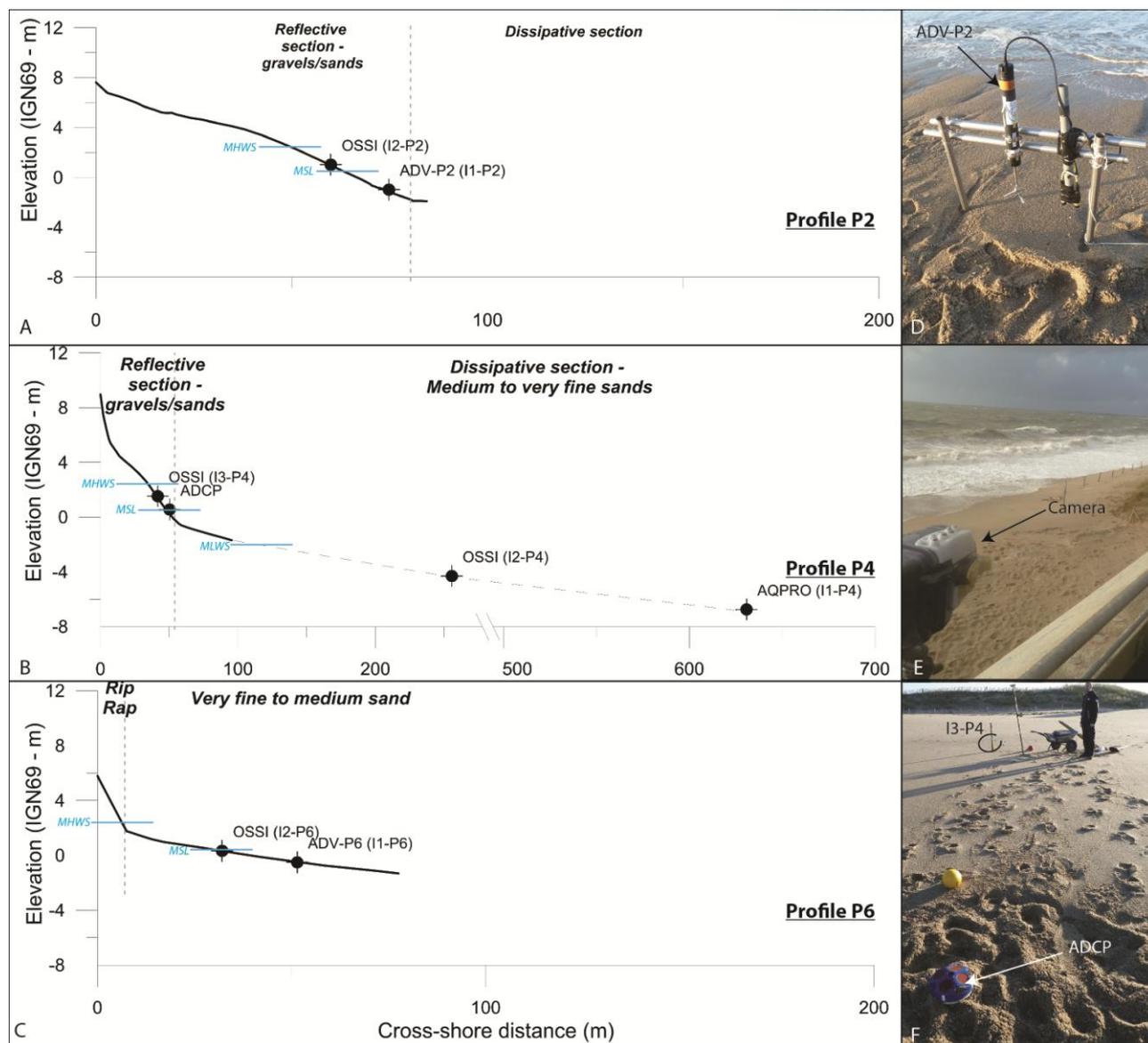


Figure 54. Localisation des instruments de mesures sur les profils topographiques suivis lors de la campagne de mesures du 06 au 12 novembre 2014 sur la plage de La Turballe. A. Profil P2. B. Profil P4. C. Profil P6. D. Positionnement de l'ADV Vector en bas de section réfective du profil P2. E. Caméra vidéo positionné pour le suivi de la section centrale la plage (P4). F. ADCP 1200 KHz positionné en bas et capteur OSSI-003C en milieu de section réfective du profil P4.

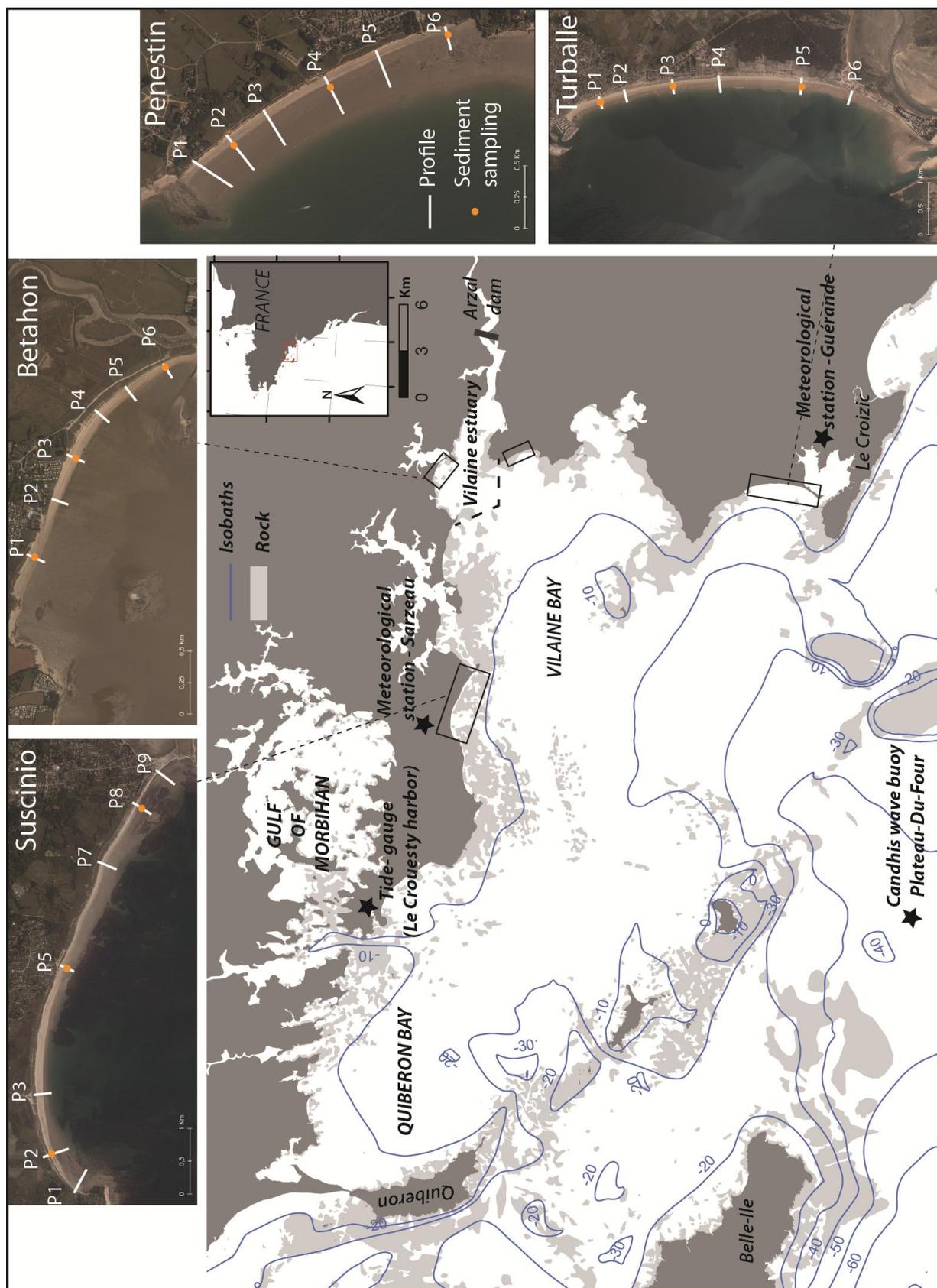
## II.B. Echelle saisonnière

Afin d'étudier la variabilité saisonnière bisannuelle d'une plage, un protocole de mesures mensuelles a été établi sur quatre sites d'étude. Un suivi topographique le long de profils transversaux (*cross-shore*) de plages, couplé à des prélèvements sédimentaires, a été mené sur les plages de La Turballe, Pénestin, Bétahon et Suscinio. Un suivi spécifique de la plage de Bétahon, présentant une morphologie sablo-vaseuse et des figures topo-sédimentaire complexe en *ridges* et *runnels*, a été réalisé par analyse photogrammétrique à partir de prises de vue aérienne par cerf-volant. Cette technique permettant la reconstitution topographique est mise en œuvre dans le cadre du partenariat de recherche avec le Service Hydrographique de la Marine (Shom). En complément, à Bétahon, des mesures spécifiques de cohésion de la vase, associées à des carottages, ont été

menées. L'analyse des données météo-marines (vagues au large et les conditions météorologiques en différentes stations de Sud-Bretagne) est essentielle dans la compréhension de la dynamique saisonnière des sites.

### **II.B.1. Suivis mensuels topo-sédimentaire sur les plages de Bétahon, La Turballe, Suscinio et Pénestin**

Les quatre plages (La Turballe, Penestin, Bétahon et Suscinio) ont été suivies de décembre 2013 à mai 2015. Six ou sept profils topographiques ont été répartis sur chaque plage et suivis mensuellement par DGPS (Figure 55). Ces profils sont considérés représentatifs de la dynamique générale de la section intertidale. Ces suivis topographiques ont été couplés mensuellement à des prélèvements sédimentaires de surface le long de trois profils. Les positions des prélèvements sédimentaires sont présentées dans le chapitre 4 portant sur les résultats des suivis mensuels de plage. Trois ou quatre échantillons, identifiés de S0 ou S1 pour le prélèvement le plus bas à S3 pour l'échantillon du haut de plage, couvrent les sections réfléchives et/ou dissipatives des plages. Pour la plage de Bétahon, seule la section réfléchive non-cohésive est suivie mensuellement par tamisage sur voie sèche. La variabilité sédimentaire du platier vaseux est suivie ponctuellement grâce à l'analyse par granulométrie laser. Le Tableau 11 recense les prélèvements et les suivis topographiques sur les 18 mois pour les différents sites d'étude.



## II.B.2. Campagnes de prise de vues aériennes réalisées par cerf-volant (système KAP-SHOM)

Au total, sept campagnes de levés d'images aériennes par cerf-volant ont été menées entre 2014 et 2016 (Tableau 9). Sur la plage de Bétahon, cinq suivis ont été effectués pour étudier la dynamique du platier vaseux et des systèmes de *ridges* et *runnels*. La partie orientale de la plage de Suscinio (zone d'expérimentation Algobox© à Penvins) a également été survolée en janvier 2016. Les levés antécédents à janvier 2015 ont uniquement fait l'objet d'une ortho-photographie sans reconstruction topographique par photogrammétrie.

Les campagnes de mesures ont toutes été réalisées à la marée basse de jour, de préférence lors des marées de vives eaux afin de couvrir le maximum de distance *cross-shore* depuis la base de la section intertidale à la partie supra-tidale de la plage. Les points de contrôle au sol (GCPs) ont été régulièrement répartis sur la zone de suivi. Des ortho-photographies géo-référencées de différentes sections des plages de Bétahon et de Suscinio ont été réalisées. Sur le site de Bétahon, la reconstruction topographique (MNT) par photogrammétrie est restreinte à des zones d'environ 250m x 100m (*longshore* x *cross-shore*) correspondantes à l'emprise des GCPs. Un modèle numérique de terrain de 700m x 150m a été réalisé sur le site de Suscinio. Les analyses par classifications supervisées ont été effectuées uniquement sur le platier vaseux de Bétahon pour mettre en évidence les structures morpho-sédimentaires. La zone d'analyse est alors limitée à 110m *longshore* sur 45m *cross-shore*. Des éléments méthodologiques complémentaires sont détaillés dans l'article portant sur la dynamique saisonnière du platier vaseux de Bétahon, en chapitre 5.

Site d'étude	Date	Zone de plage	Surface levée (m <sup>2</sup> )	Nombre GCPs	Nombre d'images	Altitude moyenne de vol (m)	Resolution ortho-photo (m/pix)	Conditions météorologiques	Coefficient de marée	Cerf-volant
SUSCINIO	13-janv.-16	Partie Est (Penvins-Algobox)	49502,2	25	190	75,3	0,015	Vent : 10-20 km/h S-SO	95	Dopéro
								Luminosité : moyenne (ciel gris)		
BETAHON	12-juin-14	Partie centrale (profil 3) + perche sur secteur latéraux	107000	4	246	81	0,021	Vent : 10-15 km/h NE Luminosité : bonne (soleil)	89	Dopéro
	16-sept.-14	Partie centrale (profil 3)	20600	11	118	53,4	0,012	Vent : 15-30km/h NE Luminosité : très bonne (soleil)	44	Rokakku
	22-janv.-15	Partie centrale (profil 3)	34600	15	196	66,2	0,016	Vent : 10-15 km/h NE Luminosité : moyenne/basse (ciel gris)	109	Dopéro
	22-avr.-15	Partie centrale (profil 3) + suivi vagues	36010,5	17	125	78,6	0,017	Vent : 10-20 km/h NE Luminosité : bonne (soleil et nuage)	94	Rokakku
	1-oct.-15	Partie centrale (profil 3)	31205,7	28	244	50,2	0,012	Vent : 15-25 km/h NE Luminosité : très bonne (soleil)	108	Rokakku
	25-févr.-16	Partie centrale (profil 3)	27300	8	150	49,7	0,012	Vent : 10-25 Km/h N-NE Luminosité : bonne (partiellement nuageux)	83	Rokakku

Tableau 9. Récapitulatif des campagnes de suivi par cerf-volant (KAP-SHOM) sur les plages de Suscinio et de Bétahon entre juin 2014 et février 2016.

### II.B.3. Campagnes de carottages et d'essai de scissométrie sur le platier vaseux de Bétahon - juin 2015

Trois campagnes de mesures de cohésion non drainée du platier vaseux de Bétahon ont été réalisées en juin 2015. Les dénominations et les coordonnées géographiques de chaque profil vertical de mesure au scissomètre ainsi que les carottages associés sont détaillées dans le Tableau 10. Différents profils ont été réalisés en deux points sur un *ridge* et un *runnel* pour les campagnes du 01 et 16 juin 2016. Quatre profils verticaux ont été réalisés sur la section vaseuse (*ridge*) du profil *cross-shore* P3 pendant la campagne du 18 juin 2014 (Figure 56). Sur l'ensemble des campagnes, trois carottages associés à des profils scissométriques ont été effectués (Tableau 10).

Nom - campagne	Nom - profil scissomètre	Nom - Carotte/transect	Latitude(L93)	Longitude (L93)	Altitude (m-NGF)
BET-SCISS-1606215	PS1a-1606-Ridge	P3CS-rid-BET-16062015	6728161,00	285830,71	-0,71
	PS1b-1606-Ridge	-	6728161,64	285831,05	-0,73
	PS2a-1606-Runnels	-	6728159,74	285831,65	-0,88
	PS2b-1606-Runnels	-	6728159,34	285831,79	-0,84
BET-SCISS-1806215	PS1a - 1806	CP1-BET-18062015	6728173,10	285840,49	-0,83
	PS1b - 1806				
	PS2a- 1806	-	6728168,13	285838,30	-0,78
	PS2b- 1806				
	PS3a- 1806	CP3-BET-18062015	6728160,98	285835,04	-0,78
	PS3b- 1806				
	PS4a - 1806	-	6728155,70	285833,38	-0,80
PS4b - 1806					

Tableau 10. Récapitulatif et description des campagnes d'essais de scissométrie sur le platier vaseux de Bétahon. Les noms des carottages sédimentaires, associés aux mesures, sont également présentés.

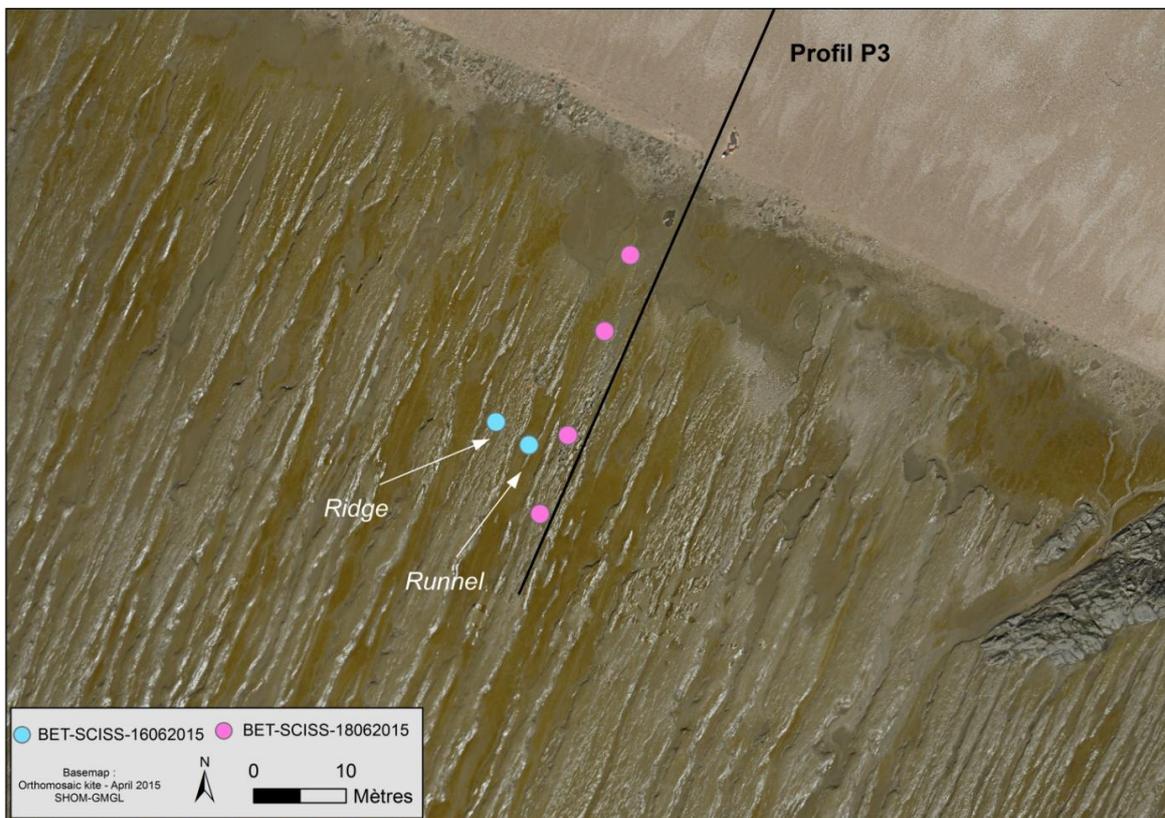


Figure 56. Localisation des profils scissométriques réalisés le 16 et le 18 juin 2015

## **II.C. Récapitulatif des données disponibles et des campagnes effectuées dans le cadre de ces travaux de recherche**

L'ensemble des données acquises sur les quatre sites d'étude de la baie de Vilaine dans le cadre de ces travaux de recherche entre décembre 2013 et février 2016 est récapitulé dans le Tableau 11. Sont incluses, les informations météo-marines issues des différentes bases de données, les suivis mensuels (bisannuels) de profils topographiques *cross-shore* et les prélèvements sédimentaires non-cohésif de surface, les campagnes de prises de vues aériennes par cerf-volant, les essais de scissométrie sur le platier vaseux de Bétahon et, pour finir, les campagnes de suivi morphodynamique haute résolution (court-terme) sur la plage de Bétahon et de La Turballe. Les événements de tempêtes ( $H_s \geq 4.02$  m) sont également identifiés dans ce tableau chronologique au cours de cette période de mesures de terrain.

Au total, pour le suivi saisonnier des quatre plages, 420 profils *cross-shore* ont été réalisés et environ 570 prélèvements sédimentaires de surface, 5 campagnes de prises de vues aériennes par cerf-volant, 12 profils verticaux de mesures au scissomètre et 3 carottages dans le platier vaseux de Bétahon. Pour la dynamique à court-terme des plages de Bétahon et La Turballe, 121 profils topographiques ont été acquis incluant ceux des Modèles Numériques de Terrain réalisés à La Turballe. A cela, s'ajoute, 160 prélèvements de sédiments de surface, des mesures de matières en suspension et des mesures hydrodynamiques (vagues et courants) en 26 points répartis sur les zones stratégiques des plages.

Certaines données ne sont pas présentées dans ce manuscrit car leurs analyses ne sont pas abouties. Elles concernent les 115 prélèvements de surface réalisés en zone subtidale (baie, estuaire de la Vilaine et avant-plage), les analyses historiques (200 dernières années) des variations bathy-sédimentaires de la baie de Vilaine et les essais de modélisations morpho-sédimentaires de la plage de La Turballe *via* Mike 21.

## Chapitre 2- Approches méthodologiques

Calendrier schématique des données acquises ou disponibles

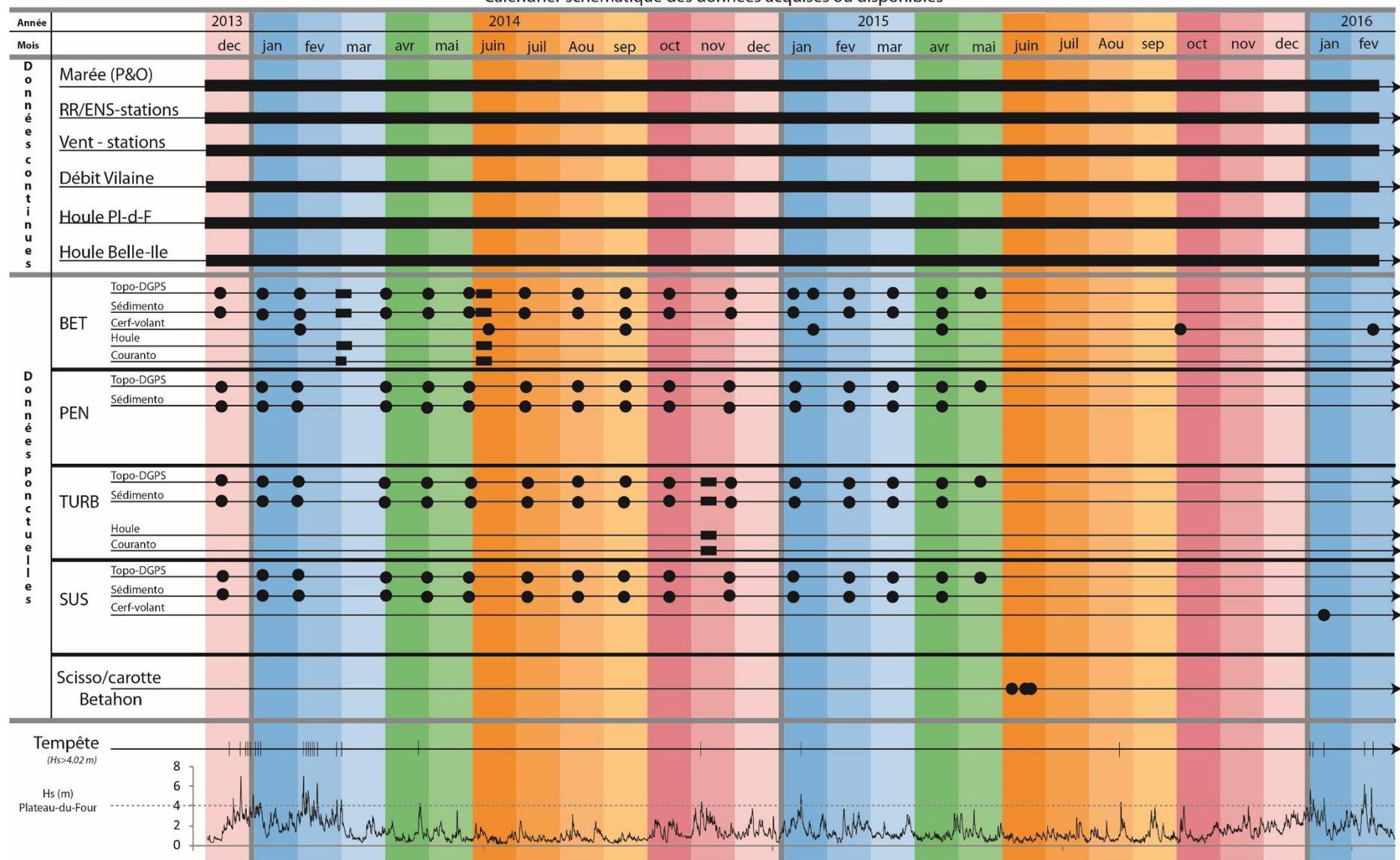


Tableau 11. Tableau récapitulatif des acquisitions de données effectuées dans le cadre de cette thèse : les données météo-marines disponibles, les campagnes de mesures à court-terme (carrés noirs), les suivis ponctuels (points noirs) saisonniers, les levés d'images aériennes par cerf-volant ainsi que les évènements de tempêtes ( $H_s < 4.02$  m) et la courbe des  $H_s$  au Plateau du Four



## Chapitre 3 - Dynamiques morpho-sédimentaires à court-terme de deux plages de type *Low Tide Terrace* (LTT) contrastées : plage de sédiments mixtes (sablo-vaseuse) et plage sableuse à croissants

---

L'identification des processus et des mécanismes de la dynamique morpho-sédimentaire des plages à l'échelle fine est essentielle afin de pouvoir comprendre la dynamique des plages à l'échelle mensuelle et annuelle. En effet, les variations de morphologie qui se produisent à chaque marée font partie intégrante des variabilités observées sur le moyen terme. De plus, ces mécanismes et la réponse morphologique des plages diffèrent entre les périodes de basse et de haute énergie (Masselink *et al.*, 2006 ; Anthony *et al.*, 2009). La caractérisation hydro-morpho-sédimentaire à haute fréquence et à une échelle court-terme (hebdomadaire) permet donc d'identifier précisément les processus hydrodynamiques contrôlant les variations morphologiques et sédimentaires ponctuelles et les potentielles rétroactions entre ces paramètres.

Dans ce chapitre, le morphodynamisme de deux plages intermédiaires de nature sédimentaires différentes est scruté à une échelle de temps allant de la marée à la semaine (semi-cycle tidal). Deux campagnes de mesures ont été réalisées sur la plage atypique sablo-vaseuse de Bétahon et une campagne de mesures a été menée sur la plage entièrement sableuse de La Turballe. Les différentes campagnes, centrées sur des périodes de marées de vives-eaux, regroupent un éventail des conditions d'énergie allant de la basse à la haute énergie. Sur chaque site, le suivi morphologique est effectué au tachéomètre laser et/ou DGPS sur trois profils *cross-shore* à chaque marée basse diurne. Un suivi des variations journalières de la granulométrie de surface et un déploiement de multiples instruments de mesures hydrodynamiques, permettant d'obtenir les caractéristiques de vagues et les courants en zone intertidale et subtidale, sont effectués. L'objectif final de ces expérimentations est de pouvoir comparer et discuter les points communs et les différences de la dynamique morpho-sédimentaire d'une plage intermédiaire mixte sablo-vaseuse et d'une plage entièrement sableuse.

Ce chapitre est divisé en trois parties :

- La première partie présente les variations morpho-sédimentaires à court-terme de la plage de Bétahon en conditions de haute et de basse énergie. Les principaux processus associés aux variations morphologiques et aux transports sédimentaires sont identifiés au niveau du platier vaseux et de la section morphologique réflexive.
- La seconde partie détaille les changements morpho-sédimentaires de la plage de La Turballe. Les conditions de vagues et de courants régissant à cette dynamique sont identifiées et discutées.

- La dernière partie aborde les contrastes et les similarités de la morphodynamique d'une plage *LTT* mixte sablo-vaseuse et d'une plage *LTT* entièrement sableuse. Un schéma conceptuel comparatif de la réponse morphologique d'un profil de plage sablo-vaseux et sableux à des conditions de haute et basse énergie est établi. Un point spécifique est réalisé sur l'analyse et la discussion du critère de déferlement  $\gamma$ , défini par le ratio de la hauteur significative par rapport à la hauteur d'eau locale, pour les différentes sections dissipatives sableuses et vaseuses ainsi que pour les sections réfléchives sablo-graveleuses des deux plages.

## I. DYNAMIQUE A COURT TERME D'UNE PLAGE MIXTE SABLO-VASEUSE - PLAGE DE BETAHON

La plage de Bétahon présente deux systèmes sédimentaires très contrastés. La zone dissipative est un platier vaseux d'une longueur de 1 km, présentant régulièrement des figures sédimentaires vaseuses en forme de *ridges and runnels* et la section réfléchive est constituée de sables et de graviers. Cette plage est donc potentiellement soumise à deux dynamiques, cohésive et non-cohésive, qui peuvent interagir. Afin de comprendre l'hydrodynamisme et les variations morpho-sédimentaires de cette plage mixte de type intermédiaire (*Low Tide Terrace*), deux campagnes de mesures à court-terme ont été réalisées. La première a été menée lors de conditions météo-marines agitées en mars 2014. La seconde, effectuée en juin 2014, a eu lieu lors de conditions de temps calme. Des mesures de courants et des paramètres caractéristiques de vagues ainsi que des levés topographiques de profils *cross-shore* et des échantillonnages sédimentaires ont été réalisés sur différentes sections de la plage, permettant ainsi d'observer la dynamique générale de la plage (Figure 57).



Figure 57. Localisation des instruments de mesures hydrodynamiques, des profils topographiques et des prélèvements sédimentaires réalisés lors des campagnes de mesures de mars et juin 2014 sur la plage de Bétahon.

## **I.A. Morphodynamique de la plage de Bétahon en conditions agitées - Mars 2014**

### **I.A.1. Conditions de houle au large et conditions météorologiques**

Les conditions de houle au large (Bouée Plateau-du-Four - réseau Candhis), les niveaux d'eau (port du Crouesty – Refmar/Shom) et les données météorologiques (station météorologique de Sarzeau – Météo-France) sont présentés pour la période du 28 février au 06 mars 2014 (Figure 58). Le vent est dissocié en ses composantes *cross-shore* et *longshore*. Deux domaines géographiques de la plage sont identifiés en fonction de l'orientation du trait de côte. La première section géographique concerne les profils P1 et P3 et la seconde section est définie pour le profil P6. Les différents paramètres de la houle au large (hauteur significative des vagues -  $H_s$ , période pic -  $T_p$  et direction au pic - Dirp) et la puissance des vagues au large (selon la formulation de [Hardisty \(1990\)](#) qui intègre notamment la hauteur d'eau, la hauteur significative, la longueur d'onde et la période moyenne des vagues) sont calculés sur 30 minutes. Les hauteurs d'eau prédites, observées (moyennées sur 10 minutes) ainsi que le signal résiduel (surcote/décote) sont présentés au niveau du port du Crouesty. Les levés topographiques journaliers sont indiqués par des barres verticales grises notées de A1 à A7.

**Deux évènements énergétiques (tempêtes définies pour un  $H_s > 4.02$  m correspondant au 99<sup>ème</sup> percentile des variations de hauteurs significatives des vagues sur trois années de mesures) sont observés au cours de la période de mesures.**

**Le premier évènement** s'est produit le 28 février, au début de la campagne. Celui-ci est caractérisé par des  $H_s$  maximum de 4.8m et une période pic comprise entre 9 s et 14 s. La houle est en provenance de l'Ouest. Le pic d'énergie de l'évènement est atteint avant le milieu de marée montante. La surcote associée à cet évènement est proche de zéro au pic de tempête. Cette tempête est associée à des vents maximum de  $12\text{m.s}^{-1}$  d'Ouest/Nord-Ouest ( $300^\circ$ ), le pic d'intensité étant en phase avec le pic d'énergie. La composante *longshore* du vent est dominante ( $+12\text{m.s}^{-1}$ ) sur les profils P1 et P3. Au niveau du profil P6, les composantes *cross-shore* et *longshore* sont quasi identiques ( $+6\text{m.s}^{-1}$ ).

**Le deuxième évènement** est plus énergétique et également d'une durée plus importante. Celui-ci s'est déroulé au moment des marées de vives-eaux entre le 3 et le 4 mars 2014. Le pic de hauteur significative des vagues ( $H_s = 4.9\text{m}$ ) est atteint le 3 mars au moment de la marée haute diurne. La durée du pic de tempête ( $H_s > 4.02$  m) est plus importante que pour la première tempête. Deux autres pics ponctuels et moins énergétiques sont observables dans la matinée du 03 et du 04 mars. Cet évènement est associé à des périodes pics allant de 12 à 17 s, la houle au large vient de l'Ouest et les vents oscillent entre 4 et  $9\text{m.s}^{-1}$ , (Ouest/Nord-Ouest). La composante *longshore* du vent est totalement dominante sur les profils P1 (section orientale) et P3 (section centrale) de la plage ( $+10\text{m.s}^{-1}$ ). L'orientation de la plage au niveau du profil P6 induit des intensités de composantes *longshore* et *cross-shore* proches ( $7\text{m.s}^{-1}$ ). Pendant ce deuxième évènement, une surcote de 0.35 m est identifiée au début du 03 mars.

En dehors de ces périodes tempétueuses, les vents sont plus faibles ( $< 5\text{m.s}^{-1}$ ). La composante *cross-shore* est plus importante au niveau des profils P1 et P3. Les deux composantes (latérale et

transversale) sont quasi nulles au niveau du profil P6. La houle au large présente des Hs inférieures à 2m. Les périodes pics sont plus faibles (< 10 s) et induisent une mer de vent. Les surcotes maximales (+0.45m) sont atteintes avant et après les évènements tempétueux. Au moment des conditions les plus énergétiques, les surcotes sont presque nulles.

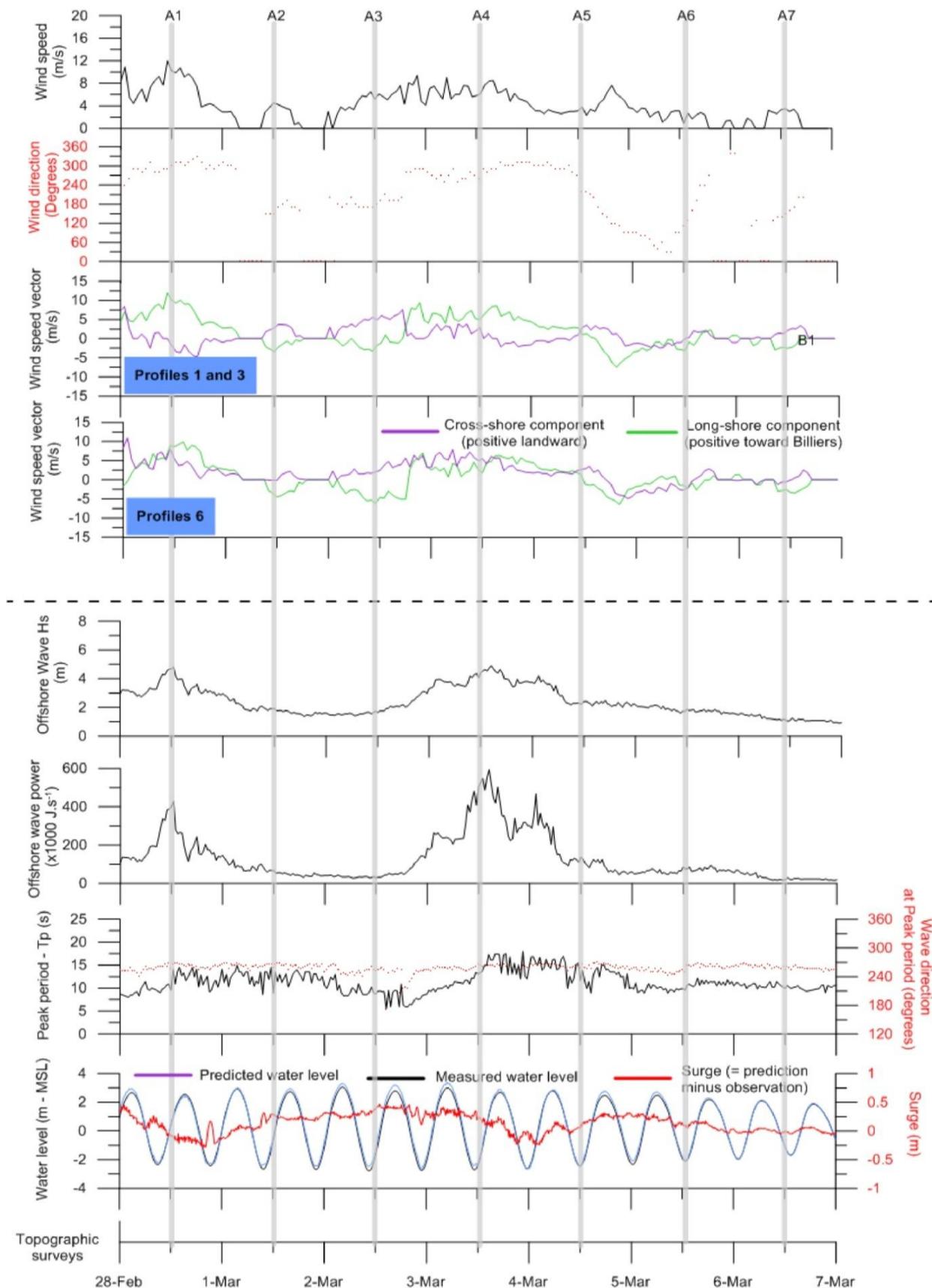


Figure 58. Données météo-marines pour la période du 28 février au 06 mars 2014 - du haut vers le bas : Vitesses du vent ; Direction du vent ; Composantes *longshore* et *cross-shore* du vent suivant les portions de plage ; Hauteurs significatives des vagues au large (bouée Plateau du four - Candhis) ; Puissance des vagues au large (énergie) ; Périodes pics et direction des vagues au large ; Hauteurs d'eau prédites, observées et surcotes résultantes.

## I.A.2. Conditions hydrodynamiques sur la plage

### I.A.2.a. Positions des instruments de mesures hydrodynamiques sur les profils cross-shore

En complément des répartitions spatiales des instruments sur la plage (Figure 57), les positions des instruments de mesures sont présentées sur les profils *cross-shore* 2D (Figure 59). Au niveau du profil P1, les courants de fond sont mesurés sur le platier vaseux présentant une surface plane (ADV/I1-P1). Les caractéristiques des vagues sont obtenues en ce même point sur le platier vaseux et également en milieu de section réfective (I2-P1). Au niveau du profil P3, les courants sont mesurés sur un *ridge* du platier vaseux (ADV-P3) et en début de zone dissipative (ADCP-P3), entre la rupture de pente et la bordure interne du platier vaseux. Les paramètres de vagues sont mesurés au niveau de l'ADV (I1-P3) et en zone réfective (I2-P3). En section latérale P6, seules les caractéristiques de vagues sont mesurées en deux points : au niveau de la section dissipative sablo-vaseuse (I1-P6) et en milieu de la partie réfective (I2-P6).

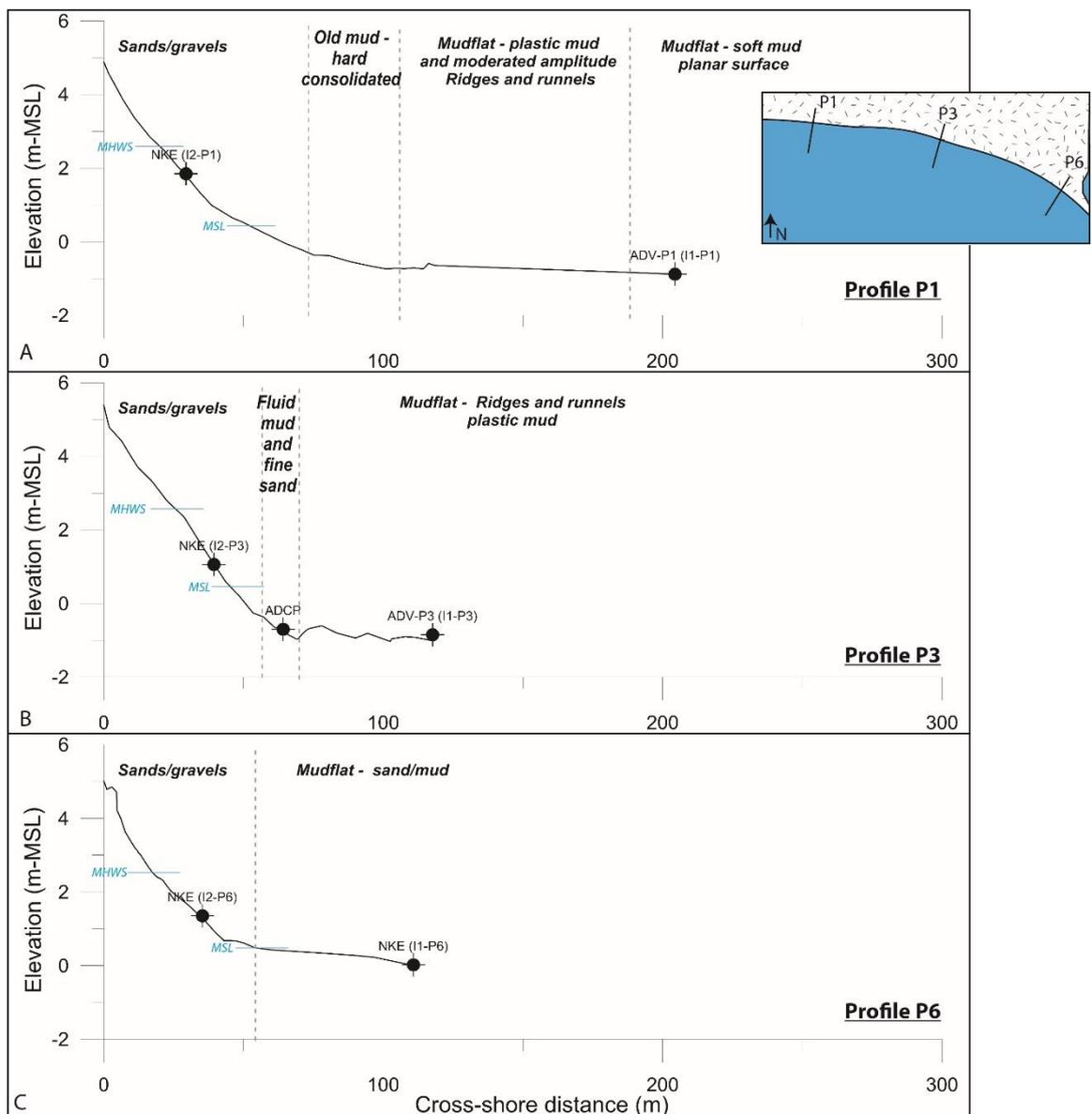


Figure 59. Positions des instruments de mesures sur les profils de plage de Bétahon du 28 février au 07 mars 2014 - A. profil P1 ; B. profil P3 ; C. profil P6.

#### I.A.2.b. Caractéristiques des vagues sur la plage

Les rapports  $H_s/h$  sont présentés pour les différents points de mesures des sections dissipatives et réfléchives de la plage. Pour chaque section, les seuils  $H_s/h$  de déferlement ( $\gamma$ ) sont estimés par analyse des spectres d'énergie des vagues. Ce ratio  $H_s/h$  est dépendant de la pente de la zone et du coefficient de frottement (Le Hir *et al.*, 2000 ; Dehouck *et al.*, 2008 ; Fillipot *et al.*, 2012). Il convient de noter que l'incertitude sur le ratio est estimée à +/-0.1.

Les hauteurs significatives des vagues sont modulées et limitées par les hauteurs d'eau en domaine intertidal (Levoy *et al.*, 2001 ; Stépanian, 2002 ; Sedrati, 2006 ; Friedrich, 2011).

Au niveau du platier vaseux, les valeurs de  $H_s/h$  se situent entre 0.1 et 0.4 (Figure 60A et Figure 60B). Ces valeurs sont relativement en accord avec la gamme obtenue par Houser & Hill (2010), Le Hir *et al.* (2000) et Silva Jacinto (2002) sur des platiers vaseux. Une valeur extrême ( $H_s/h = 0.6$ ) est observée au niveau de la section dissipative du profil P3. Ces valeurs incluent l'ensemble des processus de jet de rives (*swash*), déferlement (*surf*) et levé de vagues (*shoaling*) qui peuvent être observés au-dessus du platier vaseux. L'analyse des spectres d'énergie des vagues permet de déterminer les valeurs de début et de fin de déferlement. Le capteur est considéré sous déferlement à partir du moment où la part gravitaire ( $f > 0.05$  Hz) de l'énergie diminue rapidement et devient quasi nulle. Le déferlement est détecté pour des valeurs maximales de hauteur d'eau comprise entre 0.5 et 1.5 m. Ainsi en conditions d'énergie modérée à forte, le déferlement est identifié pour un ratio  $H_s/h$  compris entre 0.12 et 0.32. Pour les marées communes, les valeurs moyennes du paramètre  $\gamma$  sont proches sur les parties latérales ( $\gamma_{\text{moy-P1M}} = 0.15$ ) et centrales ( $\gamma_{\text{moy-P3M}} = 0.16$ ) du platier vaseux.

Au niveau des sections réfléchives des profils, la gamme de valeurs  $H_s/h$  est plus large et plus élevée (Figure 61A et Figure 61B). Celle-ci s'échelonne entre 0.2 et 2 sur la partie centrale (P3) et entre 0.3 et 2 pour la section du profil P1. La limite inférieure des valeurs de  $H_s/h$  est plus basse en section centrale de la plage en raison de l'altitude plus faible du capteur sur le profil. Le processus de *shoaling* est donc potentiellement détecté au niveau de ce capteur. De la même manière, nous déterminons les valeurs limites du paramètre  $\gamma$  à partir des spectres d'énergie intégrés sur la hauteur d'eau. Les spectres d'énergie des vagues de la zone réfléchive du profil P1 ne permettent pas d'identifier formellement les limites de déferlement. Au niveau du profil P3, le processus de déferlement est détecté pour trois marées. La vague déferle pour un ratio  $H_s/h$  compris entre 0.87 et 1.63 ( $\gamma_{\text{moy-P3R}} = 1.15$ ) au niveau de la section réfléchive centrale. Il est difficile d'établir une gamme de valeur de l'indice  $\gamma$  pour la section réfléchive de la plage de Bétahon à partir de cette série de mesures en conditions agitées. Ces valeurs de  $\gamma$  sont en accord avec celles de Kaminsky & Kraus (1993) in Holthuijsen, 2010. Une analyse complémentaire et comparative est réalisée dans la partie 3 de ce chapitre.

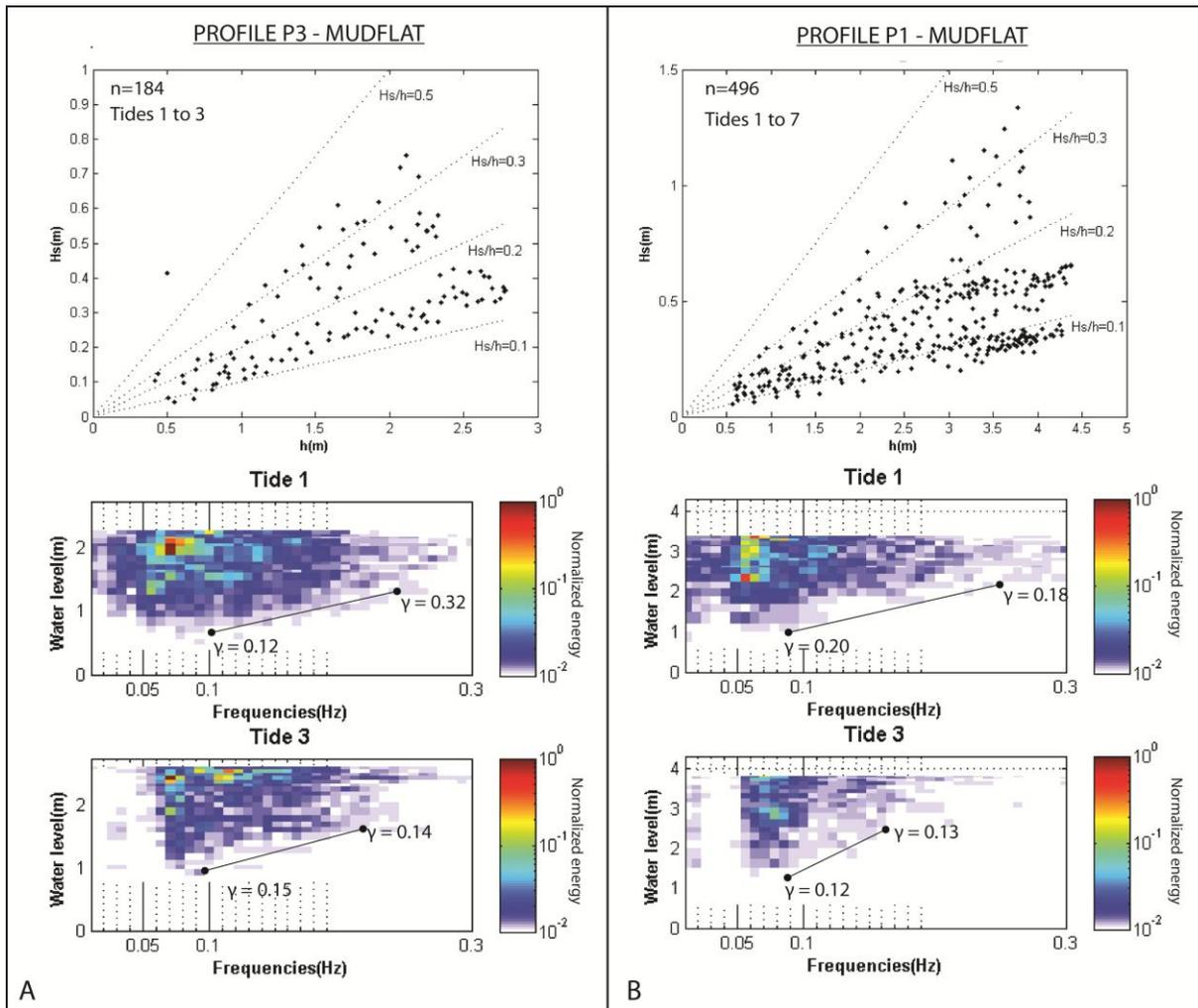


Figure 60. Relations entre hauteurs significatives des vagues et hauteur d'eau au-dessus du fond au niveau du platier vaseux : exemples de spectres d'énergie intégrés sur la hauteur d'eau et identification du déferlement (ligne noire) pour les marées 1 et 3 de la campagne de mesures de mars 2014. A : Profil P3 ; B : Profil P1.

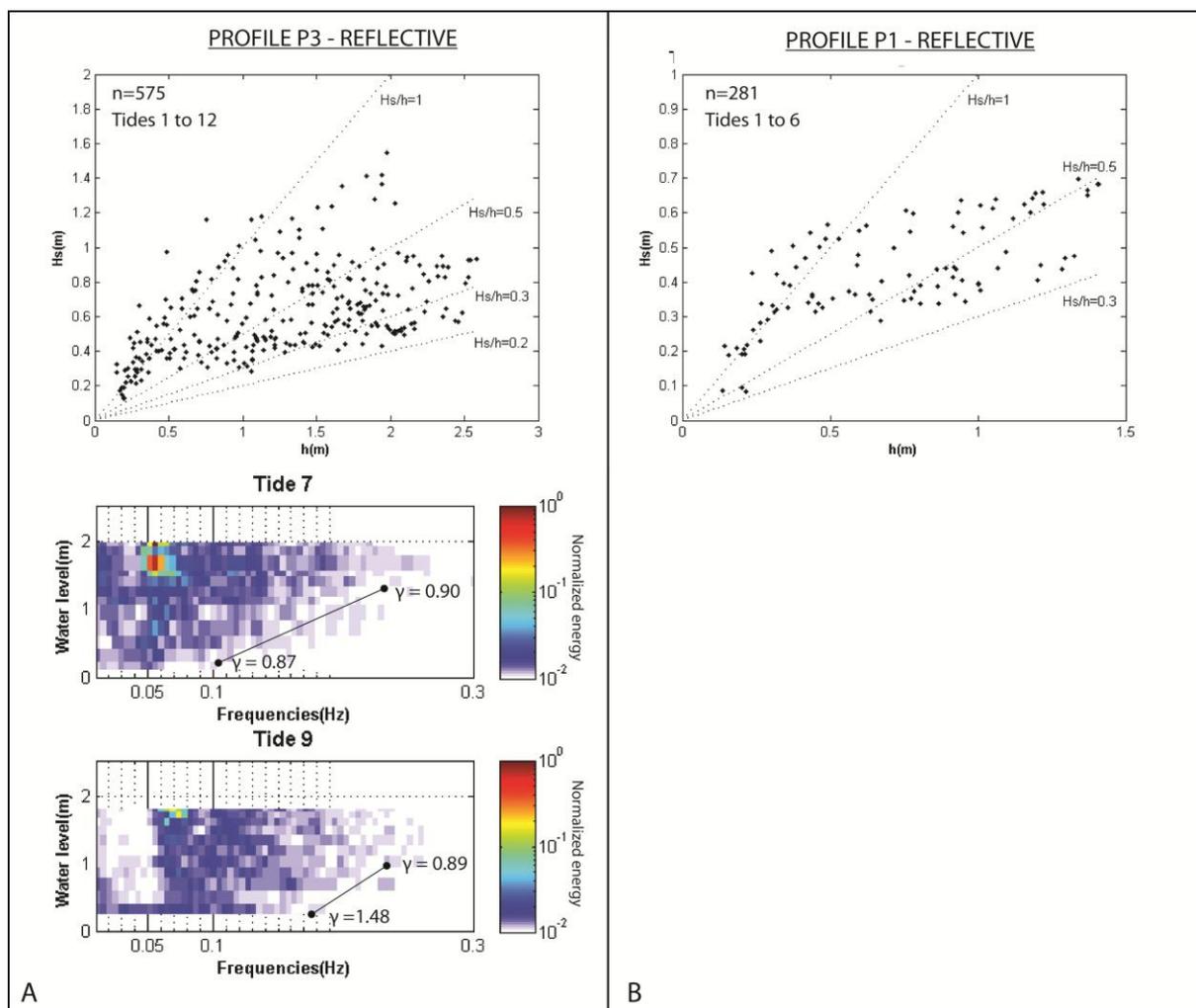


Figure 61. Relations entre hauteurs significatives des vagues et hauteur d'eau au-dessus du fond au niveau de la section réfléchive. A : Profil P3 : exemples de spectres d'énergie intégrés sur la hauteur d'eau et identification du déferlement (ligne noire) pour les marées 7 et 9 de la campagne de mesures de mars 2014 ; B : Profil P1.

Les séries temporelles de hauteurs significatives des vagues, des périodes moyennes et des niveaux d'eau entre le 28 février et le 07 mars 2014 sont détaillées au niveau des sections dissipatives et réfléchives des profils P1, P3 et P6 (Figure 62). Le calcul de la puissance des vagues permet d'obtenir un taux d'atténuation/amplification de l'énergie des vagues (*Wave attenuation/amplification rate* -  $S_0$ ) entre les sections dissipatives (platier vaseux) et réfléchives (sablo-graveleux) des profils pour les moments de *shoaling* (Figure 62D). Suite aux analyses réalisées en amont, le processus de *shoaling* est effectif pour des valeurs  $H_s/h \leq 0.15$  au niveau du platier vaseux et  $H_s/h \leq 0.8$  au niveau de la section réfléchive.

Pour une bonne compréhension de ces paragraphes, nous définissons les conditions de forte énergie pour les marées 1, 5, 6, 7 et 8. Au sein de ces marées considérées fortement énergétiques, les marées 1 et 7 marées correspondent au pic des événements tempétueux Les autres marées sont considérées d'énergie modérée.

Au niveau du profil P1, sur le platier vaseux, la valeur maximale de la hauteur significative ( $H_{s_{max}} = 1.2$  m) est atteinte lors de l'événement de forte énergie n°2 (marée 7). La tempête n°1 (marée 1) présente des hauteurs de vagues ( $H_{s_{max}} = 0.7$  m) moins importantes. Lors des conditions de forte

énergie, la hauteur significative entre la section vaseuse et la partie réfléchive varie très peu (Figure 62A). Pour les marées d'agitation plus modérée (marées 2 à 4), une augmentation du  $H_s$  est observable, d'environ 0.1 m entre la partie dissipative et réfléchive du profil. Cette évolution est cohérente avec le processus de levé des vagues entre les sections dissipative et réfléchive du profil. Tout comme la hauteur significative, la période moyenne est modulée par le niveau d'eau. Les valeurs maximales sont atteintes autour du niveau de pleine mer (PM). Les épisodes fortement énergétiques (tempêtes n°1 et n°2) présentent des périodes plus élevées ( $T_m = 8$  s à PM). Nous pouvons également noter que les marées post tempêtes (marées 2 et 8) présentent les périodes moyennes les plus importantes (9s). Les valeurs les plus faibles de période des vagues coïncident avec les surcotes les plus importantes au port du Crouesty (Figure 58). La section vaseuse du profil P1 est sous déferlement durant la totalité des marées de tempêtes n°1 et n° 2 ( $H_s/h > 0.15$ ). C'est également le cas pour les marées de forte énergie (marées 5 et 6). Au niveau de la section réfléchive du profil, le capteur est sous *surf* ou *swash* sur presque la totalité de la tempête n°1. Lors de conditions moins agitées, le déferlement se résume au début et à la fin du signal de marée (hauteurs d'eau faibles) sur les deux sections du profil. Le processus de *swash* n'est potentiellement pas enregistré au niveau du platier vaseux, en raison de la hauteur du capteur au-dessus du fond (0.45 m). En conditions d'énergie modérée, la puissance des vagues est minimale en début et fin de marée au niveau de la section, ceci est en cohérence avec la dissipation d'énergie liée au déferlement des vagues. Lors de la tempête n°1, une dissipation maximale de l'énergie par déferlement est identifiée entre les sections de pentes contrastées. Pour les moments de *shoaling* commun, nous observons une atténuation générale de l'énergie entre la partie vaseuse et la partie sablo-graveleuse (Figure 62D).

**Au niveau de la section centrale de la plage (P3)**, les hauteurs significatives des vagues sont supérieures aux sections latérales tant au niveau dissipatif que réfléchif (Figure 62B). La puissance des vagues y est d'ailleurs plus importante lors des tempêtes. La hauteur significative des vagues au niveau du platier atteint 0.76 m lors de la tempête n°1 (marée 1). Lors du second épisode tempétueux (marée 7), la hauteur significative maximale ( $H_s=1.55$  m) est identifiée sur la partie réfléchive du profil P3. Nous pouvons noter qu'elle représente plus du double de celle mesurée au niveau du profil P6 (Figure 62C). La période moyenne atteint un maximum (10 s) pour les marées post-tempêtes (marées 2 et 8). Exceptées ces observations, les tendances et les valeurs des périodes sont les mêmes qu'au niveau du profil P1. Au regard du ratio  $H_s/h$ , le platier vaseux et la section réfléchive de la plage sont soumis principalement aux processus de déferlement et de *swash* durant la tempête n°1. Les valeurs du ratio  $H_s/h$  sont maximales pendant la tempête n°2 au niveau de la portion réfléchive. Lors des marées d'énergie plus faible (marées 2 et 3), nous observons que les périodes de *shoaling* sont très réduites au niveau du platier vaseux, en comparaison au profil P1. L'évolution de l'énergie des vagues entre la partie dissipative et réfléchive est contraire au profil P1. En effet, la puissance des vagues est plus importante en section réfléchive. Plusieurs hypothèses peuvent être proposées. La première porte sur une potentielle reformation de la vague après le déferlement entre la section vaseuse et réfléchive pour les conditions de tempêtes (marée 1). La deuxième hypothèse s'articule sur le gain d'énergie lié au processus de levé de vague entre les deux

sections du profil. Une amplification de l'énergie des vagues est observée pour les conditions d'agitation plus modérée (Figure 62D).

**Au niveau du profil P6**, les hauteurs significatives des vagues sont du même ordre de grandeur qu'au profil P1 pour les marées 3 à 6 (Figure 62C). Une exception est notable pour la tempête n°2 (marée 7) où la hauteur significative de vagues est largement plus faible ( $H_s = 0.8$  m) que sur les autres parties de la plage. La hauteur des vagues à proximité du profil P6 est donc réduite en conditions fortement énergétiques. L'augmentation de la hauteur significative entre la limite vase/sable et le milieu de la section réfléchive est quasi nulle. Les périodes moyennes sont également proches de celles enregistrées au niveau du profil P1 et P3, et présentent les mêmes tendances. La période est maximale pour les conditions les plus énergétiques. Excepté pour le début ou la fin de marée d'énergie modérée (marée 2 à 4, marées 9 à 12) ou lors de la marée de tempête n° 2 (marée 7) qui présentent un déferlement dominant, nous observons que la section sablo-vaseuse du profil P6 est principalement soumis au processus de *shoaling*. Au niveau de la partie réfléchive, de pente plus douce que sur le reste de la plage, le capteur est considéré sous *shoaling* au regard des valeurs  $H_s/h$  très similaires à celles calculées au niveau du platier vaseux. D'une manière générale, une atténuation de l'énergie des vagues est observée au cours de la série temporelle (Figure 62D). Des moments d'amplifications sont cependant identifiables notamment en début de certaines marées. Lors des conditions d'agitation modérée (marées 3, 4 et 9 à 12), une faible dissipation de l'énergie est globalement observée ( $S_0 = -0.02$  à  $-0.04 \cdot 10^2 \text{ J.s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ ). L'augmentation des niveaux d'eau, associée à l'épisode de tempêtes n°2, entraîne une différence de puissance des vagues plus importante (Marée 7 -  $S_0 = -0.12 \cdot 10^2 \text{ J.s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ ) (Figure 62C) entre le début et le milieu de la section réfléchive du profil P6, conséquence du déferlement en limite sable/vase.

**En résumé**, lors des conditions d'énergie modérée et agitée, les périodes moyennes présentent les mêmes tendances et les mêmes ordres de grandeurs sur l'ensemble de la plage. Les hauteurs significatives des vagues sont plus importantes au niveau central (P3) du platier vaseux que sur les sections latérales (P1 et P3). La section orientale de la plage est également plus exposée que la section méridionale (P6). Le ratio  $H_s/h$  présente une dominance du processus de *shoaling* sur l'ensemble du profil sur la section Est de la plage (P6). Les sections Ouest et centrale du platier vaseux sont dominées par le déferlement et le jet de rive en conditions de tempêtes. D'une manière générale, la puissance des vagues est maximale au niveau central de la plage. L'énergie est la plus faible au niveau de la pointe du paléo-cordon de galet. En effet, les roches du Bédum et de la pointe de Billiers peuvent constituer un obstacle à la houle entrante sur la plage. Nous observons également une amplification globale de la puissance des vagues entre le platier vaseux et la section réfléchive au niveau des profils P3. Un comportement inverse est observé au niveau du profil P1 et P6. Une atténuation de l'énergie entre la section dissipative et réfléchive est observée le long du profil P6 et P1 lors du *shoaling*. Cette atténuation est maximale pour les marées de forte énergie et de marnage plus important.

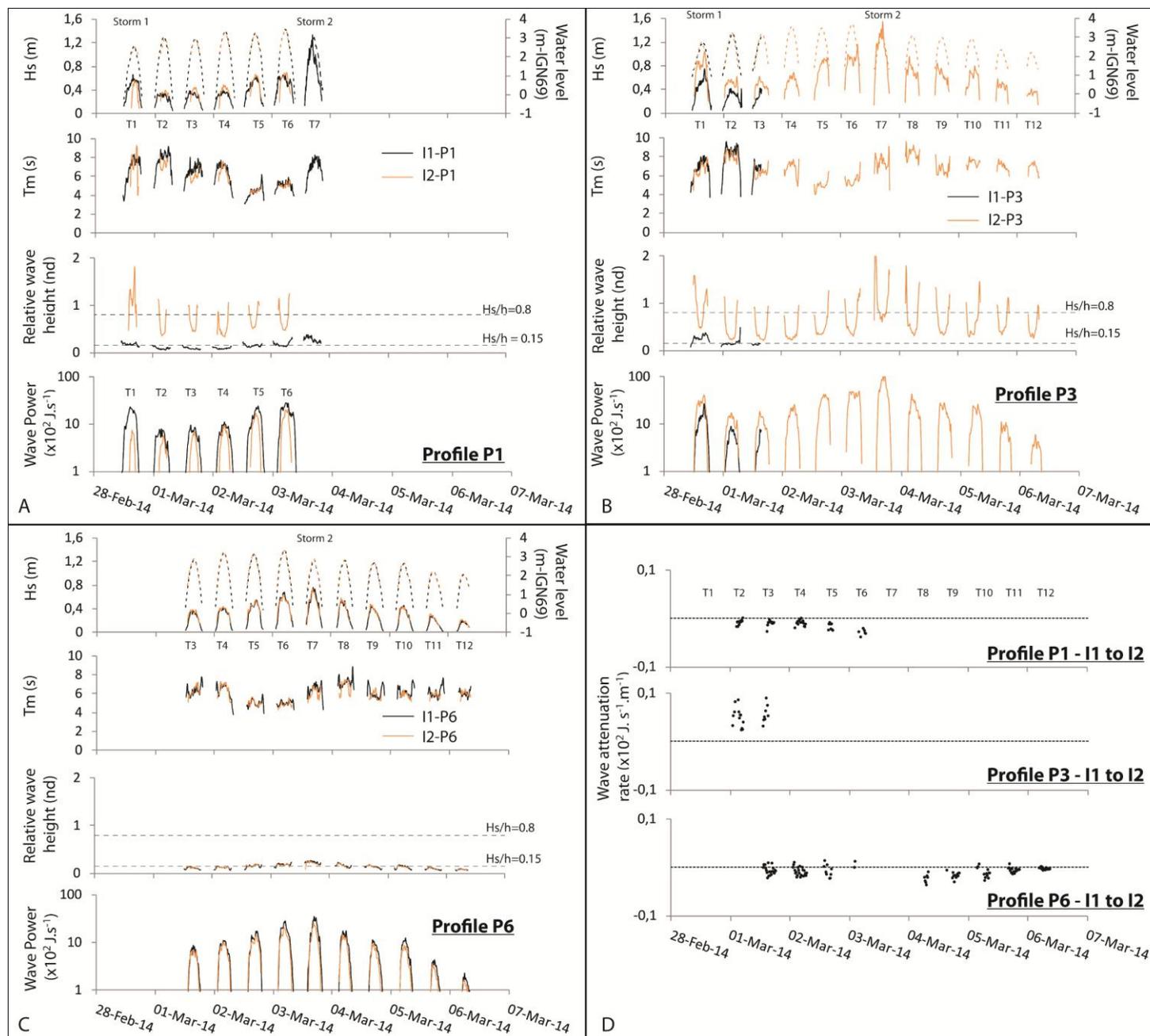


Figure 62. Paramètres de vagues au niveau des sections dissipative et réfléctive de la plage de Bétahon du 28 février au 07 mars 2014 - Du haut vers le bas : hauteurs significatives des vagues et niveaux d'eau ; périodes moyennes des vagues ; hauteurs relatives des vagues (Hs/h) ; puissance des vagues. A : Profil P1 ; B : Profil P3 ; C : Profil P6. D : Taux d'atténuation/amplification de l'énergie des vagues entre la section réfléctive et dissipative des profils P1, P3 et P6 pour les moments de shoaling.

Différentes hypothèses peuvent être formulées sur l'impact des morphologies et des faciès sédimentaires sur la puissance des vagues.

**La première hypothèse** concerne l'influence de la topographie générale de la plage. La section centrale de plage présente une altitude plus basse que les portions latérales, l'énergie des vagues arrivant en partie centrale est donc plus importante. La concavité, convexité ou planéité générale du platier vaseux tant d'un point de vue *cross-shore* que *longshore* peut également être un facteur d'atténuation ou d'amplification de l'énergie.

**La seconde hypothèse** porte sur les angles des pentes des sections réfléchives. La pente plus importante en section centrale de la plage et la rupture de pente plus abrupte peuvent induire une forte amplification de l'énergie entre les deux sections.

**La dernière hypothèse** concerne la consolidation de la vase et des sédiments : une vase moins consolidée est observée sur une partie du profil P1. Cette vase plus fluide peut jouer un rôle important dans l'atténuation de l'énergie des vagues le long du platier vaseux. La composition sédimentaire du platier vaseux au niveau du profil P6 est totalement différente et présente un sédiment sablo-vaseux et coquillier. Les frottements et la friction associés à cette granulométrie plus grossière peuvent être plus importants et accentuer l'atténuation des houles. Les systèmes de *ridges and runnels (R-R)* vaseux sont extrêmement marqués et déstructurés sur la partie centrale de la plage tandis que des formes plus lissées ou une absence de *R-R* sont identifiées sur la partie Ouest de la plage (P1). La friction ou le frottement, associés à des formes très marquées et profondes, pourraient jouer un rôle majeur dans l'atténuation de la houle observée sur la partie centrale de la plage. Cependant, dans l'état actuel de l'analyse et des résultats disponibles, nous ne pouvons pas proposer d'hypothèses sur l'impact des formes de *ridges and runnels* sur l'amplification ou atténuation de l'énergie. Avec l'amplification de l'énergie, une érosion accrue des *R-R* peut s'opérer, le système devient alors auto-entretenu.

#### I.A.2.c. Courants au fond

Les courants de fond sont analysés au niveau du platier vaseux au-dessus d'un *ridge* pour le profil P1 et P3 (cellule de mesure à 0.15 m au-dessus du fond - Figure 59). Sur le profil central (P3), les courants sont également mesurés à la limite de la zone dissipative, 2 mètres après la rupture de pente de la plage et avant la bordure interne du platier vaseux (parallèle au trait de côte). La cellule de mesure est localisée à 0.65 m au-dessus du fond. Les vitesses moyennes par *burst* sont analysées selon les composantes *cross-shore* (U - positif vers la plage) et *longshore* (V - positif vers l'Est) des profils.

**Au niveau des *ridges* du platier vaseux**, un courant *cross-shore* orienté vers le large ( $U = -0.12 \text{ m.s}^{-1}$ ) est observé au-dessus du *ridge* du profil P3 (Figure 63A) lors de la tempête n° 1 (marée 1). La composante *longshore* du courant présente des valeurs plus faibles ( $V = +0.08 \text{ m.s}^{-1}$ ). Ces courants de retour (*bed return flows*) sont identifiés tout au long de l'épisode (Figure 63B). Ces courants de compensation sont induits par le déferlement localisé sur la partie amont du profil (Masslink *et al.*,

2006). Le profil des vitesses moyennes présente un signal classique (Le Hir *et al.*, 2000 ; Friedrich, 2011), elles sont décroissantes du début de marée jusqu'à l'étale de pleine mer et augmentent de nouveau lors du jusant. Au niveau du profil P1, sur le platier vaseux, un signal identique est observé lors des marées pendant les tempêtes (marées 1 et 7). La composante *cross-shore* des courants moyens est donc largement dominante (Figure 63B) mais d'intensité plus faible qu'au niveau du profil P3 ( $U = +0.09 \text{ m.s}^{-1}$  -Figure 63A). La courantologie observée au niveau du platier vaseux en P3 est différente. Les courants de retour sont d'intensités quasi-constantes pendant toute la tempête et la composante *longshore* est proche de zéro également pendant ces épisodes tempétueux. Bien que les vitesses moyennes par *burst* soient relativement faibles ( $< 0.15 \text{ m.s}^{-1}$ ), les vitesses instantanées (considérées comme correspondant aux vitesses orbitales des vagues) peuvent atteindre des valeurs huit fois supérieures. Nous pouvons observer que les vitesses instantanées sont plus fortes au niveau de la partie centrale de la plage ( $0.7 \text{ m.s}^{-1}$ ) qu'au niveau de la partie orientale ( $0.5 \text{ m.s}^{-1}$ ).

En conditions d'agitation plus modérée (marées 2 à 4 et 9 à 12), des courants de retour sont identifiés en début et en fin de marée sur la partie centrale (P3) du platier vaseux (Figure 63A). Ceux-ci sont d'intensité légèrement plus faible que lors des tempêtes (marée 2 -  $U = -0.1 \text{ m.s}^{-1}$ ). Pour une hauteur d'eau plus importante au-dessus du capteur, les courants sont quasi-nuls ou orientés vers la plage (marée 3 -  $U = +0.05 \text{ m.s}^{-1}$ ), témoignant potentiellement du *shoaling* des vagues (Masselink *et al.*, 2006). Au niveau du platier vaseux du profil P1, des courants de retour dirigés vers le large (*cross-shore*) sont identifiés en début et fin de marée (marée 5 -  $V = -0.07 \text{ m.s}^{-1}$ ). Avec les niveaux d'eau augmentant, la composante *longshore* devient dominante. L'inversion des composantes *longshore* et *cross-shore*, liée à la marée, est également bien identifiée (Figure 63A).

**À la limite de la rupture de pente du profil P3** (Figure 63A), en début de marée de tempête n° 1, la composante *longshore* du courant est dominante et orientée vers l'Est de la plage. Son intensité est plus importante sur le platier vaseux ( $V = +0.25 \text{ m.s}^{-1}$ ). Des courants *longshore* et *cross-shore* d'intensité similaire sont ensuite observés pendant la seconde phase de la marée n°1 (*bed return flows*). Contrairement au profil de vitesse au-dessus du *ridge*, le maximum de vitesse est atteint au niveau de pleine mer. La tempête n°2 (marée 7) est également caractérisée par des courants *longshore* dominants en début de marée, puis des courants de compensation orientés vers le large sont ensuite détectés (Figure 63B). Lors des épisodes énergétiques, il en résulte une courantologie *longshore* au niveau de la rupture de pente pour des niveaux d'eau peu élevés, couplée à des courants de retour, qui sont fonction de la position de la zone de déferlement le long de la section réfléchive du profil.

Pour les marées d'énergie plus modérée (marées 2 à 4 et 9 à 12), un écoulement à dominante *longshore* est enregistré au niveau de la rupture de pente, (Figure 63A). Les vitesses sont plus importantes au flot ( $+0.12 \text{ m.s}^{-1}$ ) qu'au jusant ( $+0.08 \text{ m.s}^{-1}$ ). Un écoulement canalisé est observé entre la rupture de pente et le bourrelet parallèle du platier vaseux. L'inversion des composantes *longshore* et *cross-shore*, liée à la marée est alors bien identifiée. Au niveau de la rupture de pente, les courants présentent donc un signal de marée classique avec une dominance des courants de flot.

Les zones de *shoaling*, de *surf* et de *swash* sont associées à leurs courants spécifiques, leurs positions sur le profil de plage permettent alors de discuter des observations de courantologie. L'angle d'incidence des vagues sur le platier, la morphologie du platier vaseux ou encore l'impact du rocher du Bédume sont également des hypothèses permettant d'expliquer les orientations des courants. Ces derniers aspects sont discutés dans la suite de ce travail pour l'analyse de l'hydrodynamique en conditions de faible énergie.

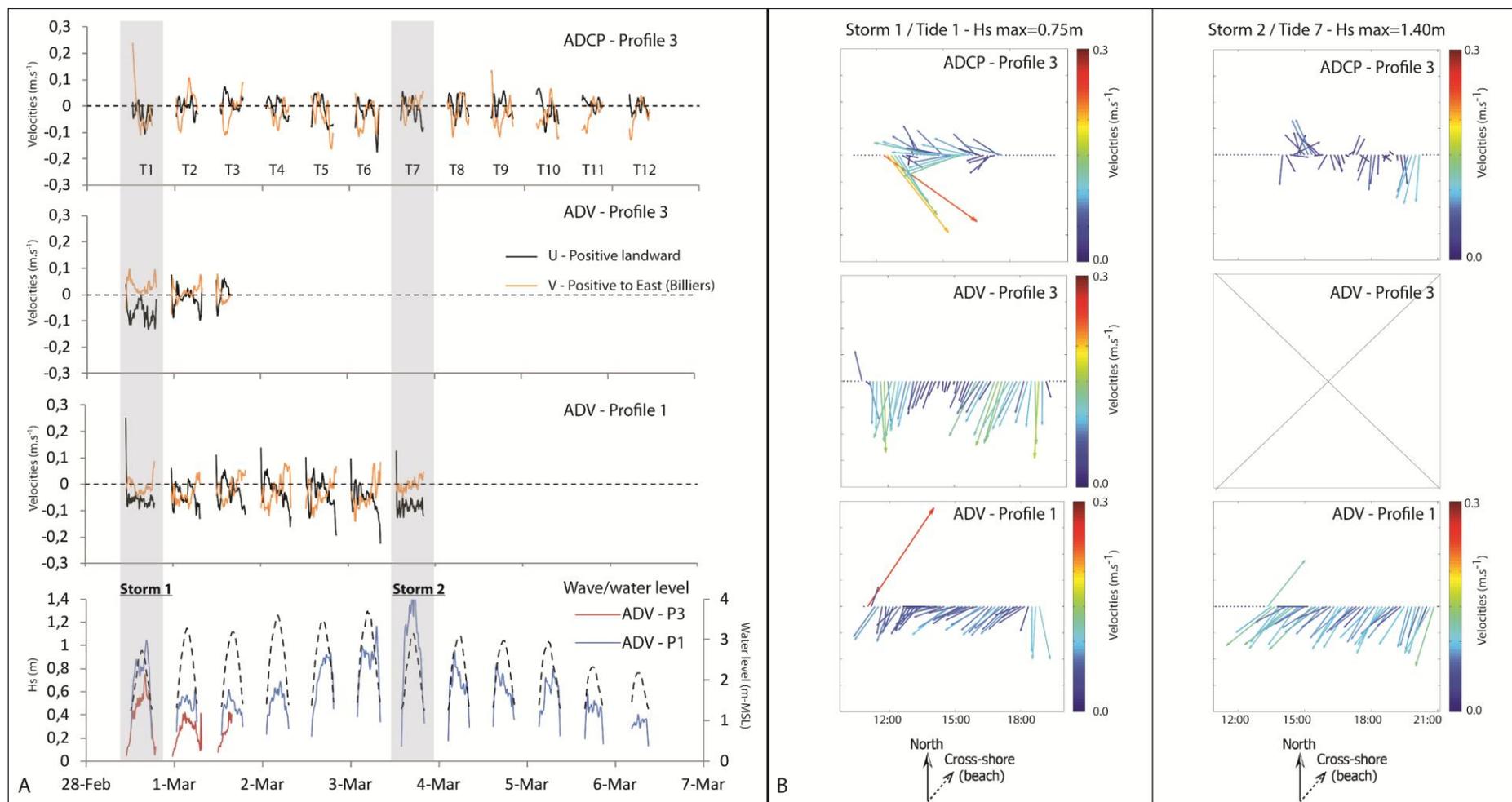


Figure 63 . A. Vitesses moyennes par burst des courants de fond au niveau du platier vaseux (*ridge*) des profils P1 et P3 (ADV) et à la limite de la rupture de pente pour le profil P3 (ADCP) sur la plage de Béthahon du 28 février au 7 mars 2014. Les hauteurs significatives et les niveaux d'eau pendant les marées sont présentés au niveau des ADV. B. Vecteurs des vitesses moyennes par burst pour les marées des tempêtes n°1 et n°2 (Marées 1 et 7) au niveau du platier vaseux sur les profils P1 et P3 et au niveau de la rupture de pente sur le profil P3 sur la plage de Béthahon.

### I.A.3. Variations morphologiques du profil cross-shore P3

Les variations morphologiques sont étudiées uniquement pour le profil P3 (Figure 64). Les mouvements du platier vaseux (70-100m) ne sont analysés et discutés que pour la tempête n°1, les variations d'altitude mesurées ensuite (à partir du 02 mars) sont biaisées par la complexité de la morphologie des *ridges and runnels* et par la détérioration trop importante du substrat lors des deux levés précédents. Lors de l'évènement n°1, un abaissement général du profil P3 est observé. La partie basse de la section réflective devient concave associée à un dépôt de sédiment (+0.2 m), tandis que la section supérieure du profil devient convexe, associée à une érosion (-0.3 m). Le profil atteint un nouvel équilibre. Une érosion de bourrelet parallèle (bordure interne) du platier vaseux, avançant vers le large, est mesurée pendant la tempête du 28 février (Figure 64). Une érosion de la surface du *rigde* du profil P3 (Figure 64) et une réduction de la largeur des *ridges (longshore)* sont observées (Figure 65). Bien que la tempête n°2 (03 et 04 mars 2014) soit plus énergétique, les variations morphologiques sont faibles en raison du nouvel état d'équilibre du profil (Figure 64). Un dépôt de sédiments non-cohésifs après la rupture de pente est cependant notable (+0.25 m). La rupture de pente migre vers le large pendant les deux tempêtes (+1.1 m pour la tempête n°1 et +3.1 m pour la tempête n°2). Un remplissage des *runnels* par un sédiment hétérogène non-cohésif (sables fins à grossiers) est observé (Figure 65). Les bourrelets/falaises perpendiculaires et parallèles des *ridges* sont de nouveau érodés, menant à un écroulement de blocs vaseux qui sont progressivement désintégrés en galet de vases ("Galets mous") (Figure 65). Entre les deux tempêtes, un dépôt sédimentaire (+0.15 m) est observé entre le 01 et le 02 mars 2014 en haut et bas de section réflective (Figure 64). Le mouvement de la rupture de pente vers le large continue après la tempête n°1 d'une même amplitude. Le pic de marée de PMVE (3 mars) entraîne le transport de la partie haute vers le milieu de profil. Le déplacement sédimentaire en amont de la rupture de pente entraîne un recul de celle-ci vers le littoral. Les variations topographiques postérieures à la tempête n°2 sont peu significatives. Les conditions d'énergie plus faible associées à des marnages décroissants ont peu d'impacts sur le profil de plage. Le retour à des conditions plus calmes entraîne un recul vers le littoral de la rupture de pente, rejoignant approximativement sa position "initiale" du 28 février 2014 (Figure 64).

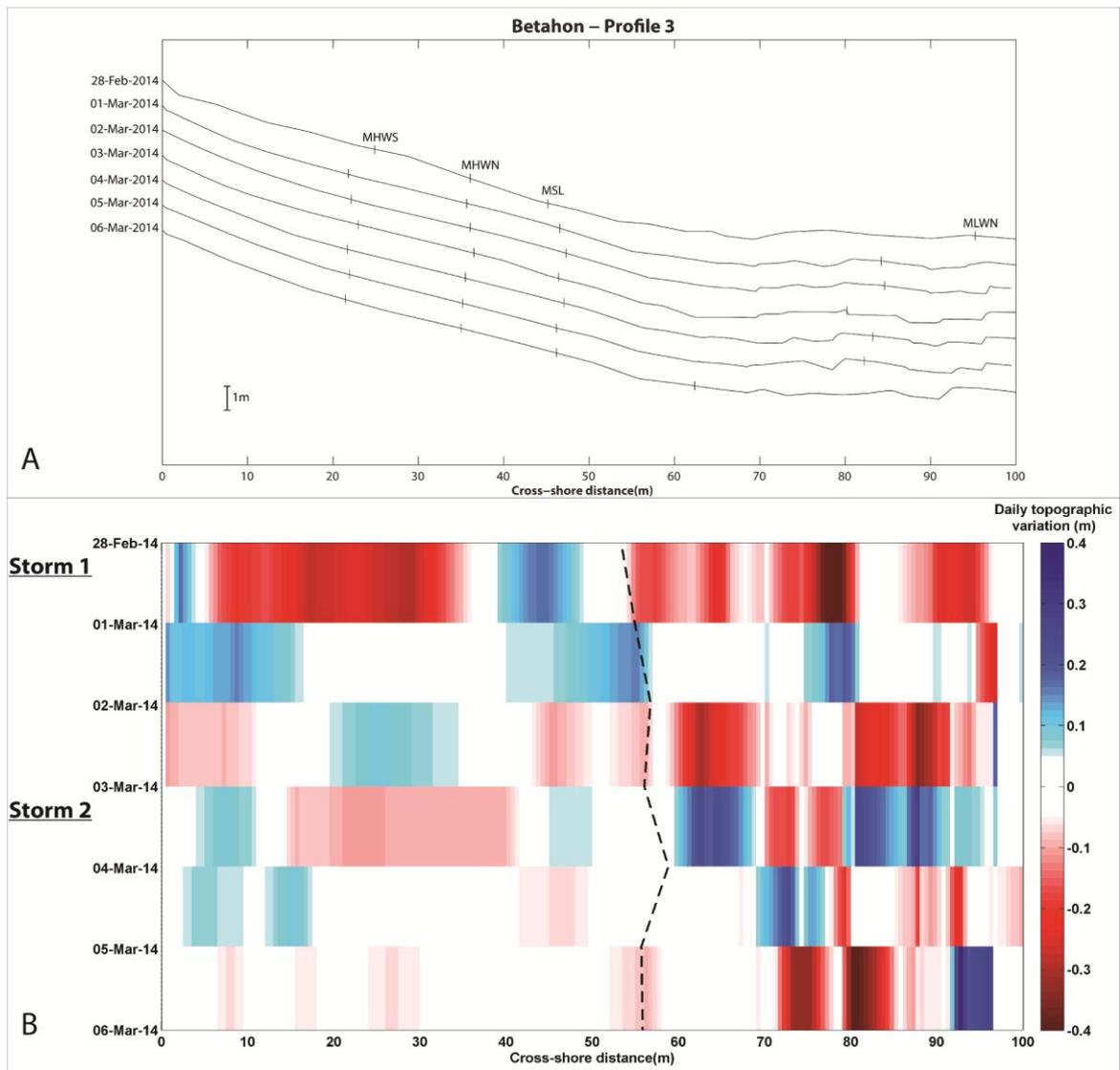


Figure 64. A. Évolution journalière de l'altitude du profil P3 entre le 28 février et le 06 mars 2014 sur la plage de Bétahon. B. Différentiels journaliers d'altitudes et positions de la rupture de pente au niveau du profil P3 du 28 février au 06 mars 2014.



Figure 65. A. *Ridges and runnels* déstructurés après la tempête du 28 février 2014 ; B. Recul de la bordure interne du platier vaseux et dépôts de sables fins et moyens après la rupture de pente ; C. Remplissage des *runnels* par des sédiments allant des sables fins aux graviers et modelés en rides d'une longueur d'onde de 20 cm, après la tempête du 03 et 04 mars 2014.

#### I.A.4. Synthèse de la dynamique de la plage de Bétahon en conditions agitées

Cette campagne de mesures en conditions agitées a permis de mettre en évidence la dynamique morphologique de la plage le long de trois profils transversaux (*cross-shore*). Les mesures de l'hydrodynamisme ont permis de comprendre ces variations morpho-sédimentaires.

##### En conditions de forte énergie (Figure 66) :

**Au niveau hydrodynamique**, des courants de retours sont observés sur l'ensemble des portions du platier vaseux suivis lors des tempêtes du 28 février et 03 mars 2014. Ces courants de compensation (au déferlement plus en amont du profil) présentent des vitesses moyennes autour de  $0.15 \text{ m.s}^{-1}$  mais des pics de vitesses instantanées de  $0.7 \text{ m.s}^{-1}$  et  $0.5 \text{ m.s}^{-1}$  sont enregistrées respectivement en section centrale (P3) et Ouest (P1) de la plage. La position des instruments de mesure sur le platier vaseux (250 m après la rupture de pente en P1 et 150 m après la rupture de pente en P3) permet de conclure qu'une large section du platier vaseux est soumise à ces courants orientés vers le large. Les mesures, effectuées au niveau du *ridge*, laissent supposer un écoulement canalisé dans les *runnels* et donc d'intensité plus forte. Au niveau de la rupture de pente, des courants de retour sont observés et sont contraints en un écoulement *longshore* canalisé entre la rupture de pente et la bordure interne du platier vaseux. Des courants circulaires sont détectés lors de la tempête n°2 associée à des marnages plus importants.

**La hauteur significative et l'énergie des vagues** sont variables suivant les zones du platier vaseux. Ainsi, les hauteurs de vagues les plus importantes sont observées au niveau central de la plage (P3). L'énergie des vagues en section orientale est légèrement inférieure (P1). La hauteur des vagues en section méridionale (P6) est deux fois plus faible qu'au niveau du profil P3. Une augmentation importante de la hauteur significative des vagues est observée entre la section réfléchive et dissipative du profil P3. Au niveau du profil P1 et P6, les Hs sont stables ou légèrement décroissantes entre les sections vaseuses et sablo-graveleuses, conséquences des processus de

*shoaling*, *surf* ou *swash* mis en jeu. L'analyse des ratios  $H_s/h$  montre une gamme de valeurs comprises entre 0.1 et 0.4 sur le platier vaseux (*ridge*) et un début de déferlement est identifié pour un critère  $\gamma > 0.15$ . En zone réfléchive, les valeurs de la hauteur relative de vagues sont plus élevées ( $0.2 < H_s/h < 2$ ), un déferlement est estimé pour un critère  $\gamma > 0.8$ . Le rapport  $H_s/h$  plus faible au-dessus du platier vaseux induit une durée de déferlement plus importante lors des tempêtes (Figure 67). La durée et l'intensité du déferlement des vagues jouent potentiellement un rôle majeur dans l'érosion des structures en *R-R*.

**Au niveau des variations morpho-sédimentaires**, la tempête n°1 entraîne un nivellement vers le bas de la section réfléchive du profil P3. La partie basse de la section réfléchive devient concave associée à un dépôt de sédiment (+0.2 m), tandis que la section supérieure du profil devient convexe, associée à une érosion (-0.3 m). La rupture de pente migre vers le large. Une érosion de la bordure interne du platier vaseux, entraînant une migration vers le large, est mesurée pendant la tempête du 28 février, conséquence des courants de retour *cross-shore* de forte intensité. Une érosion de la surface du *ridge* du profil P3 et une augmentation de l'espace des *runnels* est observée. Lors de l'épisode tempétueux n°2, les variations morphologiques de la section réfléchive sont moins importantes, du fait du nouveau profil d'équilibre atteint le 01 mars (tempête n°1). Nous observons une même dynamique au niveau du platier vaseux avec la réduction de la largeur du *ridge* et une formation de "galets mous" à partir des blocs de vase érodés. Un dépôt sédimentaire sablo/graveleux, provenant de la section réfléchive, est observé sur une cinquantaine de mètres dans les *runnels*, conséquence des courants de retour d'intensité plus forte lors de la tempête n°2.

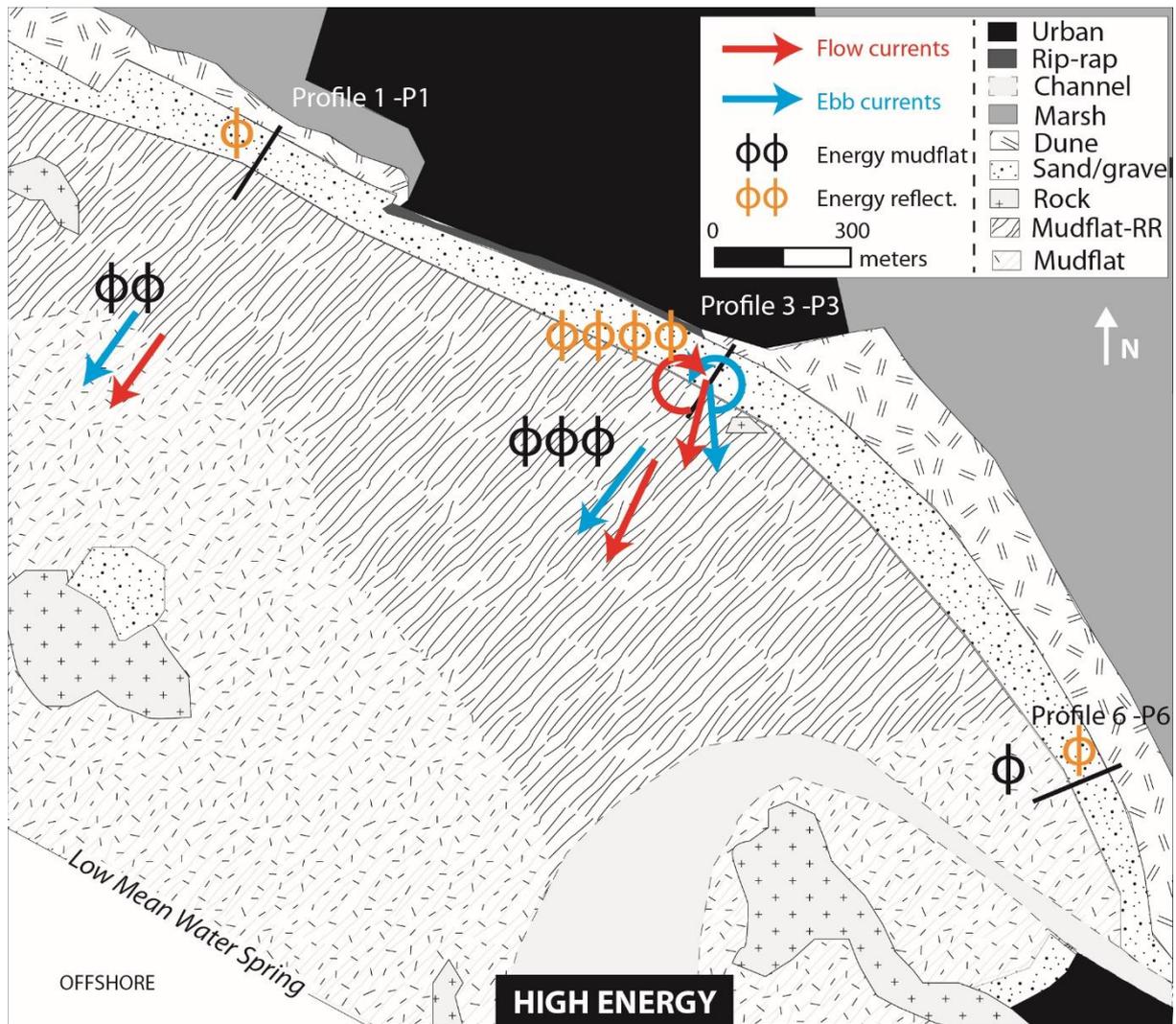


Figure 66. Schéma récapitulatif des résultats des mesures hydrodynamiques (courants et puissances des vagues) au niveau des profils P1, P3 et P6 de la plage de Bétahon sous conditions agitées (forte énergie – Hs plage=1.2 m).

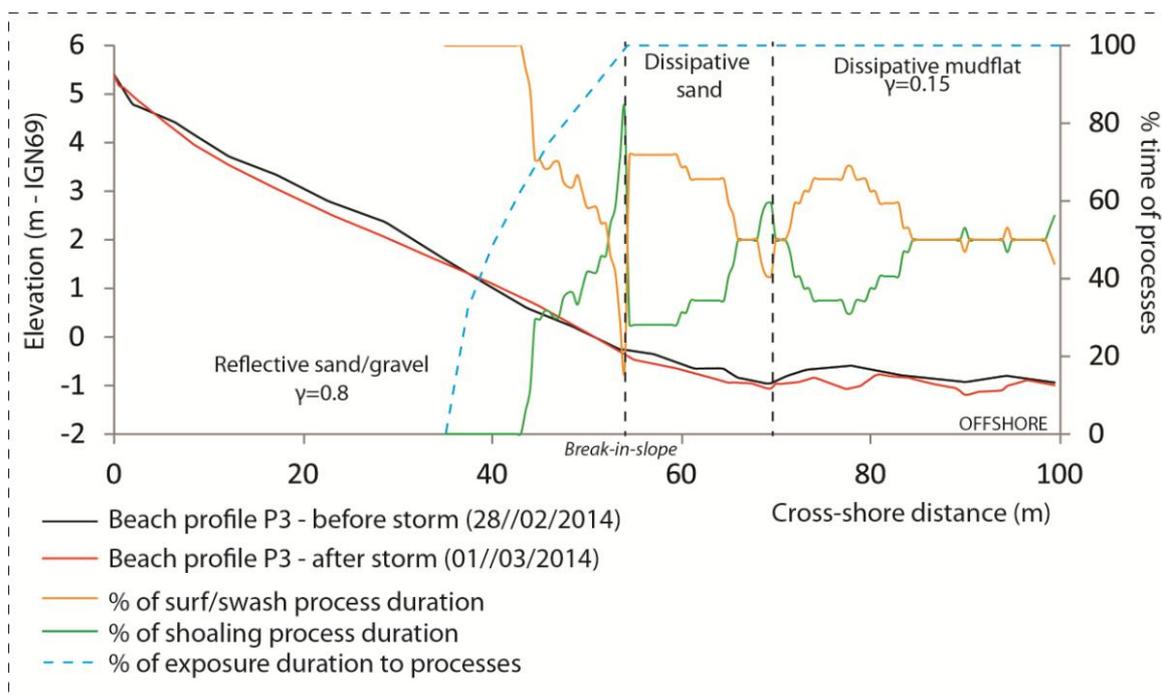


Figure 67. Pourcentages des durées des processus de shoaling et de surf/swash en zone réfléchissante et dissipative du profil P3 de la plage de Bétahon lors de la marée de tempête n°1. Notons que le platier vaseux est soumis plus longtemps à l'ensemble de ces processus.

### En conditions d'énergie modérée (Figure 68):

**Au niveau hydrodynamique**, des courants de retour sont détectés en début et en fin de marée en compensation du déferlement des vagues au niveau du platier vaseux (P1 et P3). En partie centrale du platier vaseux (P3), des courants orientés vers la plage sont observés, conjoints au moment de *shoaling* associé aux niveaux d'eau croissants lors de la marée. La composante *longshore* devient dominante au niveau du profil P1. L'inversion des composantes *longshore* et *cross-shore*, liée à la marée, est également bien identifiée dans cette zone de la plage. Les courants sont d'intensité moindre ( $0.05$  à  $0.1 \text{ m.s}^{-1}$ ) comparée aux marées de forte énergie. Au niveau de la rupture de pente, des courants *longshore* sont mesurés, canalisés entre la rupture de pente et la bordure interne du platier vaseux. L'inversion de marée est nettement identifiée, les courants au flot sont orientés vers l'Ouest et au jusant, vers l'Est de la plage. Les vitesses sont maximales au moment des mi-marées montantes et descendantes et deviennent quasi nulles autour du niveau d'eau de pleine mer. Le signal de flot est dominant en terme d'intensité. Quelques moments de courants de retour sont observés en fin de marée, conjointement aux positions de la zone de surf sur la partie réfléchissante.

**La hauteur significative et l'énergie des vagues** présentent la même variabilité spatiale que lors des marées de tempêtes. Cependant, l'écart de puissance des vagues entre les sections réfléchissante et dissipative est réduit au niveau du profil P1. Nous pouvons également noter une augmentation de la hauteur significative des vagues entre la section dissipative et la section réfléchissante. La dissipation de l'énergie opérée par le déferlement ne se produit pas pour les niveaux d'eau plus importants et pour des hauteurs significatives des vagues plus faibles. Une amplification de la puissance des vagues (sous *shoaling*) est observée entre la section dissipative vaseuse et la section réfléchissante sablo-graveleuse au

niveau du profil P3 tandis qu'une atténuation est détectée sur les autres zones géographiques (P1 et P6). L'impact des structures en *ridges and runnels* et des changements abrupts longitudinaux d'altitude induisent une variabilité *longshore* du déferlement d'une vague (Figure 69). Le ratio  $H_s/h$  est inférieur à 0.15 dans les *runnels (shoaling)* et supérieur à ce seuil sur les *ridges (surf)* pour des vagues de conditions d'énergie modérée ou faible. La durée du déferlement et l'énergie au-dessus des *ridges* sont donc plus importantes. Cela peut expliquer l'érosion forte (détachement en blocs) des pans de falaises des *ridges* perpendiculaires au trait de côte, lors des tempêtes.

**Concernant les variations morpho-sédimentaires**, un dépôt sédimentaire (+0.15 m) est observé en haut et bas de section réflective entre les deux tempêtes. Les variations morphologiques postérieures à la tempête n°2 sont peu significatives. Les conditions d'énergie modérée associées à des marnages décroissants ont peu d'impacts sur le profil de plage et entraînent un recul vers le littoral de la rupture de pente, rejoignant approximativement sa position "initiale" du 28 février 2014.

**Un complément de discussion est retranscrit dans le chapitre 5 dans la publication : "Morphodynamic of a sandy-muddy macrotidal estuarine beach under contrasted energy conditions (Vilaine estuary, France) ". Un modèle conceptuel de la morpho-dynamique *cross-shore* de la section centrale (Profil 3) de la plage de Bétahon en conditions de haute énergie est proposé.**

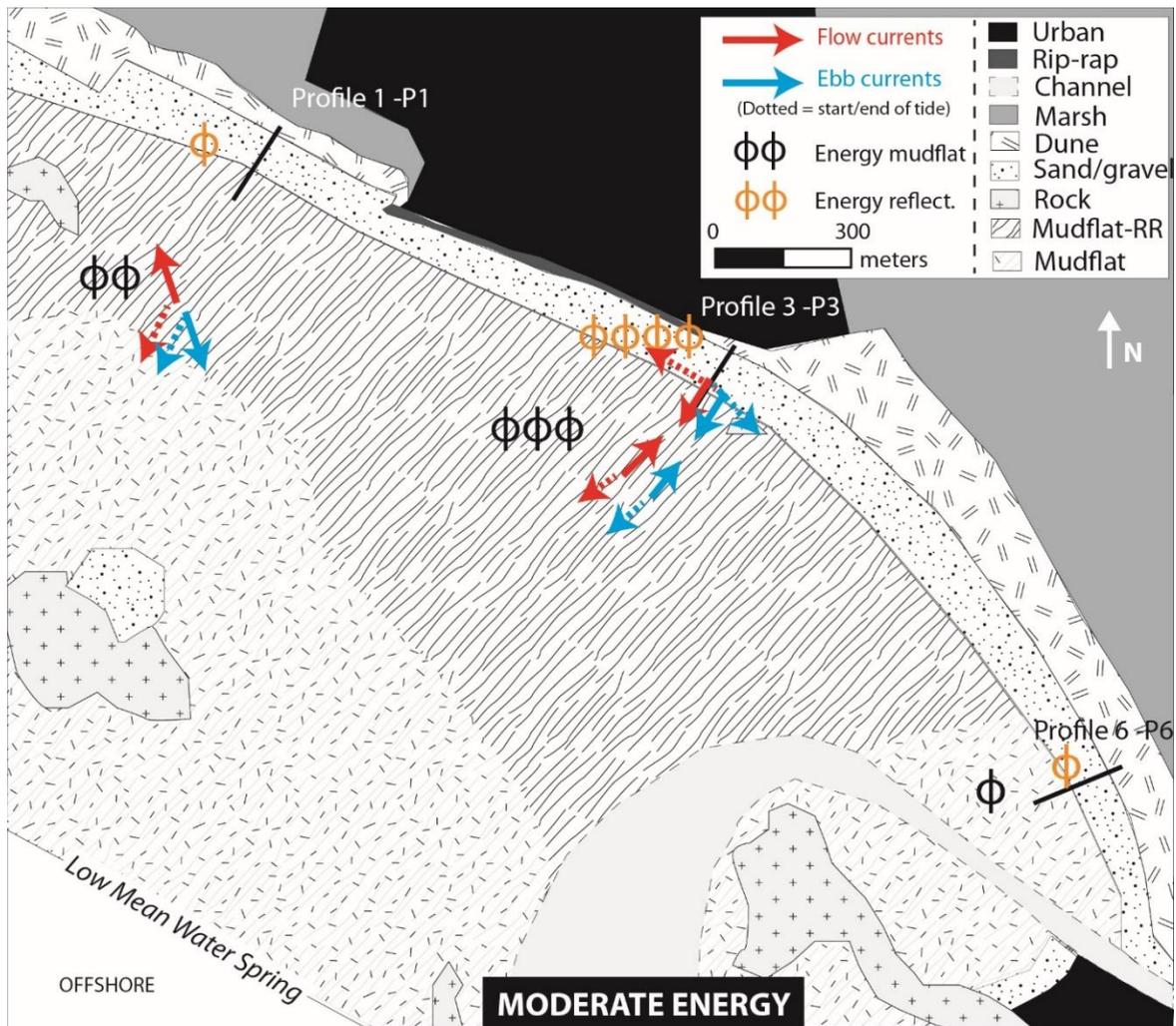


Figure 68. Schéma récapitulatif des résultats des mesures hydrodynamiques (courants et puissances des vagues) au niveau des profils P1, P3 et P6 de la plage de Bétahon sous conditions d'agitation moyenne (énergie modérée – Hs=0.6 m).

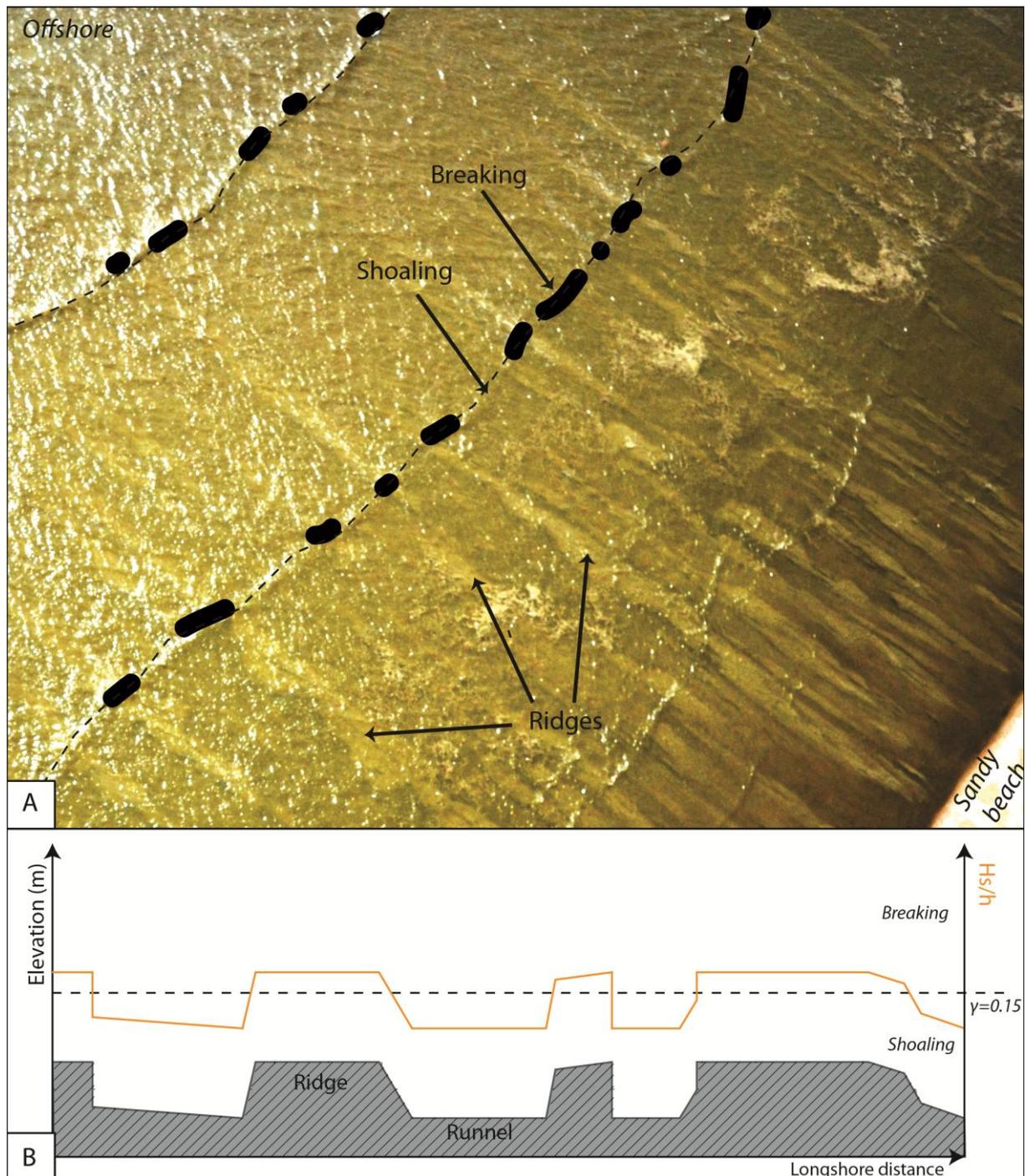


Figure 69. A. Image aérienne par cerf-volant du platier vaseux de Béthahon à marée montante (22 octobre 2015). Les sections déferlantes des crêtes de vagues sont identifiées en noir. B. Modèle conceptuel de variabilité *longshore* du rapport  $H_s/h$ . La limite de déferlement  $\gamma=0.15$  est identifiée en ligne pointillée noire.

## **I.B. Morphodynamique de la plage de Bétahon en conditions de temps calme - juin 2014**

### **I.B.1. Conditions de houle au large et conditions météorologiques**

Les conditions de houle au large (Bouée Plateau-du-Four - réseau Candhis), les niveaux d'eau (port du Crouesty – Refmar/Shom) et les données météorologiques (station météorologique de Sarzeau – Météo-France) sont présentés pour la période du 12 au 20 juin 2014 (Figure 70).

Les paramètres de conditions hydrodynamiques au large et de météorologie présentés dans cette section sont similaires à ceux de la campagne de mars 2014. Ils concernent : le vent (vitesse et direction) et ses composantes *cross-shore* et *longshore* ; les différents paramètres de la houle au large (hauteur significative des vagues -  $H_s$ , période pic -  $T_p$  et direction au pic -  $Dir_p$ ) et la puissance des vagues au large intégrée sur 30 minutes ; les hauteurs d'eau prédites, observées (moyennées sur 10 minutes) ainsi que le signal résiduel (surcote/décote). Les levés topographiques journaliers sont indiqués par des barres verticales grises et notées de B1 à B7.

**Des conditions météo-marines extrêmement calmes caractérisent cette campagne de suivi hydro-morpho-sédimentaire** (Figure 70). La houle au large est caractérisée par une hauteur significative inférieure à 1 m sur l'ensemble de la période de mesures. Deux régimes caractérisent la houle au large. Le premier régime est une houle en provenance de l'Ouest/Sud-Ouest dont les périodes pics oscillent entre 6 et 12 s. Le second régime est défini par une houle en provenance du Nord-Est et est caractérisée par des périodes pics inférieures à 4 s. Cette mer de vent est parfaitement établie à partir du 17 juin. La période du 12 au 17 juin présente des alternances entre ces deux régimes. L'énergie des vagues est très faible ( $P < 10000 \text{ J.s}^{-1}$ ) en comparaison avec la campagne de mars 2014. Une décote décimétrique est régulièrement observée au moment des marées basses et des régimes de mer de vent. En effet, un vent en provenance du Nord/Nord-Est et d'intensité relativement constante ( $2 \text{ à } 6 \text{ m.s}^{-1}$ ) est observé sur l'ensemble de la période, poussant ainsi la masse d'eau vers le large. La composante *cross-shore* ( $- 5 \text{ m.s}^{-1}$ ), orientée vers le large, est dominante sur la zone orientale (P1) et la zone centrale (P3) de la plage. La composante *longshore* est quasi nulle. Au niveau méridional de la plage (P6 – pointe du paléo-cordon), l'orientation du trait de côte entraîne un équilibre entre les composantes *cross-shore* ( $- 5 \text{ m.s}^{-1}$ ) et *longshore* ( $+5 \text{ m.s}^{-1}$ ) du vent. Les décotes sont maximales lors de cette période et sont associées avec ces vents de terre.

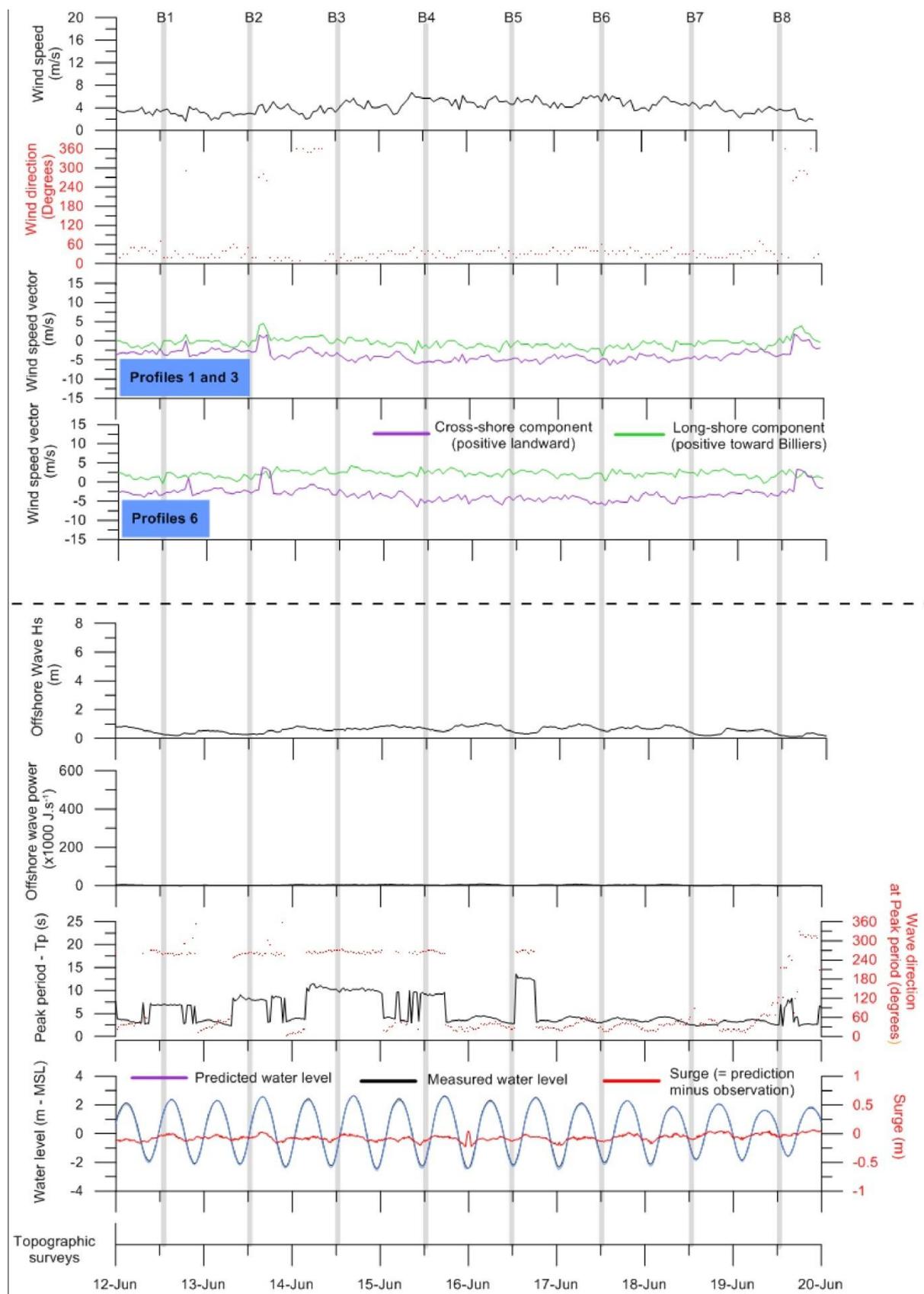


Figure 70. Données météo-marines pour la période du 12 au 20 juin 2014 - du haut vers le bas : Vitesses du vent ; Direction du vent ; Composantes *longshore* et *cross-shore* du vent suivant les zones de plage ; Hauteurs significatives des vagues au large (bouée Plateau du four - Candhis) ; Puissance des vagues au large (énergie) ; Périodes pics des vagues au large ; Hauteurs d'eau prédites, observées et surcotes résultantes.

## I.B.2. Conditions hydrodynamiques sur la plage

### I.B.2.a. Positions des instruments de mesures hydrodynamiques sur les profils cross-shore

En complément des répartitions spatiales des instruments sur la plage (Figure 57), les positions des instruments de mesures sont présentées sur les profils *cross-shore* 2D (Figure 71). Sur le profil P1, les courants sont mesurés au niveau du platier vaseux (ADV-P1) présentant une surface plane (sans *ridges and runnels*). Les caractéristiques des vagues sont mesurées en ce point (I1-P1) et en bordure interne du platier (I2-P1). En section centrale de la plage (P3), les courants sont mesurés en bordure externe du platier vaseux (AQPro), au-dessus d'un *ridge* (ADV-P3) et entre la rupture de pente et la bordure interne du platier (ADCP). La surface du platier vaseux présente des changements structurels le long du profil P3. Une surface plane de vase semi-fluide est observée au large. Puis, un système de *ridges and runnels* se développe et devient très déstructuré vers la bordure interne du platier vaseux. Au niveau de l'ADCP, vases fluides et sables fins se mélangent. Les paramètres de vagues sont mesurés en quatre points de la bordure externe (I1-P3) jusqu'à la bordure interne (I4-P3) du platier vaseux et en milieu de section réfléchive (I5-P3). Sur la section latérale P6, les caractéristiques des vagues sont mesurées en début (I1-P6) et en fin de section sablo-vaseuse (I2-P6).

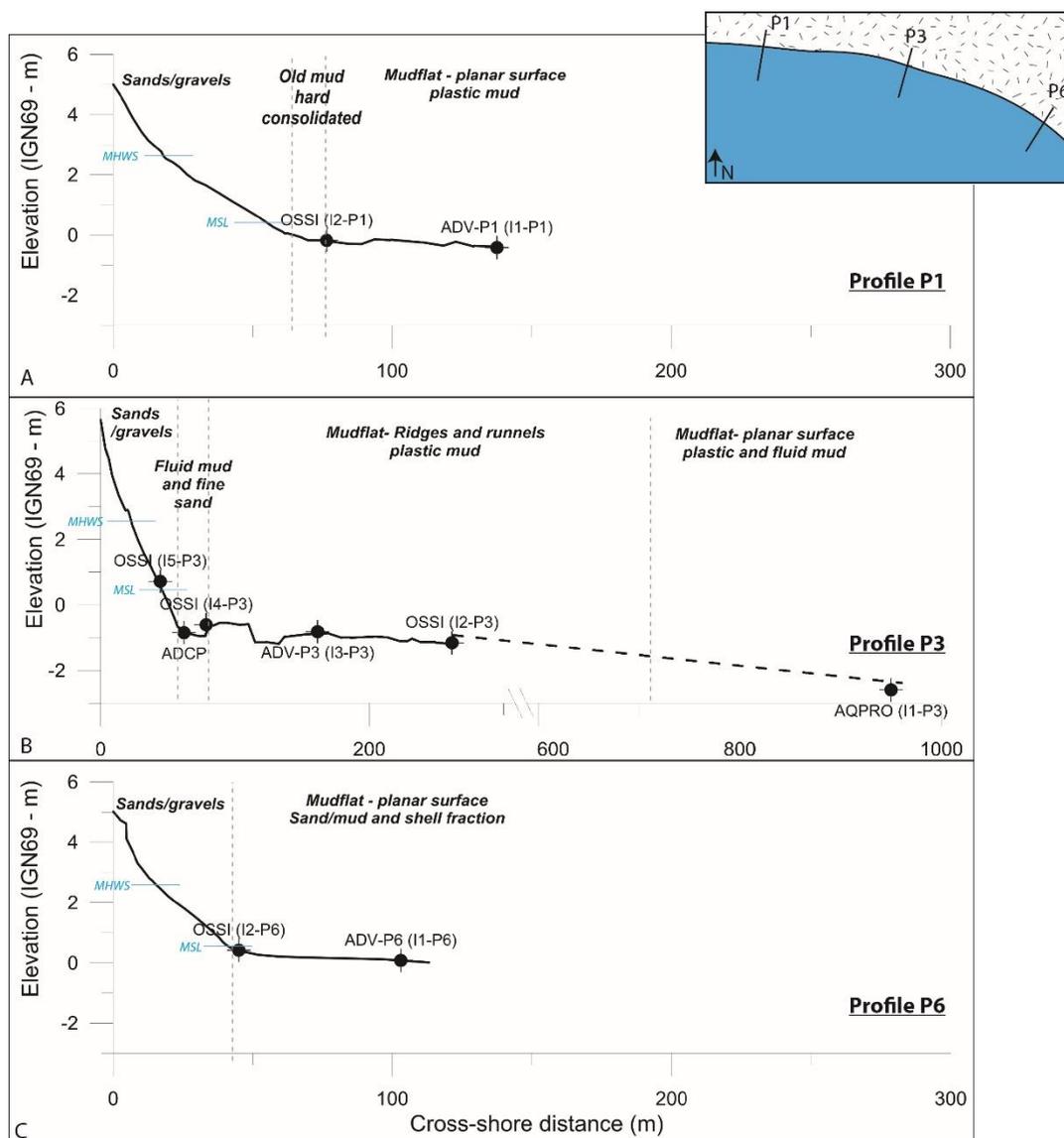


Figure 71. Positions des instruments de mesures sur les profils de plage de Bétahon du 12 au 20 juin 2014. A. profil P1 ; B. profil P3 ; C. profil P6.

### 1.B.2.b. Caractéristiques des vagues sur la plage

Les rapports  $H_s/h$  sont présentés pour les différents points de mesures des sections dissipatives et réfléchives de la plage.

Comme observé lors de la campagne de mesure de mars 2014, les hauteurs significatives des vagues sont modulées et limitées par les hauteurs d'eau en domaine intertidal (Levoy *et al.*, 2001 ; Stépanian, 2002 ; Sedrati, 2006 et Friedrich, 2011). Ainsi, la hauteur des vagues enregistrée à marée haute est alors supérieure à celle mesurée à marée basse.

Au niveau du platier vaseux, les valeurs de  $H_s/h$  sont inférieures à 0.2 au niveau du *ridge* et de la bordure interne du profil P3 (Figure 72B, Figure 72C). Ce seuil est également observé au niveau du platier vaseux (Figure 72E) et sur la bordure interne du profil P1. Sur l'ensemble de la période de mesures, ce ratio présente des valeurs inférieures sur la section du platier vaseux du profil P6 ( $H_s/h \leq 0.1$  - Figure 72F). C'est également le cas en bordure externe du platier vaseux ( $H_s/h < 0.15$  - Figure

72A). Les valeurs maximales sont atteintes pour les niveaux d'eau les plus bas ( $h < 1$  m). Un micro-déferlement (pluri-centimétrique) a été observé visuellement lors de cette campagne de mesure (Figure 73A et Figure 73B). L'analyse des spectres ne permet cependant pas de mettre en évidence les limites de *surf* des vagues (Figure 72G). Nous pouvons donc considérer que l'ensemble des capteurs sont sous *shoaling* pour des valeurs inférieures à un ratio  $H_s/h = 0.2$  au niveau du platier vaseux. Ces conclusions confirment l'analyse faite lors de la campagne de mars 2014 réalisée sous conditions agitées avec un seuil de  $h_s/h = 0.15$  pour un début de déferlement. Nous pouvons noter au niveau des spectres un élargissement de la gamme de fréquence de la bordure externe ( $f = 0.07 - 0.13$  Hz pour la marée 5) à la bordure interne du platier vaseux ( $f = 0.07 - 0.17$  Hz pour la marée 5). L'apparition de hautes fréquences ( $f_{\max} = 0.17$  Hz) est observée avec l'augmentation de niveau d'eau. L'énergie est assez diffuse dans les différentes fréquences ( $f = 0.8 - 1.3$  Hz) au niveau du *ridge* en comparaison à l'énergie restreinte aux fréquences inférieures à 0.1 Hz, en bordure externe du platier vaseux

**Au niveau de la section réfléchive du profil P3**, l'amplitude des valeurs du ratio  $H_s/h$  est plus importante qu'au niveau dissipatif (Figure 72C). Celle-ci atteint un maximum de 0.5 pour des hauteurs d'eau inférieures à 0.3 m. La hauteur relative des vagues décroît avec les niveaux d'eau croissants et ne dépasse pas un seuil de 0.15 pour des hauteurs d'eau supérieures à 1 m. Ces valeurs sont potentiellement sous le seuil de déferlement en zone réfléchive car l'analyse spectrale ne permet pas de définir, comme au niveau du platier vaseux, des seuils pour le paramètre de déferlement  $\gamma$  (Figure 72G). Ces valeurs sont cependant en accord avec les observations faites sous conditions d'énergie forte ou modérée ( $\gamma_{\min} = 0.8$ ). Nous observons une gamme de fréquences proche de la section vaseuse et sablo-graveleuse ( $f = 0.07 - 0.16$  Hz pour la marée 5), mais sans influence particulière des niveaux d'eau. Comme au niveau du platier vaseux (ADV P3), nous pouvons noter également de multiples pics d'énergie dans l'ensemble de la gamme de fréquences, mais d'intensité plus élevée.

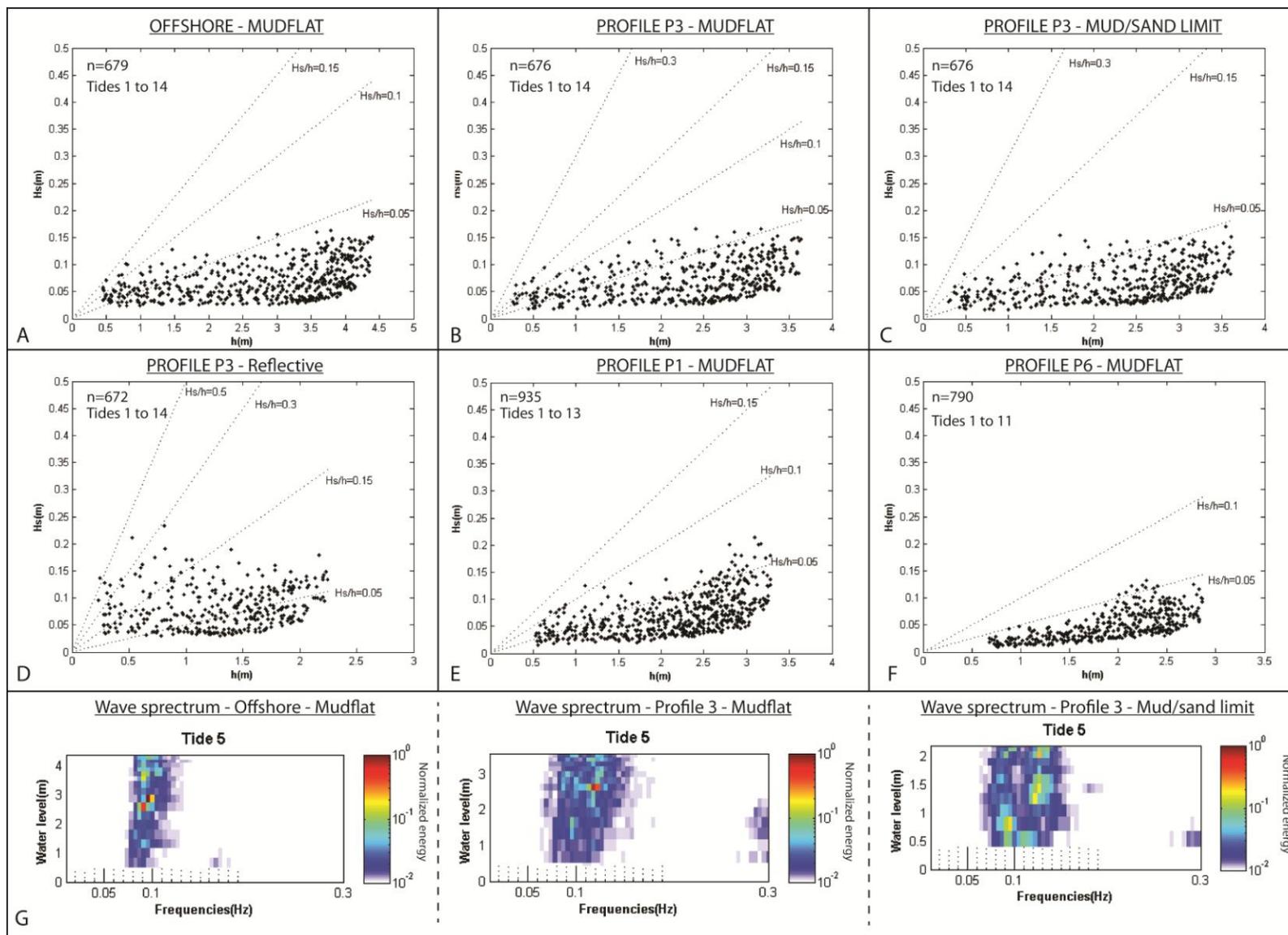


Figure 72. A. Relations entre hauteurs significatives des vagues et hauteurs d'eau au-dessus du fond : A. Au niveau de la bordure externe du platier vaseux ; B. Au niveau du platier vaseux du profil P3 ; C. Au niveau de la bordure interne du platier vaseux du profil P3 ; D. Au niveau de la section réfective du profil P3 ; E. Au niveau au niveau du platier vaseux du profil P1 ; F. Au niveau au niveau du platier vaseux du profil P6 ; G. Exemples de spectres d'énergie intégrés sur la hauteur d'eau au niveau de la bordure externe du platier vaseux, des sections dissipative et réfective du profil P3 pour la marée 5 de la campagne de mesures de juin 2014.

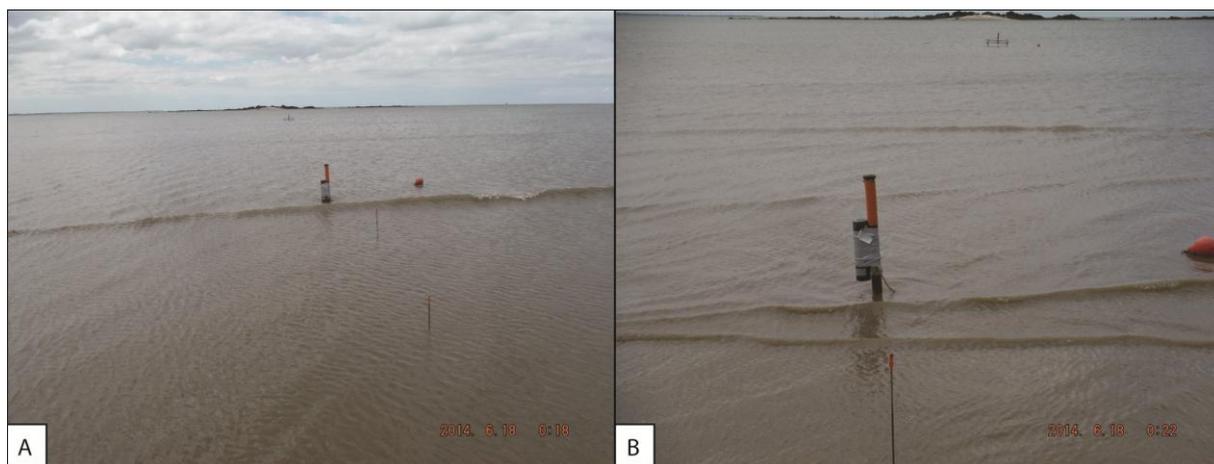


Figure 73. A. Déferlement d'une vague unique ( $H_b = 5-10$  cm,  $h = 15-20$  cm) au niveau du capteur de pressions situé en aval de la bordure interne du platier vaseux (limite vase/sable) du profil P1. Des ondes secondaires de très faible amplitude sont observables sous l'effet du vent (dirigé Nord-Ouest) sur le platier vaseux. B. Déferlement d'un groupe de vagues ( $H_b = 2-5$  cm,  $h = 5-15$  cm) de directions multiples, issu d'un déferlement unique, au niveau de la bordure interne du platier vaseux du profil P1.

Les séries temporelles de hauteurs significatives des vagues, de périodes moyennes et de niveaux d'eau entre le 12 et 20 juin 2014 sont détaillées au niveau des sections dissipatives et réfléchissantes des profils P1, P3 et P6 (Figure 74). Les variations temporelles de la puissance des vagues et les taux d'atténuation et/ou d'amplification de l'énergie des vagues pour les moments de *shoaling* sont également analysés.

Au niveau du profil P1, sur le platier vaseux, la valeur maximale de la hauteur significative des vagues ( $H_s = 0.21$  m) est atteinte lors de la marée de vive-eau présentant un marnage maximal (marée n°5). La modulation de la hauteur significative par les niveaux d'eau est observée atteignant ensuite un seuil stable autour des niveaux de pleine mer (Figure 74A). Entre les deux capteurs situés sur la section dissipative vaseuse, la hauteur des vagues ne présente pas d'évolution. La période moyenne augmente progressivement jusqu'au 17 juin, passant de 6 s à 10 s. Tout comme le  $H_s$ , la période est modulée avec le niveau d'eau et atteint son maximum au moment de la pleine mer. Les valeurs des ratios  $H_s/h$  montrent que l'ensemble de la section dissipative est sous *shoaling* pour la totalité des marées ( $H_s/h \leq 0.15$ ), les micro-déferlements de début et fin de marée n'étant pas détectés.

D'un point de vue énergétique, la puissance des vagues est très faible comparé à celle calculée lors de la campagne de mars 2014. Des variations très faibles d'énergie sont identifiées entre les deux capteurs du platier vaseux. Pour les marnages les moins importants (marées 1, 2, 13 et 14), aucune atténuation ou amplification de l'énergie n'est observée (Figure 74A). Pour les autres marées, des phases d'amplification et d'atténuation de l'énergie sont observées. L'intensité de ces phases est croissante avec le marnage, le maximum d'atténuation ou d'amplification est détecté lors des marées de vives eaux (marées 4, 5, 6 et 7). Deux signaux sont observés. Le premier signal présente une amplification sur le platier vaseux ( $S_0 = +0.01 \cdot 10^2 \text{ J} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ ) en début de marée puis une inversion s'opère. Une atténuation est alors observée ( $S_0 = -0.01 \cdot 10^2 \text{ J} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ ) avec l'augmentation de la hauteur d'eau sur le platier vaseux. Une phase d'amplification est de nouveau détectée en fin de

marée. Le deuxième signal présente quant à lui une ampliation lors du flot et une atténuation lors du jusant de marée (marées 5 et 10). Sur cette section de 60 mètres du platier vaseux, une signature précise des variations d'énergie n'est pas aisément identifiable sur l'ensemble des marées car le signal est fortement bruité.

**Sur la section méridionale de la plage (P6)**, les variations des hauteurs significatives des vagues et des périodes moyennes présentent les mêmes tendances qu'au profil P1 (Figure 74C). Ces deux paramètres, très caractéristique, sont également similaires sur l'ensemble de la section dissipative du profil (I1-P6 et I2-P6). La hauteur significative des vagues croît pour atteindre un maximum aux marées de vives eaux, mais l'amplitude est deux fois moindre qu'au niveau des profils P1 et P3 de la plage ( $H_s = 0.12$  m). Aucun déferlement des vagues n'est également détecté (ou enregistré - capteur à 10 cm au-dessus du substrat) sur cette section du platier vaseux ( $H_s/h < 0.15$ ).

L'énergie des vagues au niveau du platier vaseux du profil P6 est trois fois plus faible sur la section orientale de la plage (Figure 74C). Lors des marées de très faible énergie (marées 1, 2, 3, 8 et 11 pour le profil P6), aucune évolution de la puissance des vagues n'est observée le long de la section du platier vaseux. Avec les marnages croissants des marées de vives eaux (marées 4 à 7), une atténuation de l'énergie des vagues est observée (Figure 74D). Celle-ci est cependant d'intensité moindre qu'au profil P1 (2 à 10 fois plus faible). Conjointement aux variations de la hauteur significative des vagues, une baisse d'énergie est identifiée aux étales de marées de PMVE. Lors de la marée de vive eau n°5, une alternance de phases d'amplification et d'atténuation de l'énergie se produit. Les tendances générales vont dans le sens d'une amplification de l'énergie ( $S_0 = + 0.002 \cdot 10^2$  J. s<sup>-1</sup>. m<sup>-1</sup>) entre les deux capteurs du platier vaseux. Comme au niveau du platier vaseux du profil P1, ce signal est fortement bruité. Les intensités des phases d'amplification et d'atténuation de l'énergie sont cependant moins importantes sur cette section (P6) de la plage. Nous pouvons observer également un signal différent lors des marées 9 et 10, avec une phase d'amplification pendant les niveaux d'eau de pleine mer.

**Au niveau du profil P3**, cinq capteurs de pressions ont été positionnés entre la section dissipative et réfléchive de la plage (Figure 74B). D'une manière générale, nous pouvons observer que les hauteurs significatives des vagues sont relativement constantes sur l'ensemble du profil depuis la bordure externe du platier vaseux jusque la section réfléchive de la plage (Figure 74B). La hauteur significative maximale ( $H_s = 0.24$  m) est observée au niveau de la section réfléchive du profil P3, lors de la marée de marnage maximum (marée 5). Au niveau du platier vaseux, les hauteurs des vagues sont similaires à celles observées en P1 ( $H_s = 0.2$  m). Les périodes moyennes présentent les mêmes tendances que décrites précédemment et sont similaires aux différents points de mesures du profil. L'analyse des valeurs du ratio  $H_s/h$  montre que le processus de *shoaling* domine l'ensemble de la section dissipative ( $H_s/h \leq 0.15$ ) et réfléchive ( $H_s/h \leq 0.8$ ). Le micro-déferlement, observé visuellement en début et fin de marée, n'est pas identifié en raison de la hauteur des capteurs (+0.15 m) au-dessus du fond.

**L'analyse des taux d'atténuation/d'amplification de l'énergie des vagues** est réalisée uniquement entre certains capteurs du profil depuis le large jusque la section réfléchive et concerne

la période de *shoaling* commune aux différents capteurs (Figure 74D). Une analyse temporelle est tout d'abord proposée puis l'analyse d'un taux d'atténuation/amplification général est proposée.

Entre la bordure externe du platier et le capteur I2 qui présente une surface relativement plane sans structures de types *ridges and runnels*, peu de variations de l'énergie sont identifiées, excepté une légère amplification lors de la marée de vive eau n°5 ( $S_0 = +0.002 \cdot 10^2 \text{ J. s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ ). Les variations d'énergies sont plus prononcées entre le capteur I2 et I3. Une atténuation ( $S_0 = -0.01 \cdot 10^2 \text{ J. m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ ) est globalement observée sur cette section de 100 m de longueur du platier vaseux qui présente des *ridges and runnels* resserrés (graphe non présenté). La section suivante, localisée entre le capteur I3 et I4, correspond globalement à celle analysée sur les profils latéraux de la plage. Elle est constituée de *ridges and runnels* déstructurés. Lors de la marée n°5, nous observons un signal contraire à la zone précédente (Figure 74D). Une atténuation se produit pendant le flot et une amplification ( $S_0 = +0.008 \cdot 10^2 \text{ J. s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ ) de l'énergie est observée au jusant.

Nous analysons les variations d'énergie des vagues entre les sections dissipative et réfléchive de la plage (I3 à I5). Contrairement à la campagne de mars 2014 (haute énergie), où une amplification importante de l'énergie était observée, une atténuation de l'énergie se produit en conditions de temps calme. La majeure partie du signal de marée est concernée par cette atténuation, qui devient nulle avec la marée descendante. Les moments d'amplification de l'énergie des vagues sont observés en début et en fin de marée pour les ratios  $H_s/h$  les plus élevés. D'une manière générale, une diminution de l'énergie entre la bordure externe du platier et la section réfléchive de la plage est observée (Figure 74C).

Le taux d'atténuation/amplification général de l'énergie des vagues entre les différents capteurs des profils permet d'avoir une valeur unique représentative des variations d'énergie par sections (Tableau 12). Une amplification de l'énergie est observée uniquement sur les premiers 600 mètres du platier vaseux, depuis la bordure externe du platier vaseux (P3 - I1/I2). Cette amplification est cependant très faible. L'amplification est associée à la pente la plus faible ( $\tan\beta = 0.0021$ ) de la cette section dissipative du profil *cross-shore* (P3) allant de la bordure externe à la bordure interne du platier. Cette zone ne présente également pas de *ridges and runnels*. Une atténuation de l'énergie des vagues est observée sur le reste des sections. En comparant, les taux d'atténuation sur les sections dissipatives comparables des profils (P1-I1/I2, P3-I3/I4 et P6-I1/I2), nous observons que l'atténuation est minimum au niveau du profil P1 qui présente une surface de vase semi-fluide. Le taux d'atténuation maximal est observé au niveau de la section dissipative sablo-vaseuse du profil P6 et proche de celui des *ridges and runnels* du profil P3. A l'approche de la bordure interne, la pente de la section dissipative augmente. La pente entre les capteurs P3-I2 et P3-I3 est maximale sur la section centrale et présente des structures en *R-R*. Le taux d'atténuation de l'énergie des vagues augmente avec la pente en section centrale de la plage ( $\tan\beta = 0.0034$ ). Entre le capteur I3 et I4 du profil P3, le taux d'atténuation diminue légèrement ainsi que la pente du platier vaseux ( $\tan\beta = 0.0027$ ). Bien que la pente soit plus élevée sur la section du profil P1 de la plage ( $\tan\beta = 0.0039$ ), les taux d'atténuation sont quasi nul. Au niveau du profil P6, la pente de cette section dissipative est la plus forte de la plage ( $\tan\beta=0.0059$ ), le taux d'atténuation est plus élevé.

Dans la littérature, des ordres de grandeurs sont donnés concernant le pourcentage d'atténuation de l'énergie des vagues sur différentes surfaces (Cooper, 2005 ; Houser & Hill, 2010 ; Moller & Spencer, 2002). Ainsi, l'atténuation de l'énergie des vagues est environ  $0.1 \text{ \%} \cdot \text{m}^{-1}$  sur les platiers vaseux, légèrement supérieure pour les platiers sableux et proche de  $0.001\%$  pour les zones subtidales et mers ouvertes. Cependant ces valeurs peuvent être très variables d'un environnement à un autre. Les valeurs mesurées pour le platier vaseux de Bétahon sont proches de celles observées en zones subtidales. Cela peut s'expliquer par la configuration semi-abritée de la plage.

**D'autres hypothèses peuvent être émises sur l'évolution de l'énergie des vagues** au niveau des sections dissipatives latérales et centrales la plage, en supplément de celles concernant l'impact de la configuration morphologique générale de la plage :

- La première hypothèse concerne l'impact de la marée dans les variations d'énergie qui pourrait potentiellement expliquer l'inversion du signal observé entre le profil P1 (I1-I2) et P3 (I3-I4). En effet, l'onde de marée est orientée *longshore* en section P1 tandis qu'elle est traduite par un signal *cross-shore* plus fort en section centrale.

- La seconde hypothèse concerne l'impact de la pente *cross-shore* des sections du platier vaseux sur l'amplification/atténuation de l'énergie des vagues. L'amplification se produit en début de platier pour une pente minimum. L'atténuation de l'énergie est observée à l'approche de la bordure interne du platier vaseux, ou la pente est plus forte.

- Il convient de prendre en compte également une troisième hypothèse qui s'articule autour de la composition granulométrique et la présence/absence des formes morphologiques (*ridges and runnels*) du sédiment. La différence de composition granulométrique du platier vaseux entre la section est (sablo-graveleuse) et Ouest (vaseuse semi-fluide) peut jouer un rôle dans le taux d'atténuation/amplification de l'énergie (Sheremet *et al.*, 2003 ; Reading, 2013). La présence de vase semi-fluide n'induit donc pas une dissipation plus importante de l'énergie des vagues. La couche vaseuse n'est potentiellement pas assez fluide pour absorber l'énergie. L'impact des formes de fond et des tailles de grains (frottement -  $f_w$ ), par l'intermédiaire de la rugosité relative du fond, est indissociable car cette dernière influence la dissipation de l'énergie des vagues (Blanpain, 2009). Il est difficile d'affirmer formellement que la présence de formes sédimentaires de type *ridges and runnels* augmente l'atténuation de l'énergie. Il semblerait cependant que pour une pente plus faible, une surface de vases en *R-R* présente un taux d'atténuation de l'énergie des vagues plus élevé.

**En résumé**, en conditions d'agitation faible, les périodes moyennes présentent les mêmes tendances et ordres de grandeurs sur l'ensemble de la plage. Au niveau du platier vaseux, les hauteurs significatives des vagues sont similaires sur la section Ouest (P1) et centrale (P3) de plage. La hauteur significative maximale, modulée par la hauteur d'eau, est donc atteinte au moment des marnages les plus forts. La partie méridionale (P6) présente des Hs jusqu'à deux fois plus faibles lors de la marée à plus fort marnage. Un gradient d'énergie Ouest-Est est alors observé sur la plage. La

puissance maximale des vagues est atteinte au niveau du profil P1 tandis qu'une énergie est deux fois moindre au profil P6. Pour les autres marées, l'énergie est plus importante au niveau central de la plage. En conditions d'énergie faible, les valeurs maximales des facteurs d'atténuation/amplification sont divisées par dix par rapport à celles mesurées pendant la campagne de mars 2014. Concernant l'évolution de l'énergie sur un axe *cross-shore* du platier vaseux, nous observons une amplification de l'énergie sur la première partie de marée au niveau des sections latérales (P1 et P6) de la plage. Le pic d'amplification est atteint à mi-marée montante. Puis une atténuation de l'énergie s'opère, le maximum étant observé autour de l'étale de pleine mer. Un signal inverse est observé sur la section centrale, avec une atténuation pendant la phase de flot et une amplification lors de la fin de jusant. Depuis le large vers la bordure interne de la plage, une augmentation progressive de l'intensité des variations des taux d'atténuation/amplification de l'énergie des vagues est observée. D'un point de vue général, une amplification de l'énergie des vagues est détectée sur la première moitié du platier vaseux (depuis la bordure externe du platier vaseux). Le reste des sections du platier vaseux présente une amplification. Cependant ces valeurs sont faibles comparées à celles énoncées dans la littérature au niveau des platier vaseux et sableux.

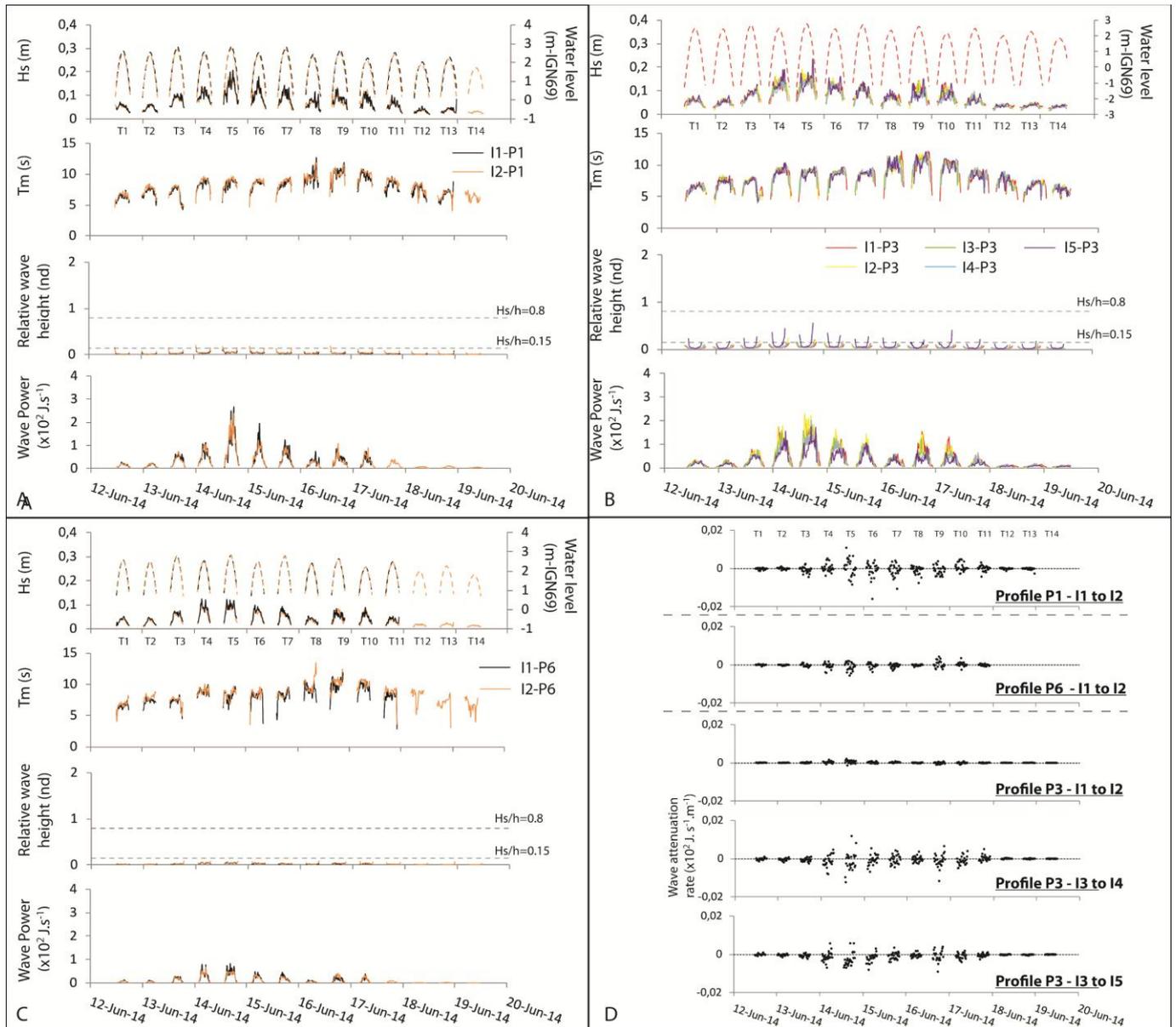


Figure 74. A. Paramètres des vagues au niveau des sections dissipative et réfléctive. A. Profil P1 de la plage de Bétahon du 12 au 20 juin 2014 ; B. Profil P3 de la plage de Bétahon du 12 au 20 juin 2014 ; C. Profil P6 de la plage de Bétahon du 12 au 20 juin 2014 - Du haut vers le bas : hauteurs significatives des vagues et niveaux d'eau ; périodes moyennes des vagues ; hauteurs relatives des vagues (Hs/h) ; puissance des vagues. D. Taux d'atténuation/amplification de l'énergie des vagues entre différents capteurs des sections dissipatives des profils P1, P3 et P6 et entre les sections réfléctive et dissipative pour le profil P3 lors des moments de shoaling.

Profile	Sensors	Distance between sensors (m)	Energy variation between two sensors (%)	Energy variation ( $\% \cdot \text{m}^{-1}$ )	Correlation factor ( $R^2$ )
P1	I1-I2	61	-0,01	-0,0002	0,863
P3	I1-I2	600	0,15	0,0003	0,79
	I2-I3	100	-0,19	-0,0019	0,79
	I3-I4	80	-0,04	-0,0005	0,76
	I4-I5	35	-0,07	-0,002	0,75
	I3-I5	116	-0,15	-0,0013	0,65
P6	I1-I2	65	-0,07	-0,0011	0,78

Tableau 12. Pourcentages de variations d'énergie (positif - amplification ; négatif - atténuation) par unité de distance entre les différents capteurs des profils de plage pour les périodes de shoaling pour la campagne de mesures de juin 2014.

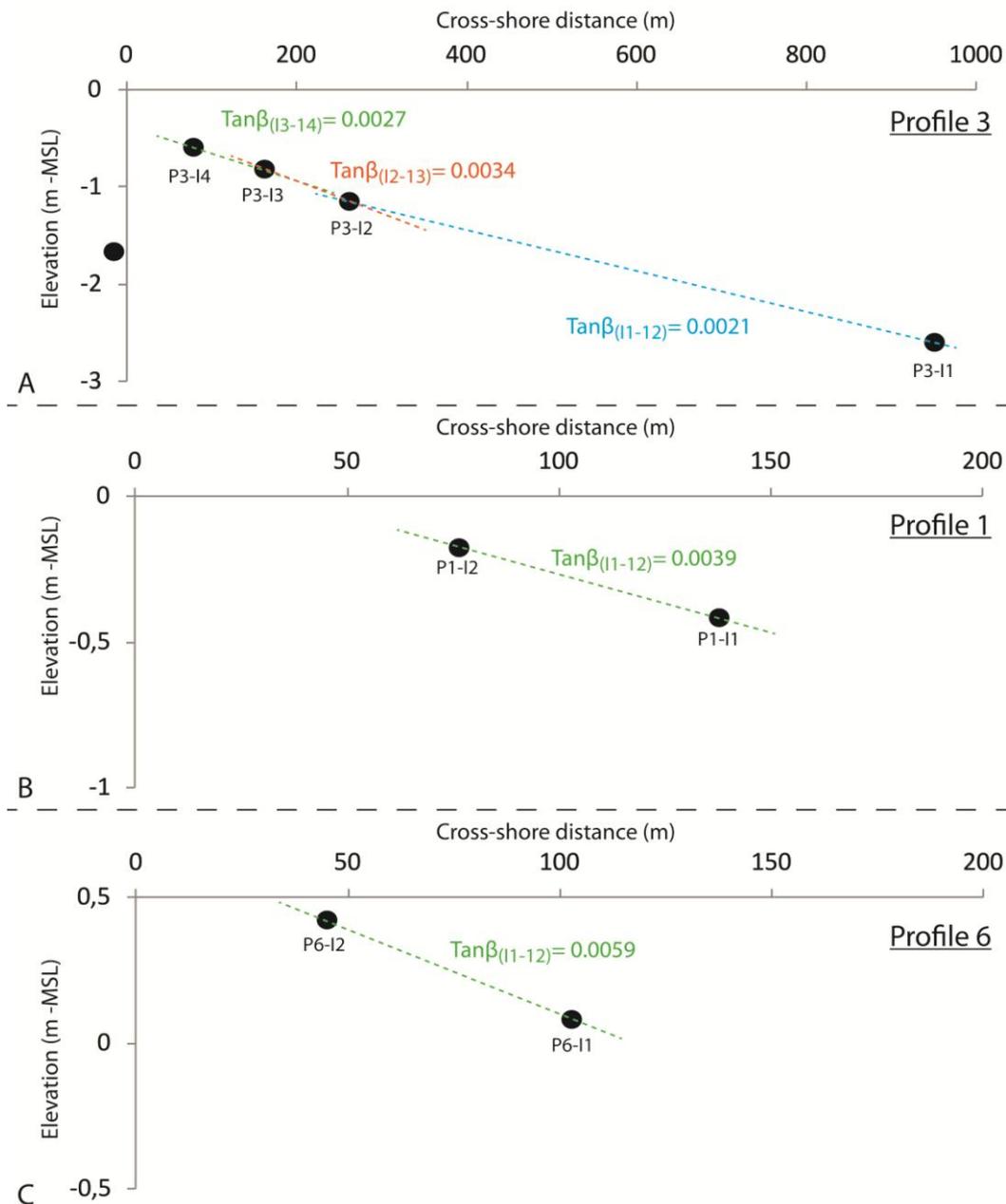


Figure 75. Pente des différentes sections du platier vaseux au niveau des profils P1, P3 et P6 de la plage de Bétahon lors de la campagne de mesures de juin 2014.

### I.B.2.c. Courants au fond

Les courants de fond sont analysés au niveau du platier vaseux sur une section plane P1 et au-dessus d'un *ridge* pour le profil P3 (cellule de mesure à 0.15 m au-dessus du fond - Figure 71). Sur le profil central (P3), les courants sont également mesurés à la limite de la zone dissipative, 2 mètres après la rupture de pente de la plage et avant la bordure interne du platier vaseux (bordure interne parallèle au trait de côte). La cellule de mesure est localisée à 0.65 m au-dessus du fond. Les courants au niveau de la bordure externe du platier vaseux sont mesurés à 1.75 mètres au-dessus du fond. Les

vitesse sont moyennées par *burst* et sont analysées selon les composantes *cross-shore* (U - positif vers la plage) et *longshore* (V - positif vers l'Est) des profils.

**Les courants mesurés en bordure externe du platier vaseux** présentent les vitesses les plus fortes (Figure 77A). La composante *cross-shore* est dominante. Le maximum de flot, orienté vers la plage, est atteint à mi-marée (0.15 à 0.28 m.s<sup>-1</sup>). Le maximum de jusant atteint 0.35 m.s<sup>-1</sup>. La composante *longshore*, d'intensité plus faible et principalement orientée vers l'Est de la plage, est maximale en milieu et en fin d'enregistrement du signal de marée montante (V=-0.12 m.s<sup>-1</sup>). Cette composante diminue progressivement pour atteindre une intensité nulle en fin de marée descendante. La dissymétrie flot/jusant est bien identifiée pendant les marées 5 et 10 (Figure 77B). Le jusant est très intense en fin de marée (> 0.3 m.s<sup>-1</sup>) mais plus court. Lors des vives eaux, l'intensité des courants est plus importante à l'entrée du platier vaseux.

**Au niveau du platier vaseux, sur le *ridge* du profil P3**, les vitesses moyennes sont de faibles intensités (Figure 77A). Les vitesses moyennes maximales, à dominante *longshore*, sont atteintes en début de marée montante (0.05 à 0.1 m.s<sup>-1</sup>). Ces vitesses sont inférieures à 0.03 m.s<sup>-1</sup> pendant le reste de la marée et sont orientées vers l'Est de la plage. Les courants de flots, orientés vers le large sont extrêmement faibles et réduits aux derniers *burst* de mesures. Malgré la dominante *longshore* des courants, la résultante vectorielle permet de détecter des courants moyens faibles (0.03 m.s<sup>-1</sup>) orientés vers la plage durant presque toute la marée (marée 5 - Figure 77B). Les vitesses instantanées maximales par *burst* - considérées comme étant représentatives de la vitesse orbitale - sont cependant plus bien plus fortes (Figure 76). Les vitesses maximales sont atteintes en début et en fin de marée (0.3 m.s<sup>-1</sup>) et les vitesses des courants sont en phase avec les fluctuations des hauteurs significatives et du ratio Hs/h. Cela laisse supposer que la courantologie observée en section centrale du platier vaseux est induite par l'asymétrie des vitesses orbitales des vagues.

**Au niveau de la section méridionale du platier vaseux (P1)**, les mêmes tendances sont détectées (Figure 77A). Les vitesses moyennes *longshore* sont cependant légèrement plus fortes sur l'ensemble de la marée. Celles-ci deviennent nulles en fin de marée descendante. La composante *cross-shore* est plus remarquable sur cette partie latérale de la plage, particulièrement en fin de marée (U = -0.05 m.s<sup>-1</sup>) avec une orientation vers le large. Lors de la marée 5, nous pouvons observer, comme au niveau du profil P3, un courant moyen à dominante *longshore* et légèrement orienté vers la plage. L'intensité des courants est cependant double pendant le reste de la marée (0.06 m.s<sup>-1</sup>). Le signal de jusant est également réduit aux derniers *burst* de mesures (Figure 77B). Une tendance identique est détectée pour la marée n°10, les courants étant cependant d'intensité plus faible (< 0.02 m.s<sup>-1</sup>). Nous observons donc un comportement relativement identique des courants sur les profils P1 et P3. Cependant, les vitesses sont plus fortes sur cette section Ouest du platier vaseux. Par rapport au profil P3, les vitesses maximales par *burst* présentent des fluctuations moins bien corrélées avec les hauteurs significatives des vagues et montrent une tendance plus linéaire (Figure 76). À l'asymétrie des vitesses orbitales des vagues se superposent donc, l'impact de l'onde de marée ou du vent sur cette section du platier vaseux.

**Au niveau de la rupture de pente du profil P3**, les vitesses moyennes *longshore* atteignent 0.05 à 0.1 m.s<sup>-1</sup> (Figure 77A). D'une manière générale, le signal de courant est relativement identique à chaque marée. Le courant *longshore* est orienté vers le domaine oriental de la plage et le signal de jusant est identifié dans une dominante *longshore* opposée. La composante *cross-shore* du courant est très réduite ( $U < 0.03$  m.s<sup>-1</sup>) et présente des alternances fréquentes de direction. Le chenal d'écoulement préférentiel des courants entre la bordure interne du platier vaseux et la rupture de pente, comme identifié lors de la campagne de mars 2014, est donc confirmé en conditions d'agitation faible. L'analyse des vecteurs de directions pour les marées 5 et 10 permet d'observer la circulation *longshore* des courants (Figure 77A). Nous pouvons noter tout de même qu'au moment des pleines mers, un courant *cross-shore* orienté vers la plage est identifié (Figure 77B). L'écoulement préférentiel est modifié au profit d'un courant *onshore* potentiellement induit par le processus de *shoaling*. Des courants circulaires et très variables sont aussi détectés.

**Afin d'expliquer cette courantologie sur la plage de Bétahon, différentes hypothèses sont proposées.**

Les courants sont nettement atténués (d'un facteur 10) depuis la bordure externe du platier vaseux (AQPro) jusqu'à la rupture de pente de la plage (ADCP). Nous pouvons émettre l'hypothèse d'une canalisation de l'écoulement en sortie de platier entre l'îlot du Bedum et la pointe rocheuse de Biliers et d'un impact du chenal de navigation. L'atténuation de l'énergie des vagues détectée précédemment joue également potentiellement un rôle dans la diminution de la vitesse des courants. Enfin la hauteur de la cellule de mesure en bordure externe est également un facteur à intégrer dans l'interprétation des données, la vitesse des courants diminuant rapidement à proximité du fond. Une rotation vers l'Est (30-40°) des courants semble également s'opérer depuis la bordure externe et l'ADV localisé en partie centrale. La courbe des figures en *ridges and runnels* semble d'ailleurs également suivre cette même rotation le long du platier vaseux. Les courants moyens en section centrale de la plage sont principalement une résultante de l'asymétrie des vitesses orbitales des vagues. Sur les sections latérales, les composantes de flot et jusant de la marée et le vent font partie intégrante des courants moyens observés.

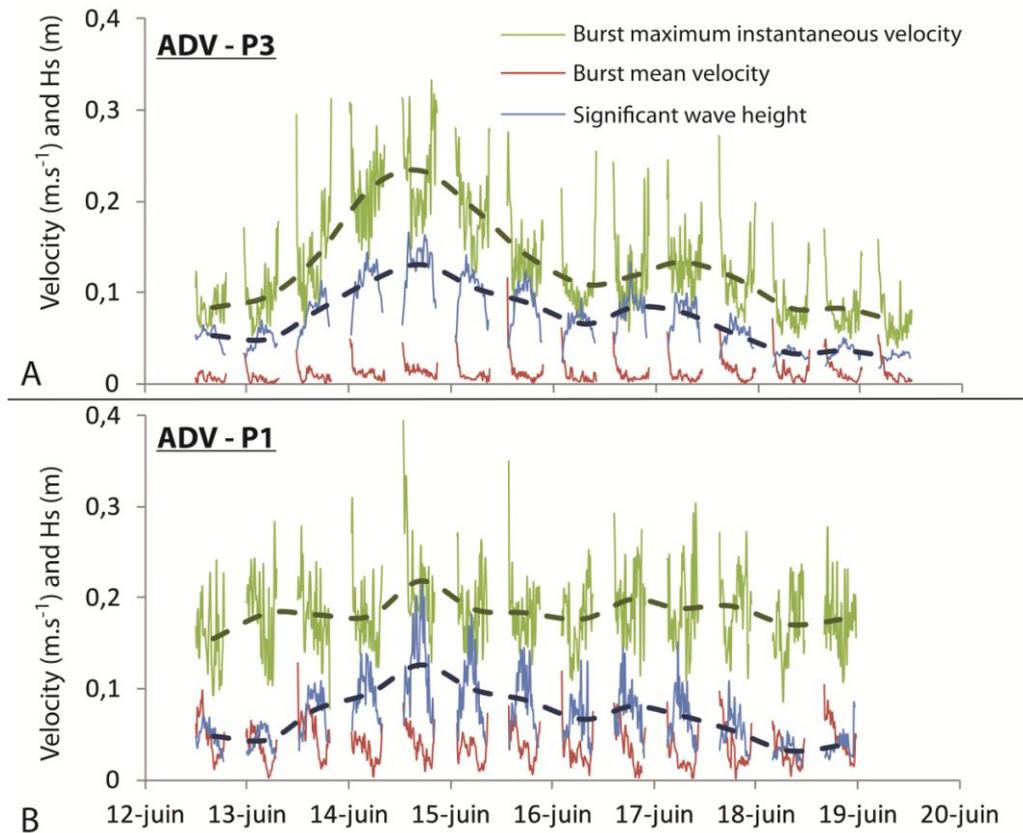


Figure 76. Vitesses maximales instantanées par burst, vitesses moyennes par burst et hauteurs significatives des vagues au niveau des ADV des profils P3 (A) et P1 (B) entre le 12 et le 20 juin 2014. En pointillé gras, moyenne des vitesses par marée.

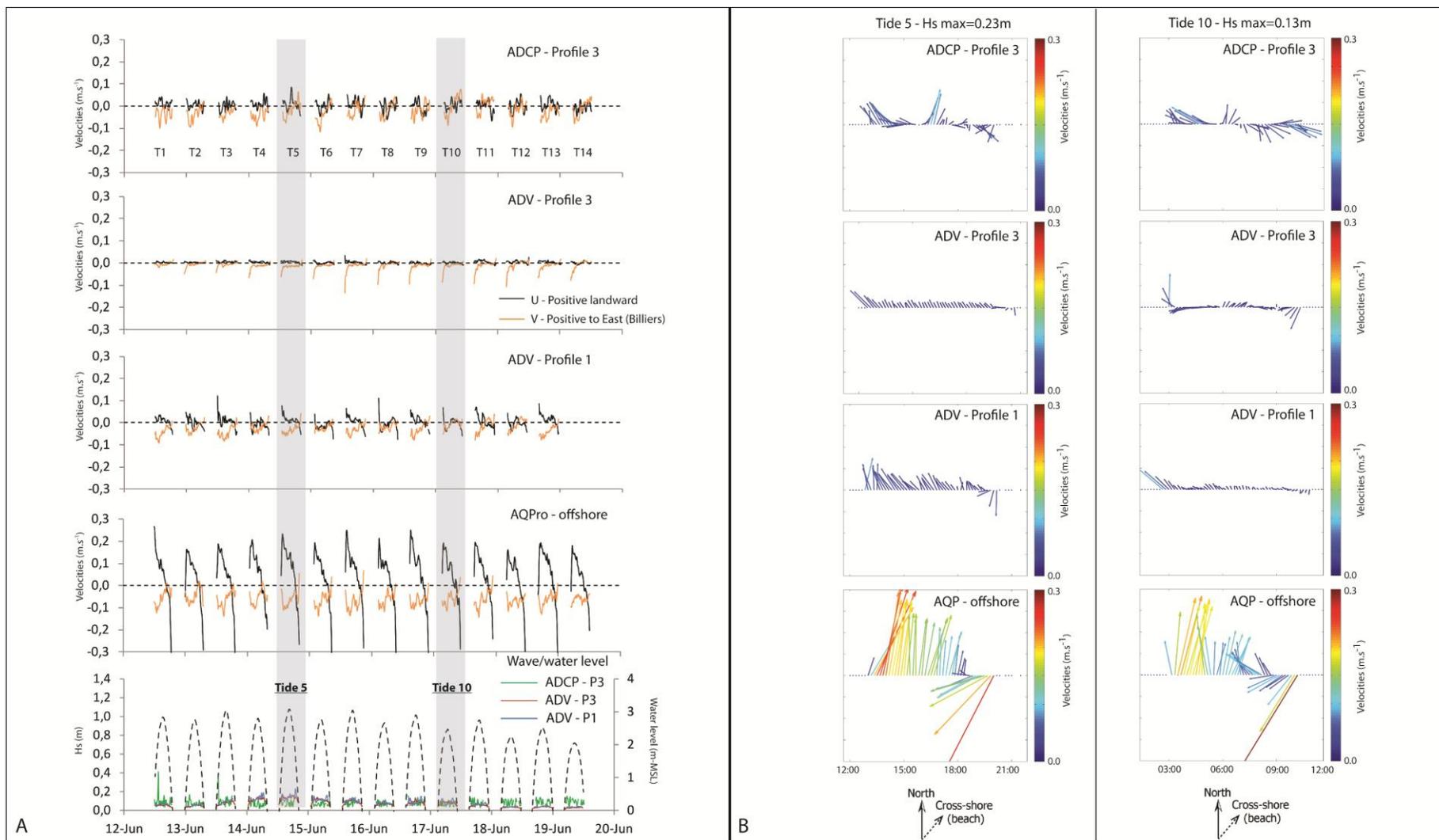


Figure 77. A. Vitesses moyennes par *burst* des courants de fond en bordure externe du platier vaseux, au niveau du platier vaseux (*ridge*) des profils P1 et P3 (ADV) et à la limite de la rupture de pente pour le profil P3 (ADCP) sur la plage de Béthahon du 12 au 20 juin 2014. Les hauteurs significatives et niveaux d'eau pendant les marées sont présentés au niveau des ADV. B. Vecteurs des vitesses moyennes par *burst* pour les marées n°5 et n°10 en bordure externe du platier vaseux, au niveau du platier vaseux sur les profils P1 et P3 et au niveau de la rupture de pente sur le profil P3 sur la plage de Béthahon.

### I.B.3. Variations morphologiques

Deux approches de la dynamique morphologique *cross-shore* sont proposées dans cette section. Premièrement, les variations journalières d'altitude sont analysées le long de trois profils *cross-shore* de la plage de Bétahon entre le 12 et le 19 juin 2014. Deuxièmement, l'étude de la profondeur de remaniement (*Depth of Disturbance - DoD*) des sédiments au cours de cette campagne de conditions d'énergie faible est réalisée.

#### I.B.3.a. Variations morphologiques des profils *cross-shore* P1, P3 et P6

En conditions de temps calme, les variations journalières d'altitudes sont très faibles sur l'ensemble des profils (Figure 78A).

**Au niveau du profil P1**, des dépôts de faibles amplitudes (+0.05 à +0.1 m) sont observés sur la section supérieure du profil (10 à 30 m en distance *cross-shore*). La section plane du platier vaseux (Figure 78A) ne présente aucune variation significative, exceptée lors de la marée de marnage maximum du 15 au 16 juin 2014. Une légère érosion (-0.05 à -0.1 m) de la vase semi-fluide est alors observée vers la fin de section dissipative (Figure 78B, Figure 79). La rupture de pente du profil P1 est stable sur l'ensemble de la période de mesures. Entre le début et la fin de la période de mesures, des dépôts nets de vases fluides de  $4.9 \text{ cm} \pm 0.3 \text{ cm}$  en bordure de platier sont mesurés à l'aide de piquets références (systèmes de mesures de profondeurs de remaniement).

La rupture de pente du **profil central (P3)** est également relativement stable. Un recul de 0.2 m est enregistré entre le début et la fin de la campagne (Figure 78B). Les changements morphologiques se traduisent par la disparition des figures sédimentaires ou par un ajustement du profil aux conditions d'énergie faible (Figure 78A). Ainsi, les niveaux d'eau croissants liés aux marées de vives eaux du 14 au 15 juin 2014 entraînent la disparition de la berme (-0.15 m) du haut de plage (Figure 78B). Des dépôts de vase fluide (+0.05 à +0.10 m) sont observés entre le 12 et le 13 juin ainsi qu'entre le 16 et 17 juin. Ces dépôts sont localisés entre la bordure interne du platier vaseux et la rupture de pente ainsi que dans les *runnels* (Figure 78B et Figure 78C). Entre le début et la fin de la période de mesures, des dépôts nets de vases fluides de  $7.2 \text{ cm} \pm 0.3 \text{ cm}$  devant le *ridge* et de  $2 \text{ cm} \pm 0.3 \text{ cm}$  à proximité de la rupture de pente sont mesurés à l'aide de piquets références. Comme pour le profil P1, une légère érosion de la vase fluide (- 0.05 m) est observée entre le 15 et 16 juin 2014 (Figure 78B). Les variations d'altitudes plus marquées et localisées autour des 80 m sont des artefacts liés à la mesure au tachéomètre des formes complexes de *ridges et runnels* (Figure 78B).

**Au niveau du profil P6**, un dépôt de sédiments (+0.05 m à +0.15 m) est mesuré entre le 12 et le 13 juin. Ce dépôt concerne la zone comprise entre 30 et 60 m *cross-shore*, couvrant une partie du platier vaseux (sablo-vaseux) et de la section basse réfléchive (Figure 78D). Un dépôt sédimentaire est également identifié en haut de plage. Le reste de la période de mesure ne présente pas de variations morphologiques détectables avec le tachéomètre ( $\pm 3 \text{ cm}$ ). Cependant un dépôt de vase de 2 cm a été mesuré à l'aide des systèmes de mesures de profondeurs de remaniement.

Les variations de volumes sédimentaires, très faibles, de la plage ne sont pas détectables lors de cette campagne de mesures en conditions de faible énergie.

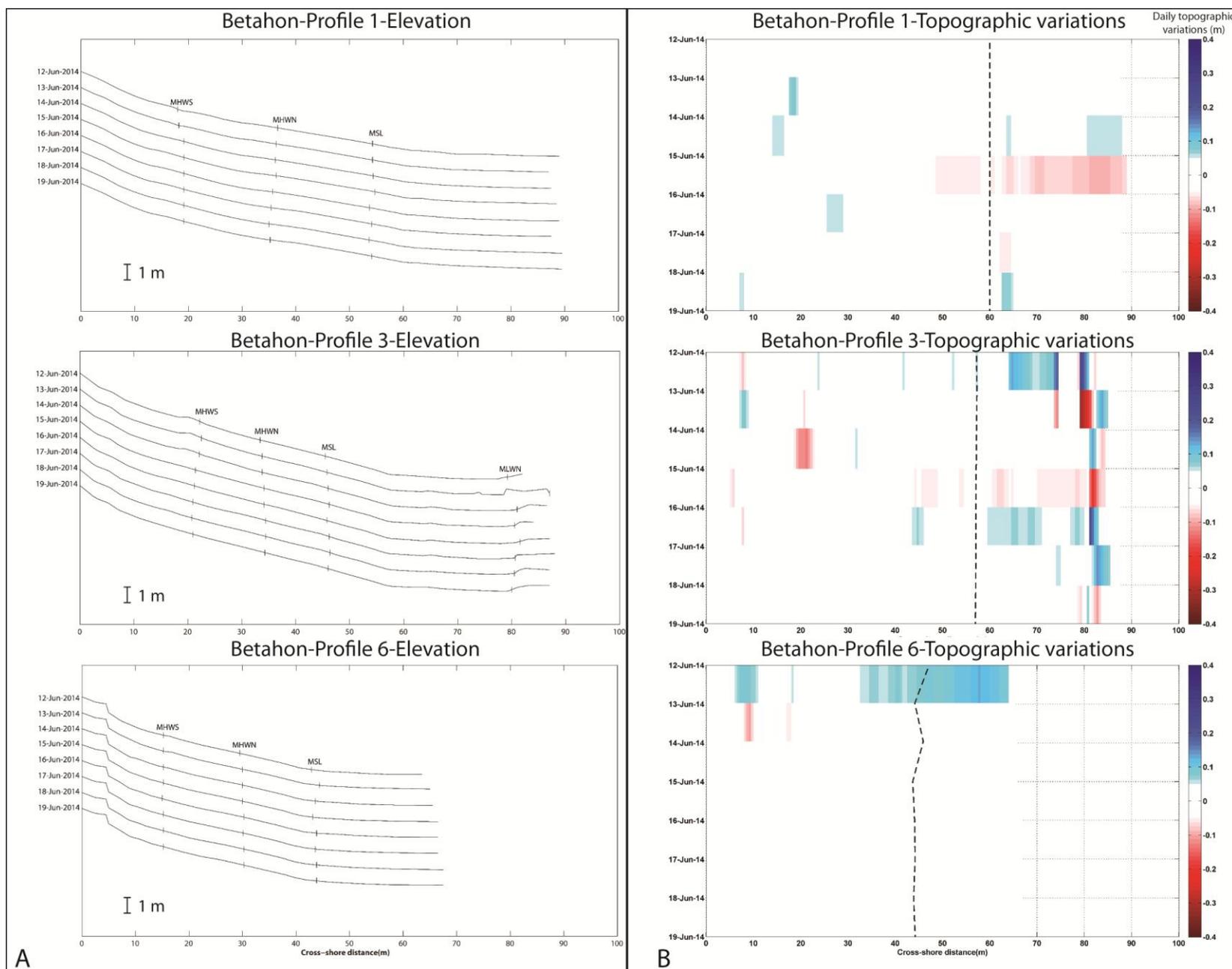


Figure 78. A. Évolution journalière de l'altitude des profils P1, P3 et P6 entre le 12 et le 19 juin 2014 sur la plage de Bétahon. B. Différentiels journaliers d'altitudes et positions de la rupture de pente des profils P1, P3 et P6 entre le 12 et le 19 juin 2014.

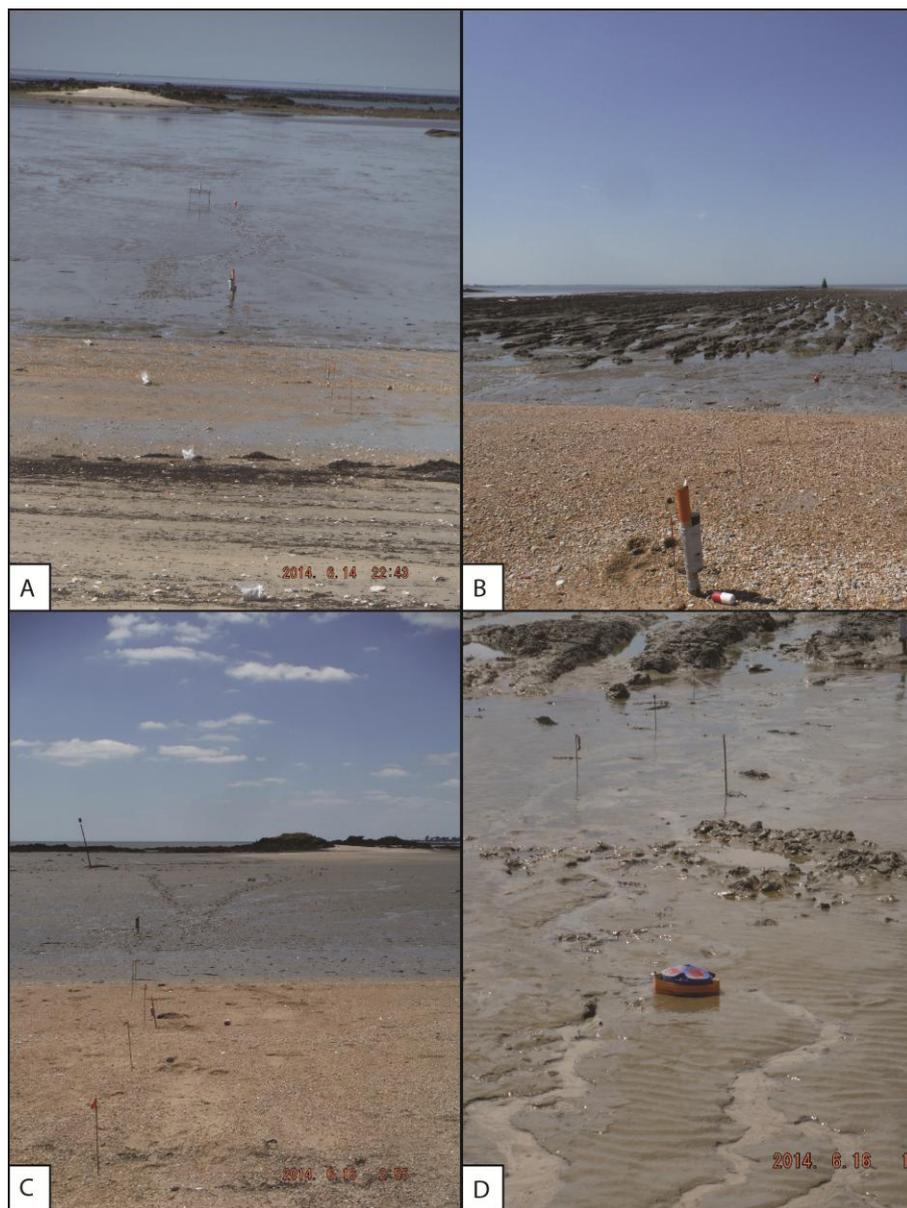


Figure 79. A. Profil P1 : partie réfléchive sablo-graveleuse et platier vaseux plan composé de vase semi-fluide ; B. Profil P3 : partie réfléchive sablo-graveleuse et platier vaseux modelés en formes de *ridges and runnels* déstructurés ; C. Profil P3 : dépôt de vase fluide entre la rupture de pente et la bordure interne du platier vaseux ; D. Profil P6 : partie réfléchive sablo-graveleuse et section dissipative linéaire sablo-vaseuse.

### I.B.3.b. Profondeur de remaniement

La profondeur de remaniement (*Depth of Disturbance - DoD*) est étudiée pour les trois profils P1, P3 et P6 sur une partie des profils comprenant le bas de section réfléchive et le début de section dissipative. Selon la méthode établie par Greenwood *et al.*, (1979), 10 à 13 piquets de mesures, espacés de 3 mètres, ont été disposés sur chaque profil permettant ainsi la mesure du *DoD* en présence de sédiments non cohésifs et cohésifs. Cette méthode permet d'étudier les profondeurs de remise en mouvement des sédiments et les variations morphologiques de faibles amplitudes.

**Au niveau du profil P1**, 13 systèmes ont été disposés (Figure 80A). Les systèmes A à H sont situés en zone sablo-graveleuses, les autres piquets étant localisés en zone sablo-vaseuse, après la rupture de pente. Sur la partie réfléchive, nous pouvons observer que la profondeur de remaniement est plus importante en niveau de la section réfléchive basse, convexe (points A à D), le maximum de *DoD* étant

atteint au niveau du maximum local de la zone convexe (D). Au niveau de la rupture de pente nous pouvons observer une augmentation du *DoD*. Comparées aux autres sections réfléchives de la plage, les profondeurs de remaniement moyennes sont les plus importantes sur le profil P1 - la granulométrie de la section réfléchive de ce profil P1 est aussi la moins grossière ( $D_{50} = 1.3$  mm). Au niveau de la zone dissipative, la profondeur de remaniement moyenne augmente avec la distance à la rupture de pente, en conséquence de l'épaisseur de vase croissante sur la paléo-vase (Figure 80A). Les variations journalières sont nulles en tout début du platier vaseux (point I), zone constituée d'une vase tourbeuse ancienne très fortement consolidée et sans dépôts de vase fluide. La profondeur de remaniement entre le 12 et 13 juin est nulle sur l'ensemble de la section du profil, conjointement à une stabilité de la morphologie. Des profondeurs de remaniement comprises entre 0.5 et 2 cm sont enregistrées en périodes de marée de vives eaux. Entre le 14 et le 15 juin, celles-ci sont globalement maximales sur la section réfléchive du profil (Figure 80A). À partir du 15 juin, avec les marnages décroissants, la profondeur de remaniement devient plus faible ( $< 1$  cm). Nous pouvons noter une exception entre le 16 et 17 juin où un léger pic d'énergie est observé. Cela se traduit par une augmentation du *DoD* (4 cm) au niveau du maximum local de la section convexe. Le point le plus loin sur la platier vaseux (M) présente le remaniement le plus constant.

**Les profondeurs de remaniement au niveau du profil central (P3)** de la plage ont été également suivies sur 13 systèmes (Figure 80B). La partie réfléchive du profil présente une granulométrie plus grossière (graviers dominant -  $D_{50} = 3.7$  mm) qu'au niveau du profil P1. Les systèmes A à G couvrent cette section tandis que les piquets H à M sont localisés sur la partie dissipative du profil entre la rupture et le début du *ridge*. Cette zone présente de la vase fluide sur un sédiment sablo/vaseux. Au niveau de la section réfléchive basse, nous pouvons observer que le système C présente la profondeur de remaniement moyenne la plus élevée. Celle-ci est conjointe à un pic de variabilité d'altitude. La profondeur de remaniement moyenne et les variations journalières sont bien identifiées au niveau de la rupture de pente (point G). Sur la section dissipative vaseuse, une augmentation du *DoD* depuis la rupture de pente jusqu'à la bordure interne du platier est observable (Figure 80B). Les piquets K à M présentent des variabilités relativement identiques de la profondeur de remaniement. La variabilité morphologique est également croissante depuis la rupture de pente, associée à l'épaisseur plus importante de vase fluide vers le *ridge*. Les profondeurs de remaniement journalières sont quasi-inexistantes sur la section réfléchive du profil P3 (Figure 80B). Une valeur maximale (7 cm) est observée avec l'augmentation des marnages au niveau du système C entre le 13 et le 14 juin 2014. Celui-ci est localisé sur la section convexe réfléchive (idem au profil P1). Le sédiment de la section réfléchive est remobilisé (0.5 à 4 cm) principalement entre le 14 et le 15 juin, lors des PMVE. Excepté du 13 au 14 juin, les profondeurs de remaniement oscillent entre 0.5 et 5 cm sur la section dissipative du profil. Ces valeurs de *DoD* sont la conséquence soit du remaniement de la vase fluide *in-situ* soit d'apport de vase fluide.

**Dix systèmes ont été positionnés au niveau du profil P6.** Les piquets A à F sont localisés sur le substrat sablo-graveleux de la partie réfléchive. Cette section présente une granulométrie moins grossière ( $D_{50} = 1.7$  mm) qu'en section centrale (P3) mais plus grossière qu'en P1. Les quatre derniers

piquets sont disposés sur la section dissipative sablo-vaseuse (Figure 80C). Nous pouvons observer que la profondeur de remaniement moyenne au niveau des systèmes A et B est la plus importante sur la partie réfléchive du profil P6. Cette zone se situe au niveau de la section convexe de bas de profil. Jusqu'à la rupture de pente de la section réfléchive, stable morphologiquement, la profondeur de remaniement est presque nulle, alors qu'au niveau de la section dissipative, la profondeur de remaniement moyenne augmente légèrement. Un maximum est notable au point H, conséquence d'un dépôt de vase fluide (9 cm) en fin de série de mesures (Figure 80C). Les profondeurs de remaniement journalières oscillent entre 0.5 et 3.5 cm, les systèmes A et B sont les plus dynamiques du profil. Sur cette section dissipative sablo-vaseuse, nous n'observons pas la même dynamique de *DoD* que sur les autres profils, où la section dissipative est majoritairement vaseuse.

D'une manière générale, les sections convexes des parties réfléchives des profils sont associées à des profondeurs de remaniement moyennes plus élevées. Les variations maximales de *DoD* sont identifiées au niveau du maximum local de cette zone convexe. La profondeur de remaniement diminue globalement avec l'augmentation de granulométrie du sédiment en présence. Il serait notamment intéressant de voir l'impact du classement granulométrique et de la répartition des fractions inférieures à 250  $\mu\text{m}$  sur le *DoD*. En conditions d'énergie très faible (pas ou peu de déferlement), la section non-cohésive présente donc un remaniement sédimentaire centimétrique (< 3 cm) entre chaque marée. Au niveau dissipatif, une augmentation de la profondeur de remaniement est identifiée depuis la rupture de pente vers le large pour les domaines occidentaux et centraux de la plage. Deux processus en interaction permettent potentiellement d'expliquer cette dynamique : i) l'apport de vase fluide depuis le large, lié aux courants orientés vers la plage et induit par l'asymétrie des vagues en *shoaling* (ou par lessivage des platiers vaseux depuis le large avec l'arrivée de l'onde de marée - seconde hypothèse) ; ii) le mouvement de masse d'eau gravitaire de la partie réfléchive vont contraindre un dépôt de sédiment plus important vers la bordure interne du platier. La vase fluide étant remise en suspension par les courants *longshore* (Profil P3) canalisés entre la rupture de pente et la bordure interne ainsi que par les vitesses orbitales des vagues (Profil 1 et Profil 3), la profondeur de remaniement est contrainte par l'épaisseur de ces dépôts. La composition granulométrique, sablo-vaseuse, de la section dissipative du profil P6 induit une valeur de *DoD* quasi nulle. La capacité de remise en suspension est alors très faible car la cohésion du sédiment est plus importante.

Chapitre 3- Dynamiques morpho-sédimentaires à court-terme de deux plages de type Low Tide Terrace (LTT) contrastées : plage de sédiments mixtes (sablo-vaseuse) et plage sableuse à croissants

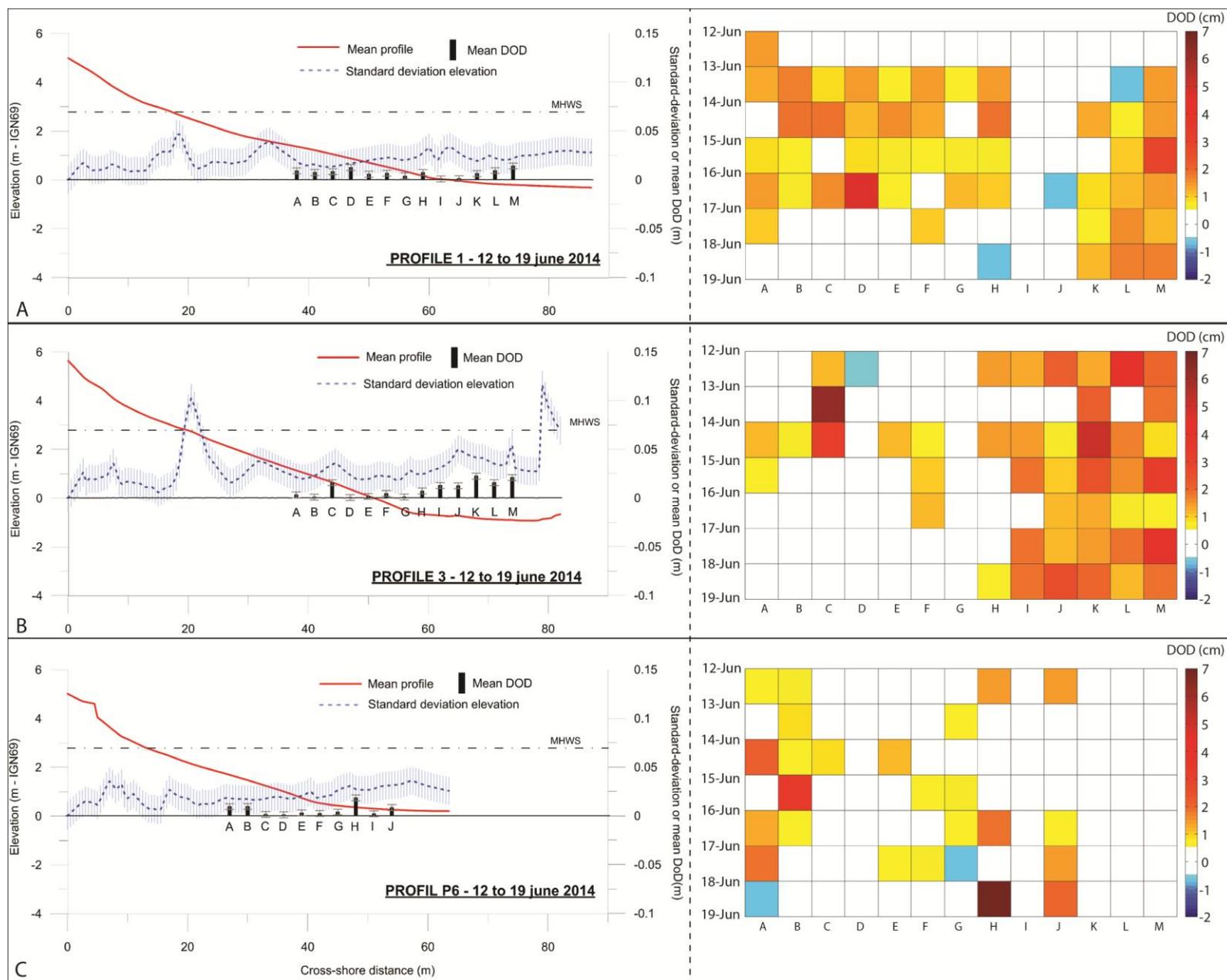


Figure 80. A gauche : Profondeurs de remaniement moyennes (DoD) et écart-types des variations d'altitudes entre le 12 et le 19 juin 2014 pour la plage de Bétahon. À droite : Variations journalières des profondeurs de remaniement du 12 au 19 juin 2014 pour la plage de Bétahon. A : Profil P1 ; B : Profil P3 ; C : Profil P6.

#### I.B.4. Variations sédimentaires

Deux approches sont proposées pour caractériser la variabilité sédimentaire de la plage de Bétahon en conditions d'énergie faible. La première concerne la dynamique sédimentaire non-cohésive au niveau des sections réfléchives des profils de plage. Quatre prélèvements ont été réalisés quotidiennement le long des profils P1, P3 et P6 entre le 12 et le 19 juin 2014. La seconde approche concerne la remise en suspension des sédiments cohésifs du platier vaseux dans la colonne d'eau. Cette approche de mesure par turbidimètre permet de comprendre la dynamique des particules fines au niveau de la section centrale du platier vaseux (*ridges*).

##### I.B.4.a. Variabilité des sédiments non-cohésifs de surface

**Sur la section méridionale (profil P1) de la plage**, nous observons une augmentation de la variabilité de la médiane granulométrique vers le haut de plage (Figure 81). Cette variabilité granulométrique coïncide avec les zones de variations morphologiques les plus fortes. La granulométrie du bas de plage présente une relative stabilité pendant la période de mesures. Au niveau du point P1S0 et P1S1, les sables très grossiers sont dominants. Les niveaux d'eau croissant, avec les marées de vives eaux, sont associés à un apport de sables moyens et fins en bas de plage. Le sédiment est de composition plus hétérogène le 16 juin en association à une légère érosion du profil. À partir du 16 juin, les sédiments au point S0 et S1 présentent une répartition granulométrique stable. Un tri granulométrique s'opère au niveau de la rupture de pente, faisant augmenter la fraction de graviers dans l'échantillon S0 (Figure 81). La fraction de sables grossiers devient dominante au point S1. Une réduction du pourcentage de sables fins est observée pour les marnages décroissants et l'énergie de vagues très faible. Nous pouvons rappeler que la profondeur de remaniement au niveau de la rupture de pente est plus élevée au niveau du point S1. Sur la partie supérieure du profil, les proportions de sables fins dominent dans l'échantillon S3 avant les PMVE (Figure 84A). La zone S3, atteinte par les niveaux d'eau des marées de vives-eaux, est soumise principalement aux processus de *swash*. Il en ressort une granulométrie dominée par les sables très grossiers le 16 juin. Le retour à des marnages plus faibles et la mise en œuvre de la dynamique éolienne entraînent une réduction de la granulométrie et un retour à un sédiment principalement constitué de sables fins. Au niveau de point S2, atteint à chaque niveau de marée et soumis au déferlement et *swash*, un sédiment plus hétérogène est observé en début de période de mesures. Les marées de vives eaux sont associées à un apport de sables fins et moyens. Les marnages décroissants et les conditions d'énergie en fin de période de mesures se traduisent par une granulométrie plus stable et une augmentation du pourcentage des sables très fins.

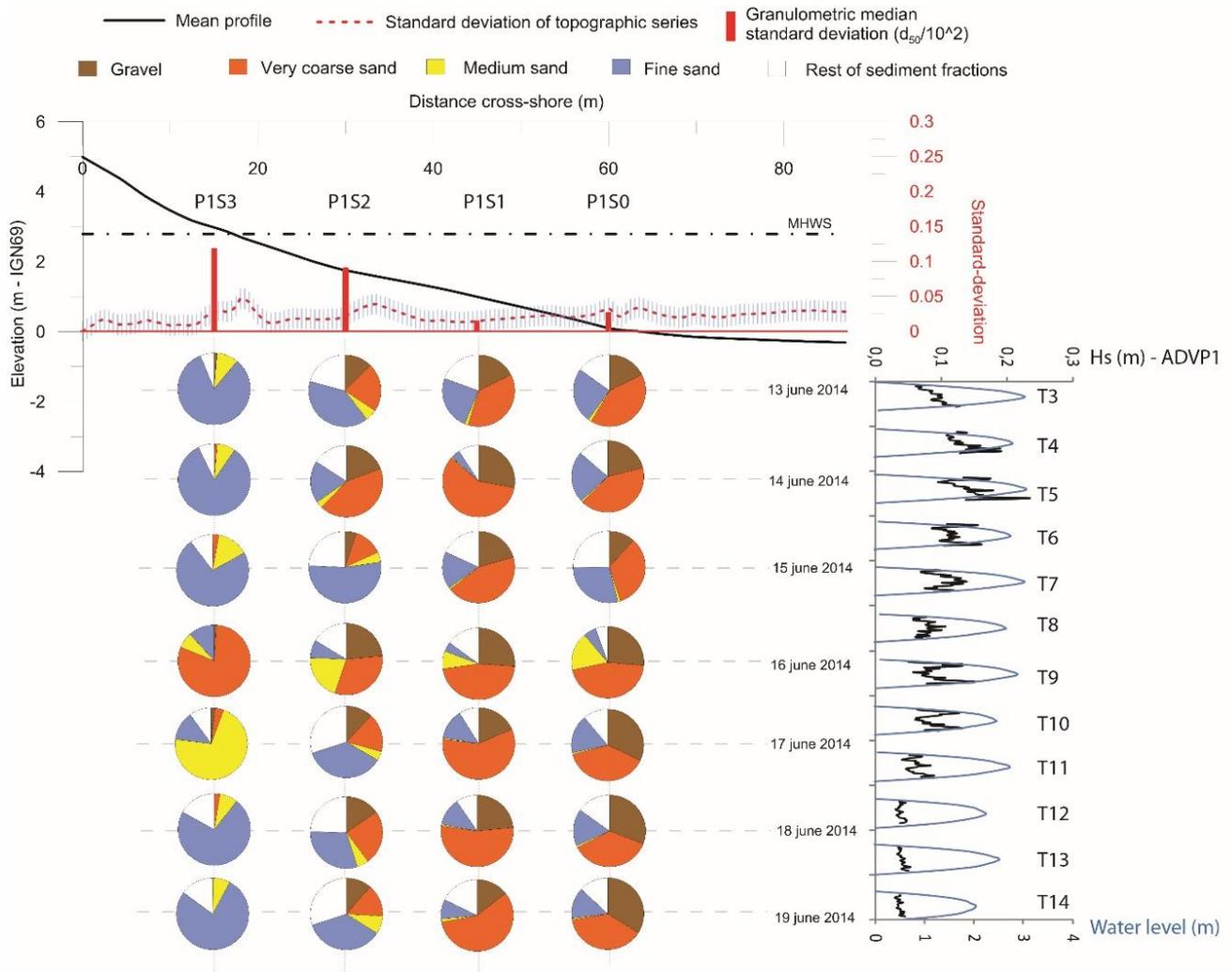


Figure 81. Positions des prélèvements des échantillons de surface le long du profil P1 de la plage de Bétahon et répartition quotidienne des principales fractions granulométriques constituant le sédiment du 13 au 19 juin 2014. Les points de prélèvements sont notés de P1S0 à P1S3, respectivement du bas vers le haut du profil.

**Le profil P3** présente la granulométrie médiane la plus élevée de la plage, associée à un profil réfléchissant de pente plus forte (Figure 82). Comme pour le profil P1, la variabilité maximale de la médiane granulométrique est observée en haut de plage (P3S3). Cette zone, atteinte uniquement au PMVE, est soumise principalement aux processus de *swash* et aux agents météorologiques (vent, pluie). La variabilité de la médiane est minimale au niveau des points S2 et S1 puis augmente vers la rupture de pente. Un signal, inverse à celui du profil P1, est donc observé entre le point S0 et S2. Au niveau de la rupture de pente (P3S0), un sédiment est principalement composé de graviers pendant l'ensemble de la période. L'augmentation du marnage est associée à une diminution du pourcentage de sables fins. Le sédiment devient hétérogène au moment des PMVE le 16 juin. Un tri granulométrique s'opère ensuite avec les marnages décroissants et l'énergie faible des vagues entrant dans le système. Le sédiment, très bien classé, est composé presque exclusivement de graviers. La répartition granulométrique observée au point S2 est très stable entre le 13 et le 15 juin. La proportion de sables fins devient quasi nulle le 16 juin avec les marées de vives eaux. Une tendance similaire est observée au niveau du point S2.

Une répartition granulométrique quasi identique est notable entre les points S1 et S2 après les PMVE. La proportion de graviers est plus élevée au point en amont (S2). Une stabilité sédimentaire est remarquable sur la section centrale de ce profil. En haut du profil P3, une alternance de graviers et de sables fins/moyens est observable. À marée haute, le jet de rive entraîne un lessivage des sables fins laissant apparaître, par patch en surface (forme de semi-croissants), un sédiment composé de galets et coquilles d'huîtres entières (Figure 84B).

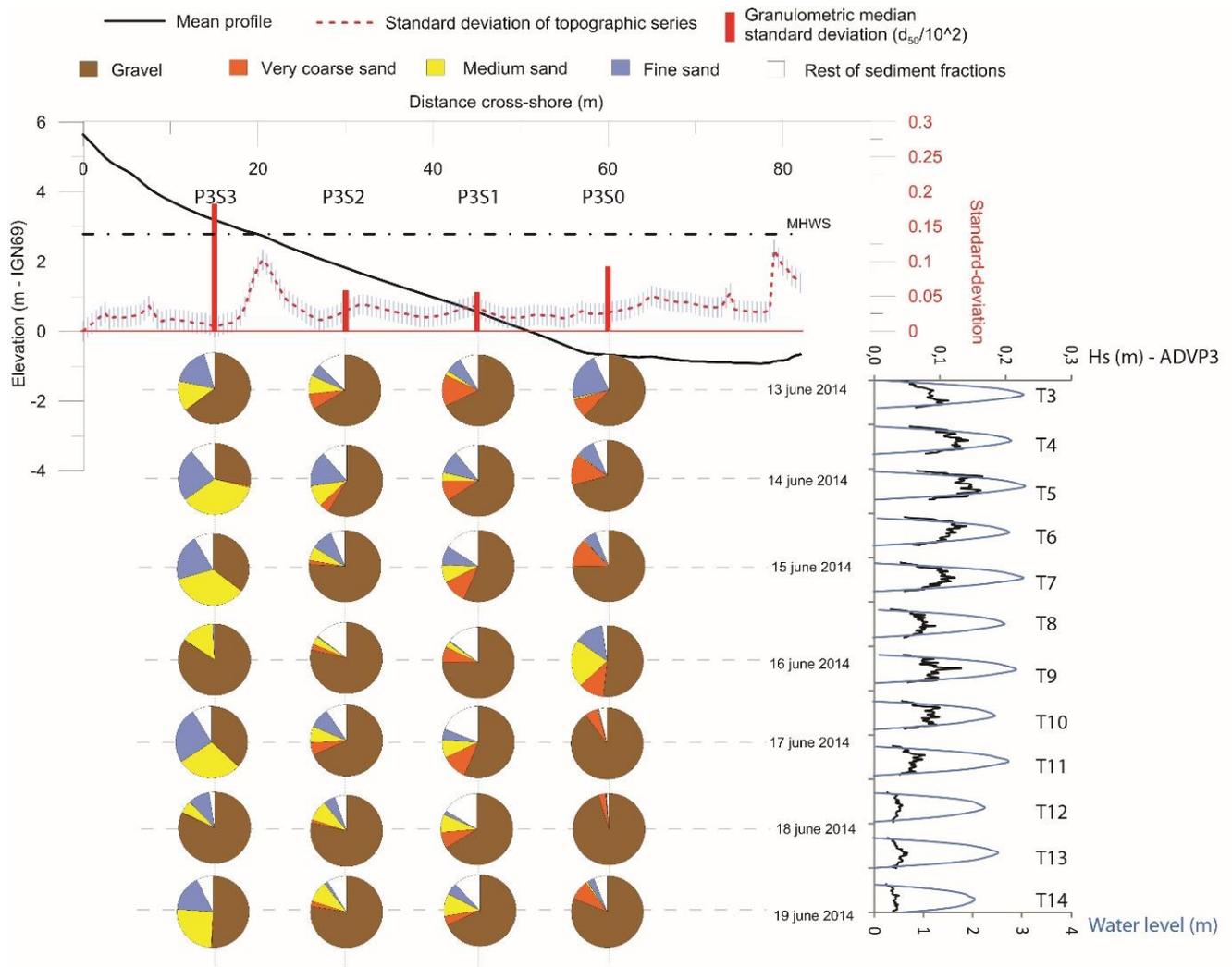


Figure 82. Positions des prélèvements des échantillons de surface le long du profil P3 de la plage de Bétahon et répartition quotidienne des principales fractions granulométriques (fractions cibles) constituant le sédiment du 13 au 19 juin 2014. Les points de prélèvements sont notés de P3S0 à P3S3, respectivement du bas vers le haut du profil.

Au niveau du profil P6, nous observons un granoclassement inverse par rapport aux autres profils. La granulométrie décroît du haut vers le bas de la section réfléchive (Figure 83). La variation de médiane granulométrique est la plus importante au niveau de la rupture de pente (P6S1). Il convient de noter que le point P6S3 ne se situe pas comme pour les autres profils au-dessus du niveau de PMVE mais légèrement en dessous de ce niveau caractéristique. Au niveau de la rupture de pente, une augmentation de la fraction de graviers est identifiée dans l'échantillon en début de période de mesures. Les conditions hydrodynamiques associées aux PMVE conduisent à une hétérogénéité des fractions le 16 juin et une augmentation du pourcentage de sables moyens. Cette dynamique est commune aux ruptures de pente de l'ensemble des profils étudiés.

Un tri granulométrique, en faveur des sables fins, s'opère et une diminution de la fraction de graviers est observée entre le 17 et la 19 juin au niveau de la rupture de pente. Au milieu de la section réfléchive du profil (P6S2), la période du 13 au 15 juin est caractérisée par une relative stabilité de la granulométrie. Une diminution des sables très grossiers est tout de même notable associée à une augmentation des sables grossiers. Lors des marées de PMVE, un tri s'opère et les fractions inférieures à 500 µm sont absentes de l'échantillon. La continuité des conditions d'énergie extrêmement faible entre le 17 et le 19 juin se traduit par une augmentation progressive du pourcentage de graviers dans l'échantillon et une diminution des fractions fines et très fines suite à un apport ponctuel le 17 juin. En haut de plage (P6S3), zone principalement soumise aux processus de *swash* et de déferlement, un apport de sables fins est notable le 14 juin associé à une diminution des fractions supérieures à 500 µm (Figure 84C). Le sédiment devient très bien classé à partir du 16 juin, suite aux PMVE. Les graviers représentent alors l'essentiel de l'échantillon et la répartition granulométrique est stable.

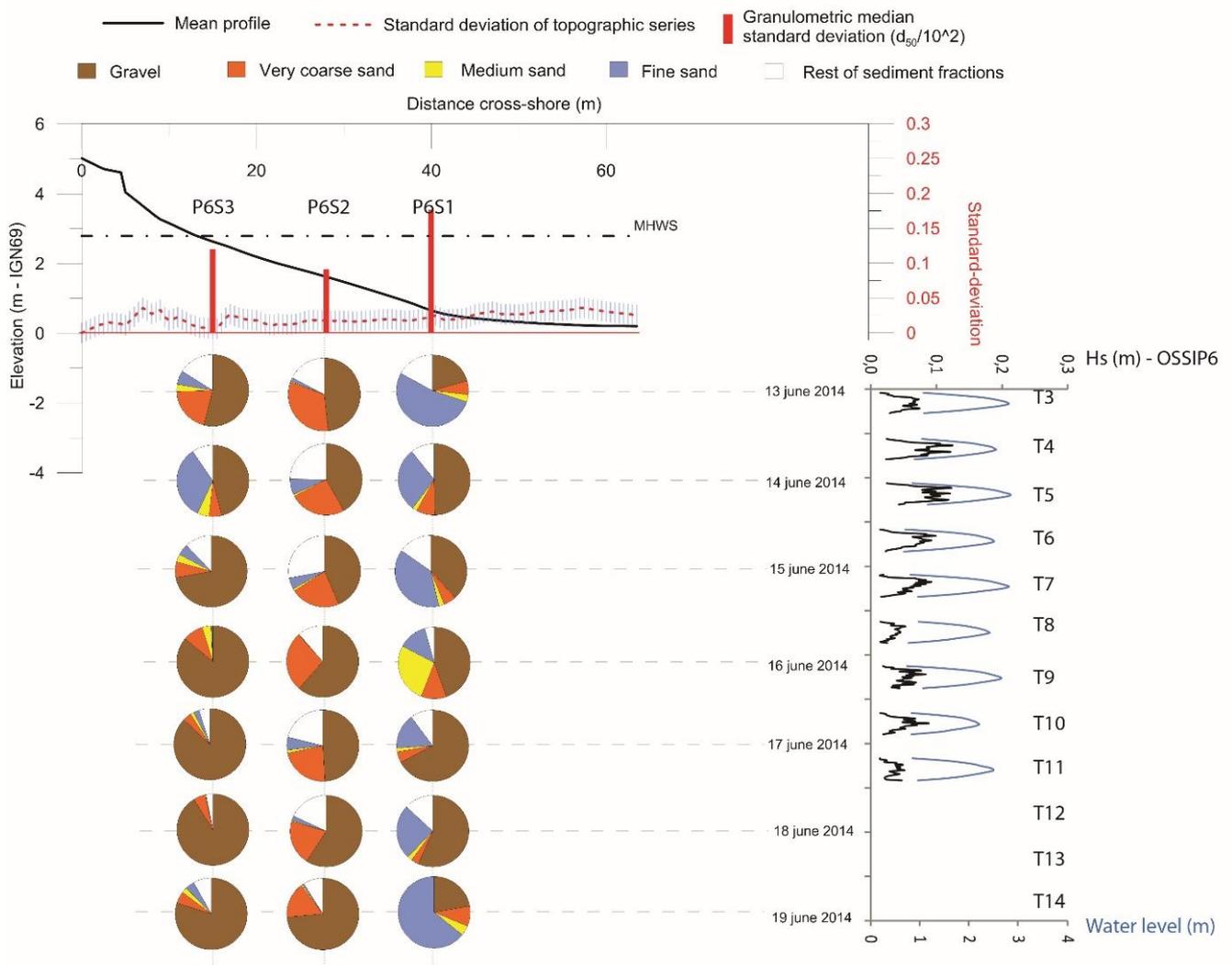


Figure 83. Positions des prélèvements des échantillons de surface le long du profil P6 de la plage de Bétahon et répartition quotidienne des principales fractions granulométriques constituant le sédiment du 13 au 19 juin 2014. Les points de prélèvements sont notés de P1S0 à P1S3, respectivement du bas vers le haut du profil.

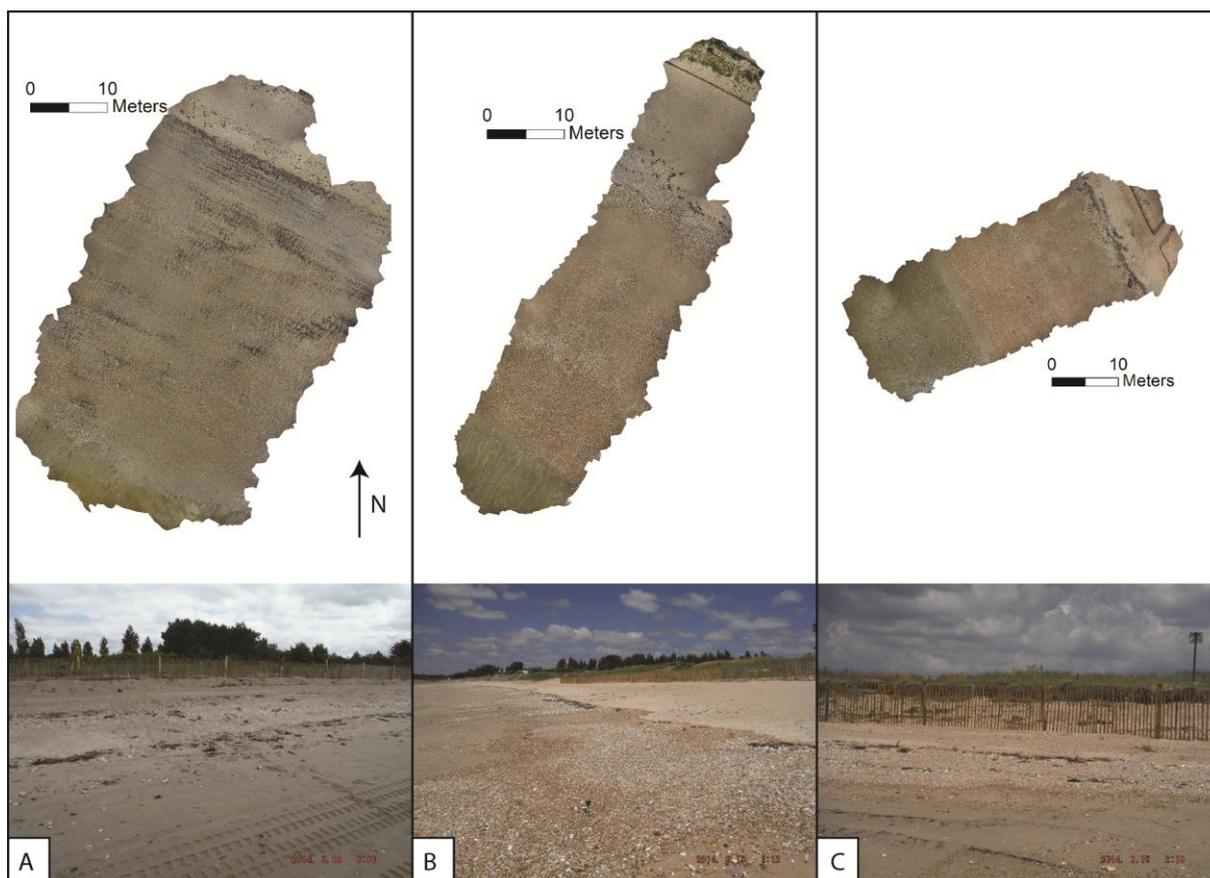


Figure 84 En haut : Prise de vue aérienne par perche (8m) des sédiments et formes de surface ; En bas : Photographie des sédiments de la partie réfléchive supérieure. A : Profil P1 ; B : Profil P3 ; C : Profil P6.

**D'une manière générale**, le profil P3 présente une granulométrie du sédiment la plus grossière de la plage. Le profil P1, présente la médiane granulométrique moyenne la plus faible sur la période de mesures. Une stabilité de la répartition sédimentaire est remarquable au niveau du profil P3. Nous résumons la variabilité sédimentaire suivant trois secteurs *cross-shore* :

**Au niveau de la rupture de pente**, le sédiment devient plus hétérogène avec les marnages croissants de vives-eaux pour l'ensemble des profils (15/16 juin), avec un apport de sables moyens. Un tri granulométrique s'opère ensuite rapidement faisant augmenter la fraction de graviers dans l'échantillon avec les marnages décroissants et la réduction des hauteurs significatives ou de l'énergie des vagues. Cette fraction est largement dominante en P3, le sédiment retrouvant ainsi son état initial (pré vives-eaux). Au niveau du profil P1, le retour à l'état initial est observé, avec un trio graviers/sables grossiers/sables fins dominant. Au niveau du profil P6, la fraction de sables moyens disparaît et les fractions de sables fins, très grossiers et graviers sont majoritaires après les vives-eaux.

**Sur la section médiane de la partie réfléchive des profils**, jusqu'à la marée de plus fort marnage, une relative stabilité des fractions granulométriques du sédiment est observée. Le 15/16 juin, les conditions d'énergie plus élevées entraînent une perte des fractions granulométriques inférieures à 500  $\mu\text{m}$  qui peuvent être entraînées par les vitesses moyennes et instantanées des courants. Celles-ci

sont potentiellement proches de celles identifiées en rupture de pente. Ainsi, selon le diagramme de Hjulström (1935 et 1939), l'initiation du mouvement d'une particule de 500  $\mu\text{m}$  est effective pour une vitesse de  $0.1 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ , vitesse atteinte en moyenne et instantanément par *burst* au niveau de la rupture de pente. La profondeur de remaniement est également maximale lors des marnages les plus forts et peut induire un réarrangement des grains et donc une hétérogénéité du sédiment (Blanpain, 2009). Le retour à des niveaux d'énergie très faible entraîne un tri des sédiments. Les particules grossières sont alors dominantes. Un autre processus peut intervenir, il s'agit de la percolation d'eau dans le sédiment pouvant également entraîner les particules les plus fines dans les sous-couches sédimentaires.

**Au haut de profil**, zone principalement soumise au *swash* pour les profils P1 et P3 (*surf/shoaling* pour le profil P6) lors des PMVE, la fraction de sables fins est lessivée au profit de sables grossiers (P1) ou gravier (P3). Au niveau du profil P6, la fraction de gravier devient dominante avec les marées de PMVE et les hauteurs significatives des vagues plus élevées. La répartition granulométrique retrouve son état initial, les fractions grossières sont absentes de l'échantillon et les sables fins deviennent dominants, potentiellement induits par un transport éolien en P1 et P3. La dynamique en P6 diffère en raison de son exposition à l'eau et aux processus hydrodynamiques associés.

#### 1.B.4.b. Évolution de la concentration en MES au-dessus du platier vaseux

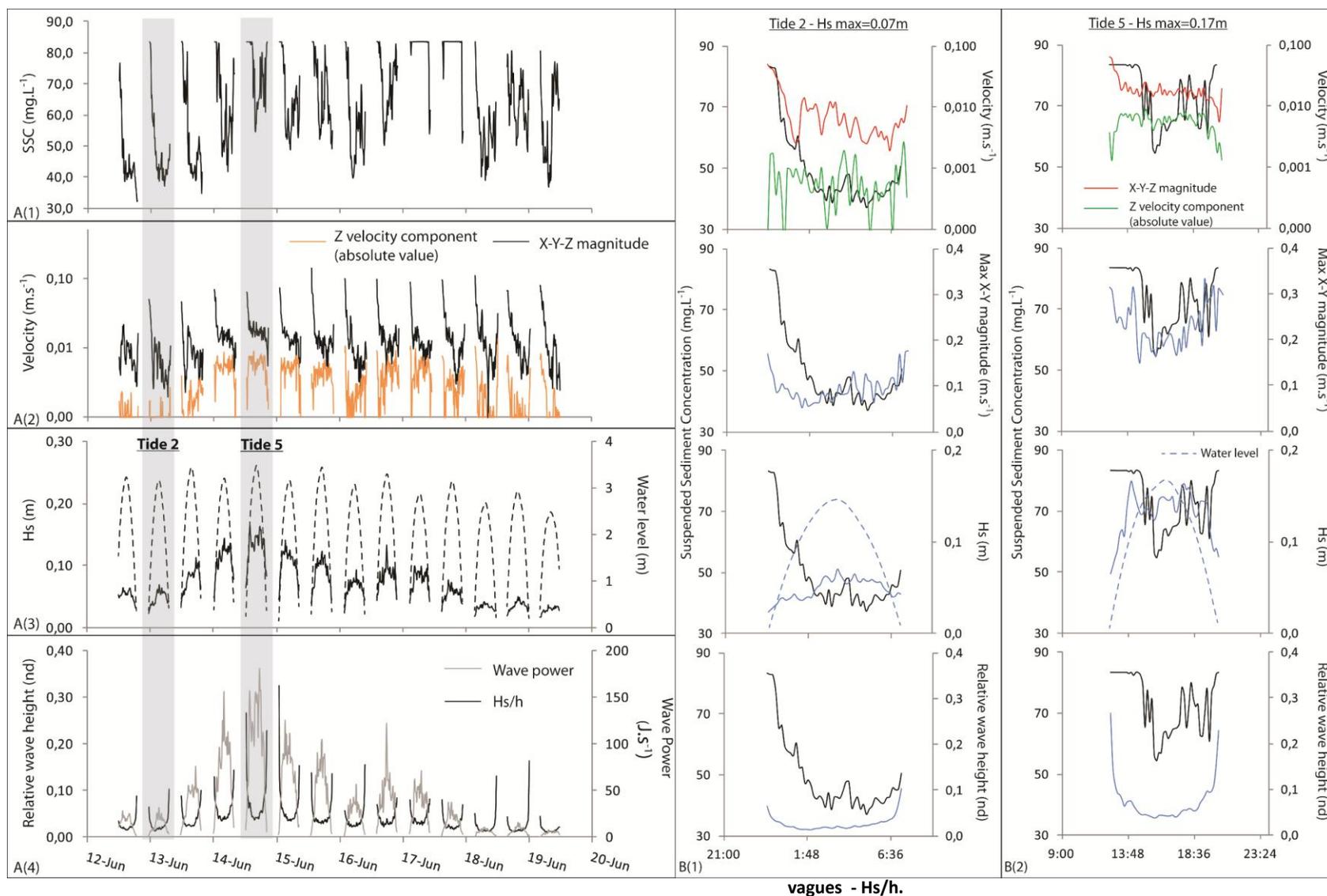
Les données de turbidimètre ont été converti d'unité néphélogométrique (NTU) en concentration en matières en suspension (MES) par calibration en laboratoire. La turbidité est mesurée au niveau de l'ADV du profil P3 (*ridge*) à une hauteur de 0.20 m au-dessus du fond et moyenné par *burst*.

À chaque début de marée montante, les valeurs de turbidité atteignent le seuil de saturation du turbidimètre ( $82 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ ). Ce pic de concentration en MES au fond est principalement lié aux pics de magnitude de vitesse et du ratio  $H_s/h$ , maximaux en début de marée (Figure 85A). Lors des premières marées de la campagne de mesures, la concentration en MES diminue rapidement avec l'augmentation des niveaux d'eau au-dessus du fond pour atteindre une valeur plancher autour de  $40 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ . Cette valeur seuil est plus élevée ( $50$  à  $60 \text{ mg}\cdot\text{L}^{-1}$ ) avec les marnages croissants de vives-eaux (marées 5 à 8). Plus les vitesses verticales sont importantes, plus le plancher de concentration est élevé (Figure 85A). Une concentration supérieure au seuil de saturation est observée sur l'ensemble des marées 10 et 11, conséquence de l'augmentation de l'énergie des vagues et d'un niveau plus faible au-dessus du fond (marnages décroissants). Un second pic de MES, moins intense qu'en début de marée, est observé au milieu, juste avant l'étale, et en fin de marée descendante (ratio  $H_s/h$  plus élevé). Le vent peut aussi avoir une action sur la faible tranche d'eau, notamment par l'action des ondes secondaires identifiées précédemment (Figure 73).

Une analyse détaillée est effectuée pour les marées 2 et 5, respectivement pour des conditions énergétiques minimales et maximales observées pendant la période de mesures (Figure 85B). Pendant la marée n°2, lors du début de marée montante, nous pouvons observer que la concentration en MES semble liée à la magnitude moyenne du courant (également à la magnitude

maximale induit par le micro-déferlement). La teneur en MES au fond redescend à son niveau plancher à mi-marée, environ deux heures après le début de celle-ci. Le niveau d'eau au-dessus du substrat est autour de 1.5 m. Entre -2 et +2 h autour de l'étale de PM, les variations de MES semblent alors liées à celles de la vitesse verticale au fond. Deux heures avant la fin de marée, la teneur en MES augmente conjointement à la hauteur relative des vagues. Ces variations de MES sont en adéquation avec des vitesses verticales, des magnitudes moyennes et maximales, toutes croissantes au cours de la dernière partie de marée descendante. Ces vitesses sont moins importantes qu'au flot et la concentration en MES est de fait plus faible. Lors de la marée de marnage maximum (marée n°5), la concentration en MES est supérieure à  $82 \text{ mg.L}^{-1}$  sur les deux premières heures de marée montante. Celle-ci chute rapidement une heure avant l'étale de pleine mer. Les vitesses verticales et les vitesses instantanées maximales, plus importantes sur cette phase ascendante de marée, permettent de garder les particules fines en suspension. La concentration en MES atteint son minimum ( $53 \text{ mg.L}^{-1}$ ) à l'étale de pleine mer. Le sédiment décante lorsque les vitesses sont les plus faibles (vitesses orbitales minimales). La phase descendante de la marée est caractérisée par une remontée progressive de la concentration en MES. Des pics de concentration concordant avec des magnitudes de vitesses maximales plus fortes sont identifiés. Un début de décantation de la colonne d'eau (descente en dessous du seuil de saturation) est effectif pour un seuil de  $H_s/h$  de 0.05.

Nous avons montré qu'il y a une remise en suspension du sédiment et une couche de fond de concentration en MES autour de  $50 \text{ mg.L}^{-1}$  sur l'ensemble de la marée. Nous avons également montré que des courants dirigés vers le rivage (*onshore*), de faible intensité, sont observés quasi continuellement au niveau du *ridge* du profil P3. **Les particules fines sont transportées vers la plage par le mouvement continu des masses d'eau (courant orienté vers la plage) sans contrebalancement vers le large (Reading, 2013).** Nous pouvons donc établir qu'un flux de vase fluide transite sur le platier vaseux pour se déposer entre la rupture de pente et la bordure interne du platier vaseux (5 cm de dépôt entre le 12 et le 19 juin 2014), ainsi que dans les *runnels*. L'hypothèse d'un apport concentré massif de vases fluides depuis le large (transport par densité) et saturant ainsi la colonne d'eau en MES peut également être émise.



**Figure 85.** A(1). Concentration en matières en suspension (*Sediment Suspended Concentration - SSC*) au niveau du fond au-dessus d'un *ridge* du profil P3 du 12 au 19 juin 2014 ; A(2). Composantes de vitesses verticales et magnitudes de vitesses intégrées sur X,Y et Z à 15 cm au-dessus du fond ; A(3). Hauteurs d'eau et hauteurs significatives des vagues (par *burst* de 10 minutes) ; A(4). Puissance des vagues et hauteurs relatives des vagues ( $H_s/h$ ) au niveau du point de mesure (*rigde*). B(1) et B(2). Analyse détaillée des variations de concentration en matières en suspension pour les marées 2 et 5 par rapport à différentes données hydrodynamiques au-dessus du *ridge* du platier vaseux de Bétahon. (du haut vers le bas) - Vitesses verticales et magnitudes moyennes par *burst* des composantes X-Y-Y ; Magnitudes maximales par *burst* des composantes X-Y ; Hauteurs significatives des vagues et niveaux d'eau relatifs au-dessus du substrat ; Hauteurs relatives des

### I.B.5. Synthèse de la morpho-dynamique de la plage de Bétahon en conditions calmes

Cette campagne de mesures en conditions de temps calme a permis de mettre en évidence la dynamique morpho-sédimentaire de la plage le long de trois profils transversaux (*cross-shore*). Les mesures de l'hydrodynamisme ont permis de comprendre ces variations morpho-sédimentaires sur le platier vaseux et sur la section réfléchive. La Figure 86 présente un schéma récapitulatif de l'hydrodynamisme (courants et puissances des vagues) en condition d'énergie faible sur la plage de Bétahon.

**Au niveau hydrodynamique**, les courants sont orientés vers la plage au niveau central (P3) même si la composante *longshore* est une part importante du signal. La composante de jusant est réduite aux derniers *burst* de mesures, en fin de marée. Les courants sont plus forts au niveau de la partie méridionale du platier (P1). Les courants semblent induits par l'asymétrie des vitesses orbitales des vagues au niveau du *ridge* du profil P3. L'impact de la composante tidale dans le signal mesuré est potentiellement plus important en P1. Une atténuation de l'intensité des courants est observée entre la bordure externe ( $0.3 \text{ m.s}^{-1}$ ) et la bordure interne ( $0.03 \text{ m.s}^{-1}$ ) du platier vaseux et une rotation de  $30^\circ$  à  $40^\circ$  (sens anti-horaire) est également détectée. Cette rotation semble en concordance avec la rotation de la houle incidente sur la plage (Figure 87A). En bordure externe, la composante *cross-shore* est donc dominante. L'écoulement du flot (dominant en temps) et jusant (dominant en vitesse moyenne) est potentiellement contraint entre l'îlot du Bédume et la pointe rocheuse de Billiers.

**La hauteur significative et l'énergie des vagues** sont similaires sur la section Ouest (P1) et centrale (P3) de la plage. La hauteur significative maximale des vagues ( $H_s = 0.21 \text{ m}$ ), modulée par la hauteur d'eau, est atteinte au moment des marnages les plus forts. La zone méridionale (P6) est caractérisée par des hauteurs significatives jusqu'à deux fois plus faibles lors de la marée de vive-eau de marnage maximal. Le ratio  $H_s/h$  présente des valeurs généralement inférieures aux critères de déferlement ( $H_s/h$  ou  $\gamma$ ) des sections dissipative ( $\gamma \leq 0.15$ ) ou réfléchive ( $\gamma \leq 0.8$ ). Cela induit donc un *shoaling* continu des vagues sur la plage. Le micro-déferlement associé à l'arrivée de l'onde de marée n'est pas détecté par les capteurs. Une amplification de l'énergie des vagues est observée sur une large moitié du platier vaseux, et ceci depuis la bordure externe, celle présentant la pente la plus faible. Sur les 300 derniers mètres du platier vaseux (jusqu'à la bordure interne), une atténuation de l'énergie des vagues est observée entre ( $0.001 \text{ \%.m}^{-1}$  et  $0.002 \text{ \%.m}^{-1}$ ). Le taux d'atténuation de l'énergie des vagues augmente avec la pente en section centrale de la plage. Il semble également que la présence de *ridges and runnels* influe potentiellement sur l'atténuation des vagues (profil P3) ainsi que la composition granulométrique du sédiment (sablo-vaseux en profil P6). La présence de vase semi-fluide au niveau du profil P1, n'induit pas une dissipation particulière de l'énergie. La vase n'est pas assez fluide ou la concentration en vase dans la colonne d'eau n'est pas suffisante pour induire une absorption de l'énergie des vagues.

**Concernant les variations morpho-sédimentaires, les changements morphologiques des sections réfléchives** se traduisent par la disparition des figures sédimentaires ou par l'ajustement des profils aux conditions d'énergie faible. Des accumulations sédimentaires ( $+0.1 \text{ m}$ ), potentiellement

induites par le processus de *swash*, sont observées en haut de plage et la figure de berme en P3 disparaît (-0.15 m) lors des marées de vives-eaux. La position de la rupture de pente est relativement stable sur l'ensemble de la période, un recul décimétrique vers le littoral est observé. Sur ces sections non-cohésives des profils, un tri granulométrique, par lessivage des particules fines et en faveur des particules grossières, est observé en bas des sections réfléchives. Cela est potentiellement induit par le réarrangement des grains par l'infiltration des particules plus fines par gravité avec les mouvements d'eau et par le remaniement du sédiment (*swash* et *surf*). L'augmentation de la profondeur de remaniement avec les marnages croissant associé à des hauteurs significatives des vagues plus importantes entraîne une répartition des fractions sédimentaires plus hétérogène. La diminution d'énergie est associée à un retour à des caractéristiques sédimentaires proches de celles identifiées avant les marées de vives-eaux. Une dynamique sédimentaire relativement proche est observée en section médiane réfléchive. Les PMVE entraîne une hétérogénéité des sédiments puis un tri granulométrique s'opère ensuite. En haut de profils, le niveau d'eau maximum atteint lors de PMVE induit une diminution des fractions grossières par « lessivage » des sédiments induit par les vagues et par les mouvements d'eau du *swash*. Lors des marnages décroissants, les sables fins deviennent dominants, potentiellement lié à un transport éolien.

**En section dissipative vaseuse**, les variations morphologiques sont très faibles. Au niveau du profil P1, présentant une surface de vase semi-fluide modelée, une légère érosion (-0.05 à -0.1 m) est alors observée lors des marées de PMVE. Les variations observées en P3 sur le *ridge* sont potentiellement biaisées par la complexité de la mesure sur cette structure très complexe et fragile. Cependant, cette légère érosion est également identifiée lors des marées de PMVE (couche de vase semi-fluide en surface du *ridge*). Entre la bordure interne et la rupture de pente, une accumulation maximum de 4.9 cm en P1 et de 7.2 cm en P3 a été observée à l'aide de piquets références (*DoD*). Un dépôt plus faible (2 cm) est mesuré au niveau du profil P6. Cet apport de vase fluide en avant du platier est la conséquence de plusieurs processus. Le premier est le flux de particules, conséquence de l'association de la concentration en MES dans la colonne d'eau et des courants, résultants de l'asymétrie des vitesses orbitales des vagues, dirigés vers la plage. La Figure 87B permet d'identifier sur une photographie aérienne la remise en suspension et le transport vers la plage par *shoaling* de la vase fluide. Le second processus, hypothétique, concerne le lessivage de la couche de vase semi-fluide ou fluide sur le kilomètre de platier vaseux depuis le large vers la plage. Cette vase peut être remise en suspension et mobilisée lors de l'arrivée de l'onde marée sur le platier et des *swash-bores* associés. Pour des valeurs  $H_s/h > 0.05$ , les matières en suspension commencent à décanter. Elles sont alors piégées au niveau de la rupture de pente ainsi que dans les *runnels* car les courants de jusant sont quasi nuls.

**L'article scientifique, présenté en chapitre 1 de la partie 5, expose un complément de discussion et un modèle conceptuel de la morpho-dynamique cross-shore de la section centrale (Profil 3) de la plage de Bétahon en conditions de faibles énergie.**

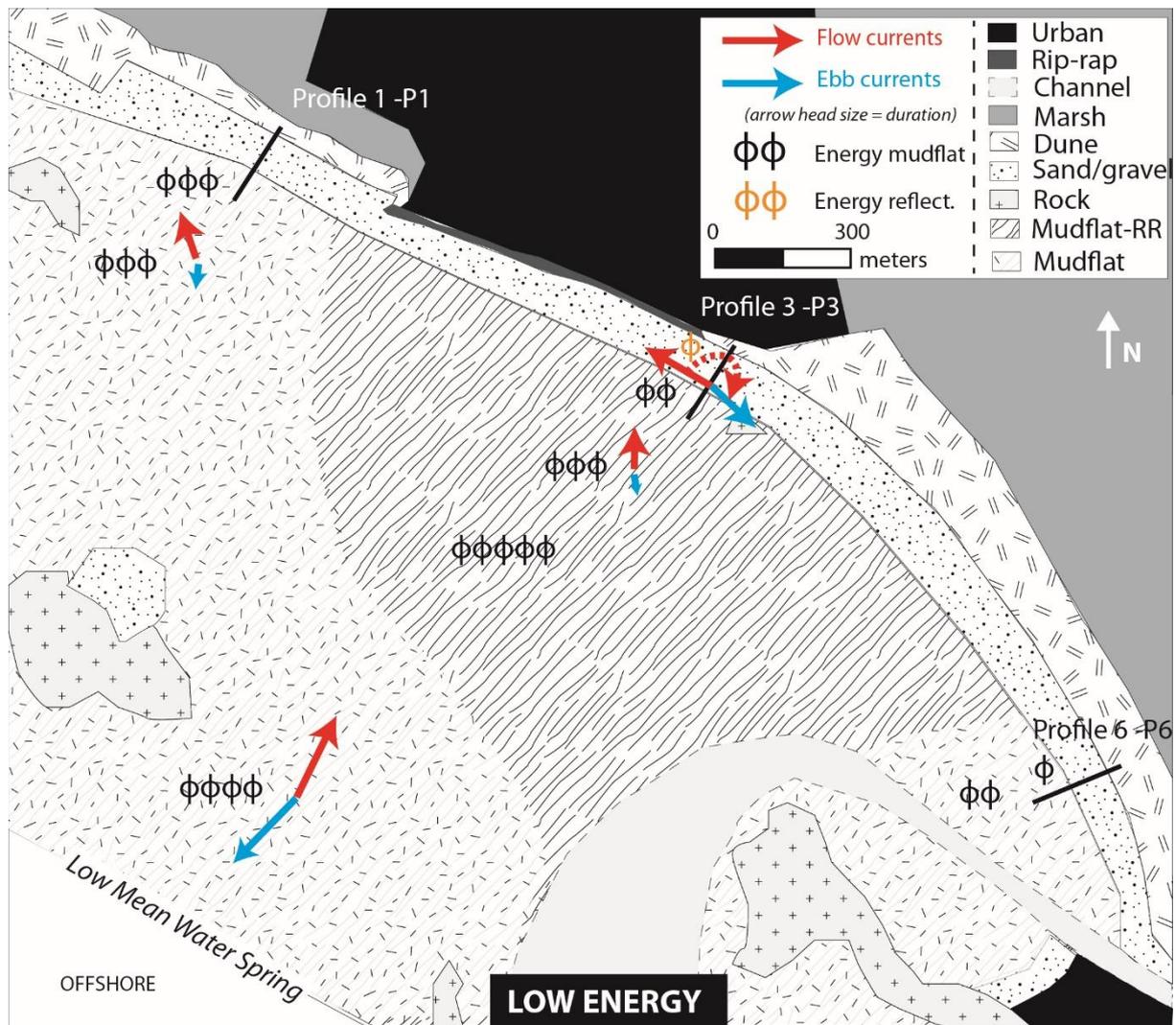


Figure 86. Schéma récapitulatif des résultats des mesures hydrodynamiques (courants et puissances des vagues) au niveau des profils P1, P3 et P6 de la plage de Bétahon en conditions de temps calme (faible énergie – Hs plage =0.2m)

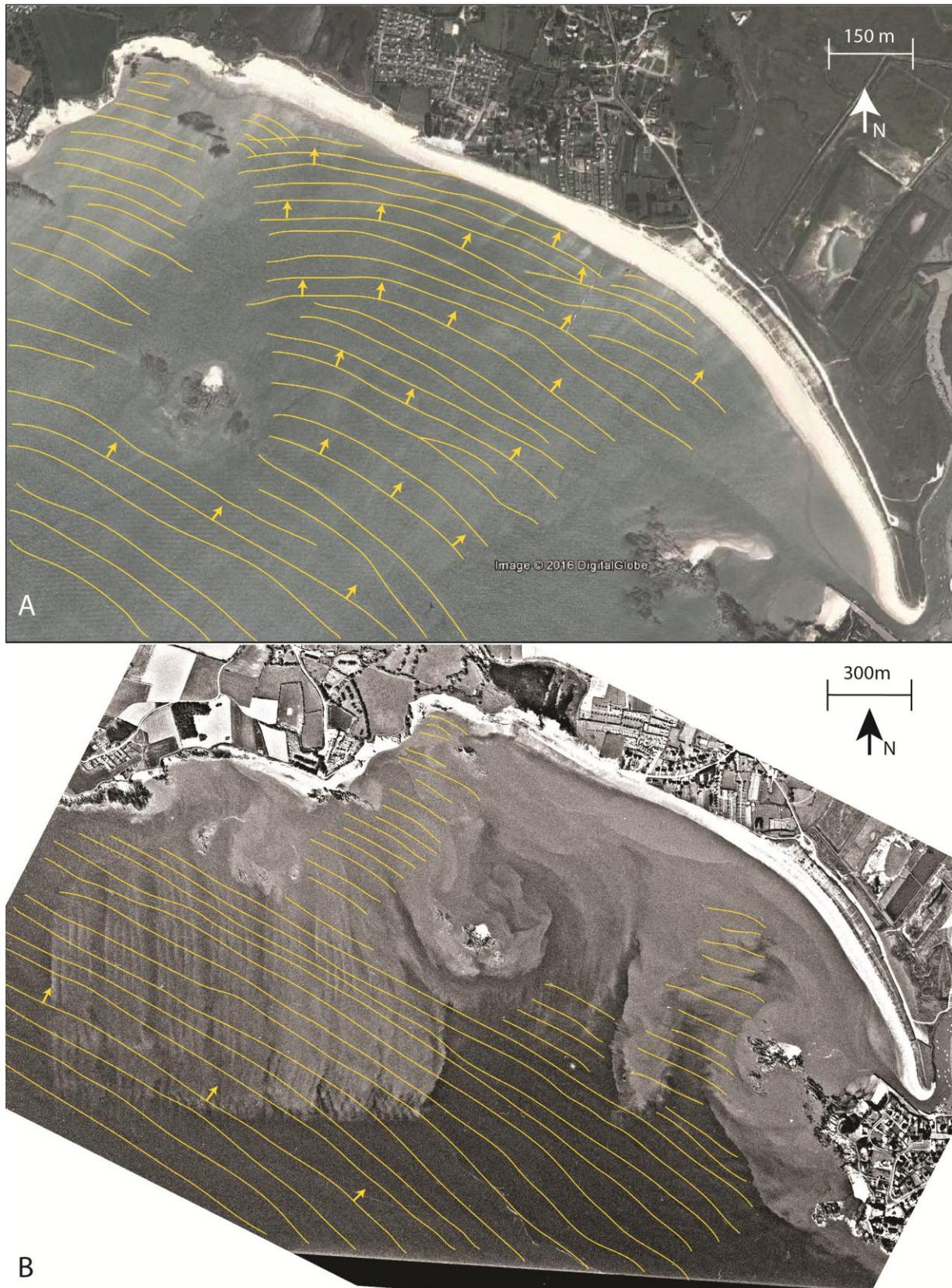


Figure 87. A. Rotation par diffraction/réfraction des crêtes de vagues sur la plage de Bétahon (image satellite - Google 2012). B. Remise en suspension et transport par shoaling de la vase fluide sur une photographie aérienne (année 1999 - IGN). Les crêtes de vagues sont identifiées en trait plein jaune.

### **I.C. Points essentiels de la morphodynamique de la plage sablo-vaseuse de Bétahon en conditions de haute et basse énergie.**

#### **Box - Dynamique à court-terme de la plage de Bétahon**

- **En conditions de haute énergie** ( $H_s \text{ plage} = 1.2 \text{ m}$ ) :

Un nivellement vers le bas de la section réfléchive sablo-graveleuse est observé. Les courants de retour de forte intensité en compensation du déferlement et associé aux *backwash* entraînent un dépôt de sédiments au niveau de la rupture de pente, qui avance vers le large. Le bas de profil devient concave tandis la partie supérieure réfléchive, qui devient convexe, est associée à une érosion. Au niveau de la rupture de pente, les courants de retour sont contraints en un écoulement *longshore* canalisé entre le bas de section réfléchive et la bordure interne du platier vaseux. Le déferlement des vagues sur cette section de plage de forte pente se déclenche pour un rapport  $H_s/h$  supérieur à 0.8.

Au niveau du platier vaseux, un recul de la bordure interne est observé par l'action des courants de retour *cross-shore* de forte intensité (jusqu'à 0.7 m/s ponctuellement). Une augmentation de la largeur de *runnels* se produit par l'érosion des microfalaises perpendiculaires au trait de côte des *ridges*. Les blocs détachés sont ensuite roulés par les vagues pour former des « galets mous » de vase. Le déferlement des vagues (qui se produit pour un critère  $H_s/h$  supérieur à 0.15) est potentiellement responsable de cette érosion. L'altitude de ces structures atypiques ne baisse pas lors de la campagne de mesures car il s'agit d'un ancien système de *R-R* plus consolidé mis à nu suite aux tempêtes extrême de l'hiver 2013. Des apports en sables fins à grossiers depuis la section réfléchive se produisent sur une cinquantaine de mètres dans les *runnels*, où les courants de retours sont potentiellement maximaux.

- **En conditions de basse énergie** ( $H_s \text{ plage} = 0.2 \text{ m}$ ):

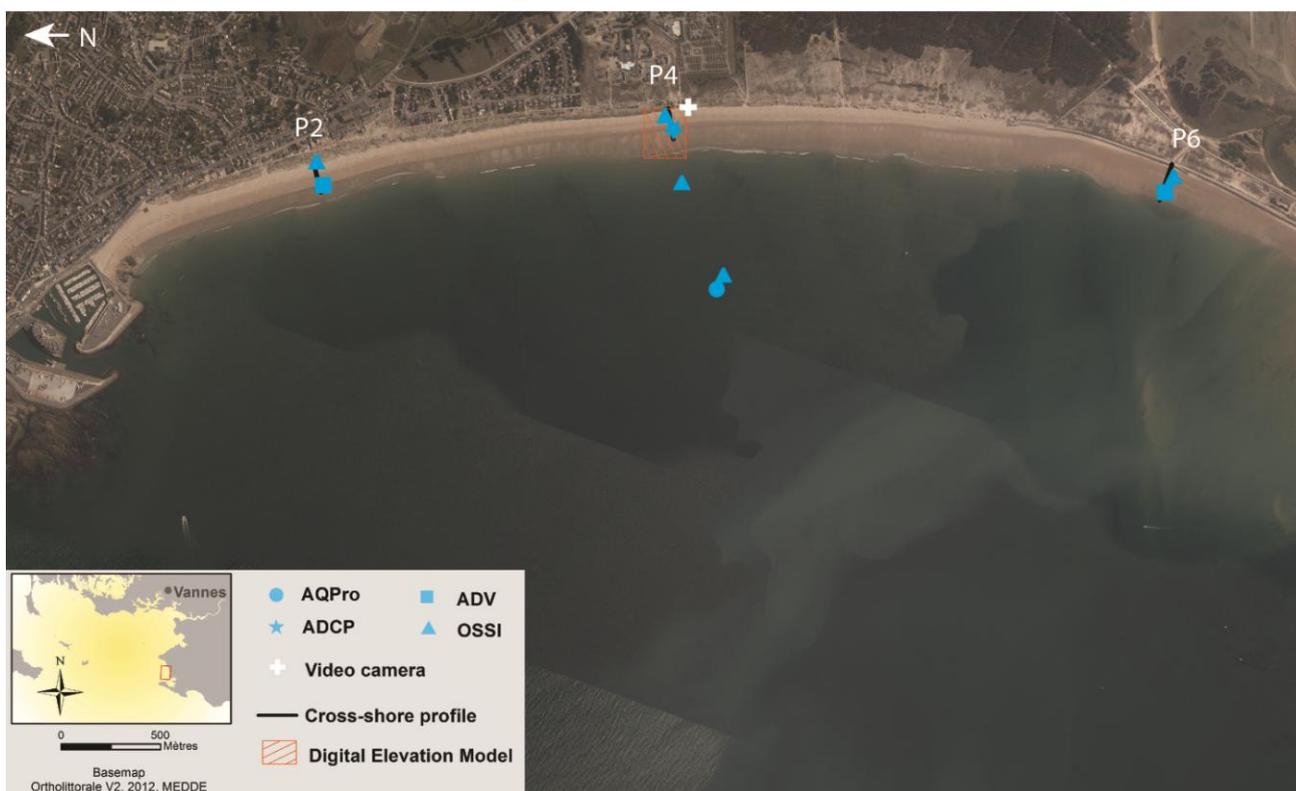
Les variations morphologiques de la section réfléchive sont de faibles amplitudes et consistent en une disparition des figures sédimentaires de type berme en haut de plage ou à un ajustement topographique des profils avec l'augmentation des marnages de période de vive-eau. Un écoulement *longshore* canalisé est identifié entre le bas de section réfléchive et le platier vaseux. Un tri granulométrique de surface apparait avec le lessivage ou l'infiltration dans la sous-couche sédimentaire des particules les plus fines par le processus de *swash* ou de déferlement. La rupture de pente migre d'une amplitude décimétrique après une semaine de conditions calmes.

Au niveau de la section dissipative vaseuse, un apport de vase fluide se produit depuis la partie subtidale vers la bordure du platier. Le remplissage du système de *ridges and runnels* commence. Ce flux sédimentaire dirigé vers la plage est dû à l'asymétrie des vitesses orbitales des vagues lors des périodes de *shoaling* qui sont dominantes en conditions de faible énergie. La résultante de cette asymétrie, de faible intensité ( $< 0.05 \text{ m/s}$ ), est dirigée vers la plage. Ce transport sédimentaire est également lié aux *swash bores* (et micro déferlement) qui lessivent le platier vaseux en début de marée montante et pousse la vase fluide vers le littoral. Avec les niveaux d'eau montant, une décantation des particules vaseuses de la colonne d'eau est observée pour des valeurs de  $H_s/h$  supérieures à 0.05. La composante liée au jusant est quasi nulle, les vases fluides ne repartent pas vers le large. Une rotation et une atténuation des courants sont également observées entre la bordure externe et la bordure interne du platier. Cette rotation semble associée à celle des crêtes de vagues par réfraction sur le platier.

## II. MORPHODYNAMIQUE COURT TERME D'UNE PLAGE SABLEUSE A CROISSANTS - PLAGE DE LA TURBALLE – NOVEMBRE 2014

La plage de La Turballe est un système sableux caractérisé par des figures tridimensionnelles en forme de croissants sur les parties septentrionales et centrales. Le profil *cross-shore* réflectif au Nord, dont le sédiment est constitué de sables moyens à très grossiers, devient dissipatif au Sud, en passant en partie centrale de la plage par un stade intermédiaire (*Low Tide Terrace - LTT*). Des sables fins caractérisent alors cette zone Sud sans croissants, anthropisée par un enrochement. Une campagne de mesure a été réalisée afin de comparer le comportement hydro-morpho-sédimentaire de la plage de Bétahon, sablo-vaseuse, et celui de la plage de La Turballe, uniquement sableuse.

Pour comprendre l'hydrodynamisme et les variations morpho-sédimentaires de cette plage sableuse de type intermédiaire, une campagne de mesures à court-terme a été réalisée du 06 au 12 novembre 2014, lors de conditions météo-marines agitées. Des mesures de courants, des caractéristiques des vagues ainsi que des levés topographiques de profils *cross-shore*, des Modèles Numériques de Terrains et des échantillonnages sédimentaires ont été réalisés sur les différentes sections intertidales et subtidales, permettant ainsi d'observer la dynamique générale de la plage (Figure 88). Les positions des instruments de mesures sur les profils de plage sont rappelées Figure 56.



## II.A. Conditions de houle au large et météorologiques

Les conditions de houle au large (Bouée Plateau-du-Four - réseau Candhis), les niveaux d'eau (port du Crouesty – Refmar/Shom) et les données météorologiques (station météorologique de Guérande – Météo-France) sont présentés pour la période du 06 au 13 novembre 2014 (Figure 89).

Les mêmes paramètres hydrodynamiques au large et météo marins que ceux présentés pour les campagnes de mars et juin 2014, sont détaillés dans cette section. Le vent (vitesse et direction) est dissocié en composantes *cross-shore* et *longshore* pour deux domaines géographiques distincts de la plage. Le premier domaine géographique concerne les profils P2 et P4 et la seconde zone est définie pour le profil P6. Pour rappel, les différents paramètres concernent : le vent (vitesse et direction) et ses composantes *cross-shore* et *longshore* ; les paramètres de la houle au large (hauteur significative des vagues -  $H_s$ , période pic -  $T_p$  et direction au pic - Dirp) et la puissance des vagues au large intégrée sur 30 minutes ; les hauteurs d'eau prédites, observées (moyennées sur 10 minutes) ainsi que le signal résiduel (surcote/décote). Les levés topographiques journaliers sont indiqués par des barres verticales grises et notés de C1 à C7 (Figure 55).

**Deux événements de haute énergie (tempêtes avec des  $H_s > 4.02\text{m}$  ou proche) sont observés pendant la période de mesures** allant du 06 au 13 novembre 2014. Le premier événement couvre les journées du 07 et 08 novembre et le deuxième, d'une durée plus courte et moins intense, est observé le 11 novembre.

**La tempête n°1** présente des hauteurs significatives des vagues maximales ( $H_s=4.2\text{ m}$ ) sur la période de mesure. Celle-ci est atteinte autour de la marée basse diurne du 07 novembre. Le début de la tempête est associé à une houle en provenance du Sud-Ouest et des périodes pics de 5 à 10 s. Un changement d'orientation se produit ensuite, la houle provient alors de l'Ouest et est caractérisée par des périodes pics comprises entre 10 et 13 s. Ce train de houle est associé à des vents compris entre 8 et 12  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ . Un vent *longshore* dominant, orienté vers le Nord de la plage, est mesuré pendant le montant de la tempête. La puissance maximale des vagues au large est associée à des vents *cross-shore* ( $12\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ), orientés vers la plage. Deux pics d'énergie sont observés en début de matinée et en soirée du 07 novembre, autour de la marée basse. La hauteur significative des vagues oscille entre 3 et 4 m durant 48 h couvrant quatre pleines mers de vives-eaux. L'énergie des vagues décroît lors de cette période. La surcote maximale (+ 0.7m) est atteinte juste avant la pleine mer nocturne du 07 novembre. Un décalage d'une marée est observé entre le pic d'énergie de la tempête n°1 et la surcote maximale observée pendant cette première tempête. Le tombant de tempête présente une composante *longshore* légèrement plus importante qui est associée à des vents en direction du Nord/Nord-Est. Le retour à des conditions d'agitation plus faible ( $H_s < 2\text{ m}$ ) est observé le 09 novembre.

**Le second événement** est une tempête de plus faible intensité caractérisée par une houle en provenance du Sud. Le pic de hauteur significative de vagues ( $H_s=3.95\text{ m}$ ) est associé à la surcote maximum (+ 0.6 m) lors de la marée basse nocturne du 11 novembre. L'intensité du vent est plus faible que lors de l'épisode n°1 (6 et 10  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) mais est également dirigé vers le Nord. Durant cet

événement, d'énergie plus faible, la composante *longshore* du vent est dominante ( $10 \text{ m.s}^{-1}$ ). La composante *cross-shore* est quant à elle très variable alternant entre  $-4$  et  $+4 \text{ m.s}^{-1}$ . L'orientation du vent entraîne une surcote continue ( $+0.5\text{m}$ ) entre les 11 et 12 novembre 2014. Il convient de noter que la surcote est enregistrée au port du Crouesty, sur un littoral orienté Est/Ouest. L'orientation Nord/Sud de la plage induira donc une surcote différente, voir potentiellement une décote locale vers le Sud de la plage. Un vent en provenance de l'Ouest lors d'une tempête (exemple de la tempête n°1) pourrait avoir un effet plus important sur le littoral de La Turballe et augmenter la surcote locale.

Les conditions moins agitées sont caractérisées par une houle d'Ouest ( $8 \text{ s} < T_p < 10 \text{ s}$ ), des vents d'intensités faibles ( $0$  à  $4 \text{ m.s}^{-1}$ ) et dirigés vers le Sud-Est/ Sud-Ouest. Une surcote entre  $+0.1$  et  $+0.2 \text{ m}$  est observée pendant ces phases.

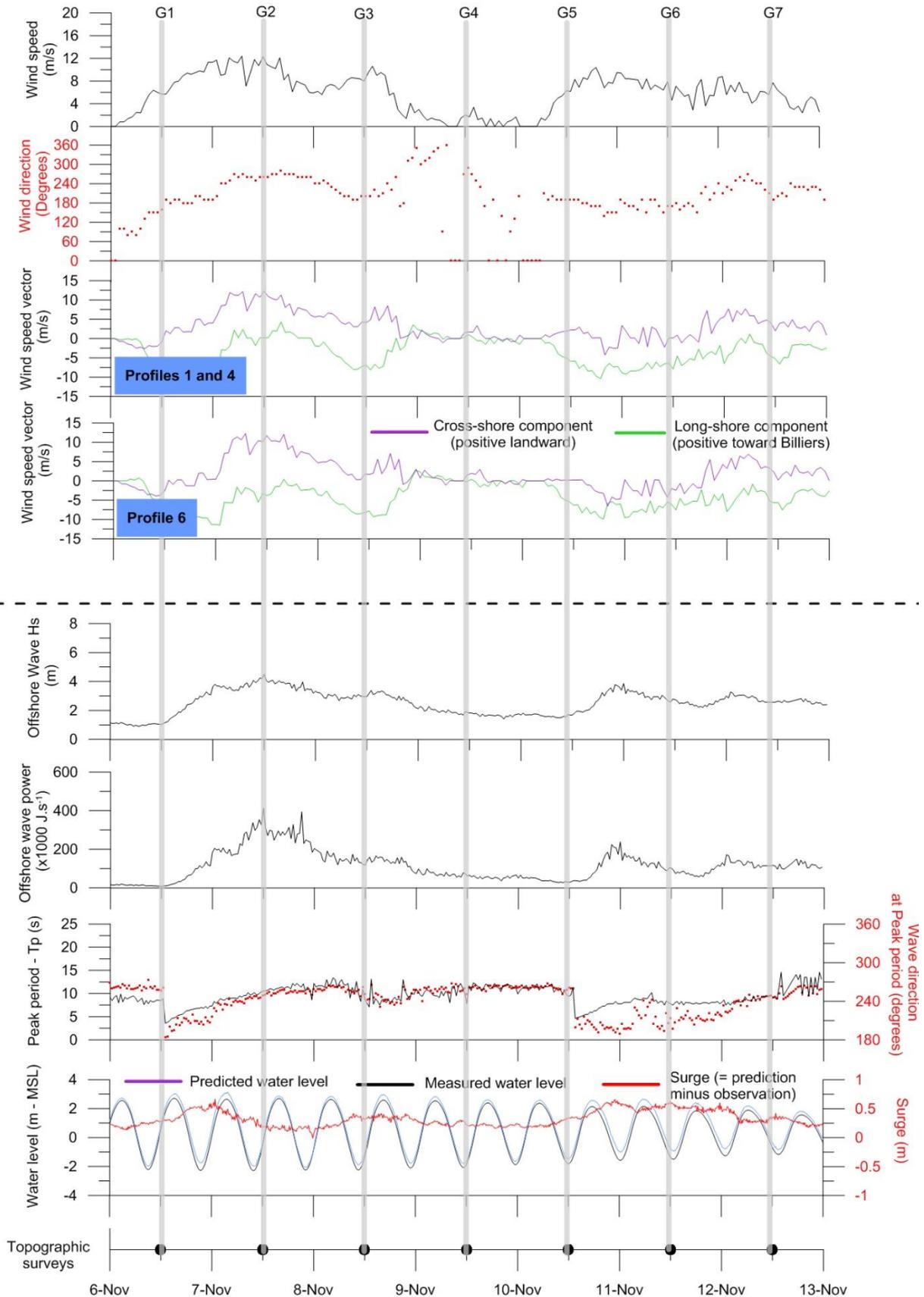


Figure 89. Données météo-marines pour la période du 06 au 12 novembre 2014 - du haut vers le bas : Vitesses du vent ; Direction du vent ; Composantes *longshore* et *cross-shore* du vent suivant les zones de la plage ; Hauteurs significatives des vagues au large bouée Plateau du four - Candhis ; Puissance des vagues au large (énergie) ; Périodes pics des vagues au large ; Hauteurs d'eau prédites, observées et surcotes résultantes.

## II.B. Conditions hydrodynamiques sur la plage

### II.B.1. Positions des instruments de mesures hydrodynamiques sur les profils

En complément des répartitions spatiales des instruments sur la plage (Figure 88), les positions des instruments de mesures sont présentées sur les profils *cross-shore* 2D (Figure 90).

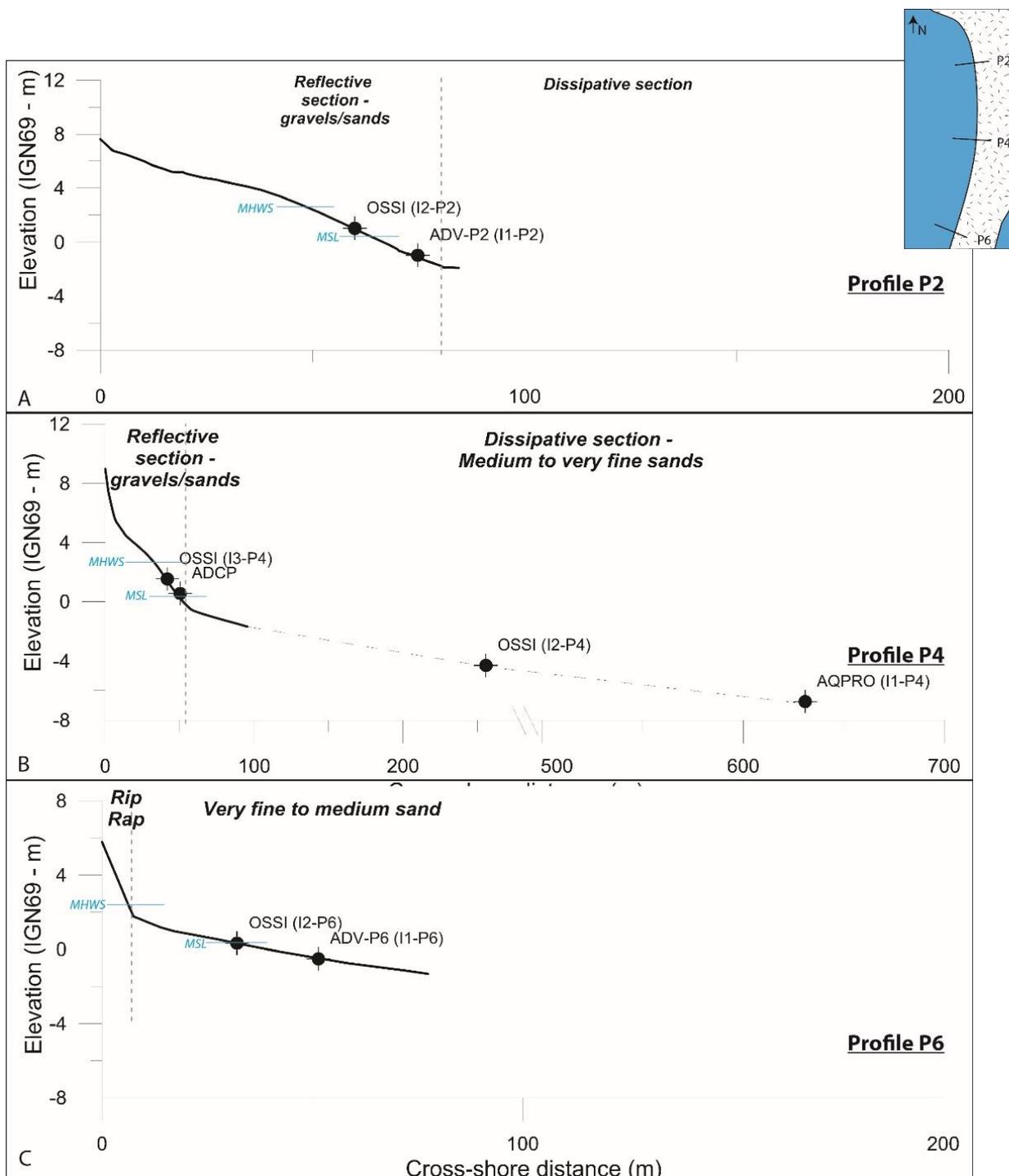


Figure 90. Positions des instruments de mesures sur les profils de plage de La Turballe du 06 au 12 novembre 2014 - A. profil P1 ; B. profil P3 ; C. profil P6.

## II.B.2. Caractéristiques des vagues sur la plage

Tout d'abord, les rapports  $H_s/h$  sont présentés pour les différents points de mesures des sections dissipative et réfléctive de la plage en domaine intertidal et subtidal. Pour chaque section, les seuils  $H_s/h$  de déferlement ( $\gamma$ ) sont estimés, si possibles, par l'analyse des spectres d'énergie des vagues.

Comme pour les campagnes de mars et juin 2014 réalisées sur la plage sablo/vaseuse de Bétahon, nous observons la modulation et la limitation des hauteurs significatives des vagues par les hauteurs d'eau en domaine intertidal (Levoy *et al.*, 2001 ; Stépanian, 2002 ; Sedrati, 2006 ; Friedrich, 2011).

Au niveau dissipatif subtidal (Profil P4), les valeurs de  $H_s/h$  se situent entre 0.03 et 0.25 sur le capteur le plus au large (I1 - Figure 92A). Au niveau du capteur I2, situé plus à proximité de la plage (- 4 m IGN69), la gamme de valeurs s'élargit allant de 0.05 à 0.4 (Figure 92B). Ces valeurs incluent l'ensemble des processus de déferlement (*surf*) et de levé de vagues (*shoaling*) qui peuvent être observés en domaine subtidal. L'analyse des spectres d'énergie des vagues ne permet pas de déterminer avec certitudes les valeurs de début et de fin de déferlement sur cette zone. En effet, le capteur est considéré sous déferlement à partir du moment où la part gravitaire ( $f > 0.05$  Hz) de l'énergie diminue rapidement et devient quasi nulle. Cette phase de décroissance n'est visible que partiellement lors des épisodes les plus énergétiques (marées 5 et 6) au niveau du capteur I2. Il en ressort des valeurs du critère de déferlement comprises entre  $0.15 < \gamma < 0.5$ . L'erreur sur la valeur est de  $\pm 0.1$ .

Au niveau dissipatif intertidal (Profil P6), la gamme de valeurs  $H_s/h$  est plus élevée et s'étale entre 0.1 et 0.7 sur la partie basse de la section dissipative (Figure 92G). Vers le milieu du profil (capteur I2), ces valeurs augmentent. Le minimum est  $H_s/h = 0.15$  pour des hauteurs d'eau important au-dessus du capteur et ce ratio atteint  $H_s/h = 1$  pour des hauteurs d'eau faibles (Figure 92H). Ces valeurs couvrent les processus exposés précédemment pour la section subtidale (*surf* et *shoaling*) auxquels s'ajoute le processus de *swash*. Le déferlement des vagues s'opère pour des valeurs estimées entre 0.25 et 0.7 au niveau du capteur I1 et entre 0.3 et 0.9 vers l'enrochement (Figure 92I). Nous observons également une perte importante des hautes fréquences d'énergie ( $f > 0.12$  Hz) dans le spectre entre le bas et le milieu du profil P6, pour des hauteurs d'eau inférieures à 2 m au-dessus des capteurs.

Les valeurs du paramètre  $\gamma$  identifiées pour les sections dissipatives de la plage de La Turballe sont en concordance avec celles établit par Masselink *et al.* (2006) et Dehouck (2006) pour des plages sableuses intermédiaires ou à barres intertidales ( $0.3 < \gamma < 0.5$ ). La limite inférieure du paramètre de déferlement qui est plus basse peut être la conséquence de la pente très douce observée ou du frottement des vagues ( $f_w$ ) sur le fond pour le profil P4 (négligeable en P6 car aucunes formes de fond ne sont observées sur celui-ci) ou encore de la précision de l'analyse ( $\pm 0.1$ ). Cette dernière hypothèse est particulièrement plausible pour la zone subtidale où les valeurs seuils sont difficilement détectables. **Nous établissons pour l'analyse postérieure des paramètres de vagues sur la plage un**

**seuil de déferlement  $H_s/h= 0.3$  pour les sections dissipatives.** Holthuijsen (2013) précise que les études menées par Bowen *et al.* (1968), Nelson (1987), Kaminsky & Kraus (1993), Nelson (1997) et Baldock *et al.* (1998) montrent que la valeur de  $\gamma$  ne dépasse pas 0.55 pour les pentes  $\tan\beta < 0.01$ . La pente du profil P6 légèrement plus forte ( $\tan\beta = 0.04$ ) permet d'expliquer les valeurs plus élevées du  $\gamma$ .

**Au niveau des sections réfléchives (Profils P2 et P4),** la pente de plage plus forte entraîne une augmentation des valeurs du rapport des hauteurs significatives des vagues sur les hauteurs d'eau (Le Hir *et al.* ; 2000, Masselink *et al.*, 2006 ; Dehouck, 2006). Celles-ci s'échelonnent entre 0.25 et 1.5 pour les capteurs situés en milieu de sections réfléchives (I3-P4 et I2-P2 - Figure 92C et Figure 92E). Les valeurs maximales sont observées au niveau du profil P2, plus pentu. Nous pouvons noter également que ce ratio présente une gamme de valeurs plus basse ( $0.12 < H_s/h < 1$ ) en bas du profil réfléchif P2 (limite rupture de pente - Figure 92D). L'analyse des spectres d'énergie permet de définir que le déferlement des vagues se produit pour des valeurs  $0.68 < \gamma < 1.4$  au niveau du profil P2 (Figure 92F). L'analyse des spectres au niveau du profil P4 ne permet pas de définir des seuils de déferlement. Cependant l'analyse par vidéo de la zone lors de la marée n°1 montre que le capteur est probablement localisé dans la zone de déferlement durant l'ensemble de la marée montante (Figure 91). Le ratio  $H_s/h$  minimum est donc 0.59. Ces valeurs sont plus élevées que celles établit par Battjes & Janssen (1978), pour des pentes  $\tan\beta < 0.05$ , et en accord avec celles de Kaminsky & Kraus (1993) *in* Holthuijsen (2010). La pente de la section réfléchive P2 est de  $\tan\beta = 0.13$ . Le paramètre  $\gamma$  étant dépendant de la pente de la plage (Nelson, 1997 ; Le Hir *et al.*, 2000 ; Masselink *et al.*, 2006), cela explique potentiellement nos valeurs de  $\gamma$  plus élevées. **Nous définissons donc comme limite basse de déferlement en zone réfléchive une valeur de  $H_s/h=0.8$  pour la suite de notre analyse.** Un transfert d'énergie des hautes fréquences vers les basses fréquences ( $f < 0.07$  Hz) se produit entre le bas et le milieu de section réfléchive du profil P2. Entre la section dissipative et réfléchive du profil P4, nous observons un gain d'énergie dans l'ensemble des fréquences et notamment une apparition des fréquences infragravitaires.

La taille de la zone de surf présente également une dynamique particulière (Figure 91). L'étendue de la zone de surf est maximale en section dissipative. Elle est largement réduite au niveau de la rupture de pente, associée potentiellement à un gain d'énergie. Son étendue s'accroît progressivement avec les niveaux d'eau croissants sur la section réfléchive. Au niveau des croissants de plage, à marée haute, sa taille atteint un nouveau maximum couvrant une large partie de cette section plus pentue. Des ondes de bord par déformation de la zone de déferlement en présence des figures sédimentaires rythmiques sont identifiées. Celles-ci sont de la même amplitude que les croissants de plage. Les variations morpho-sédimentaires de haut de plage et des croissants sont donc contrôlées préférentiellement par les processus de déferlement et *swash*.

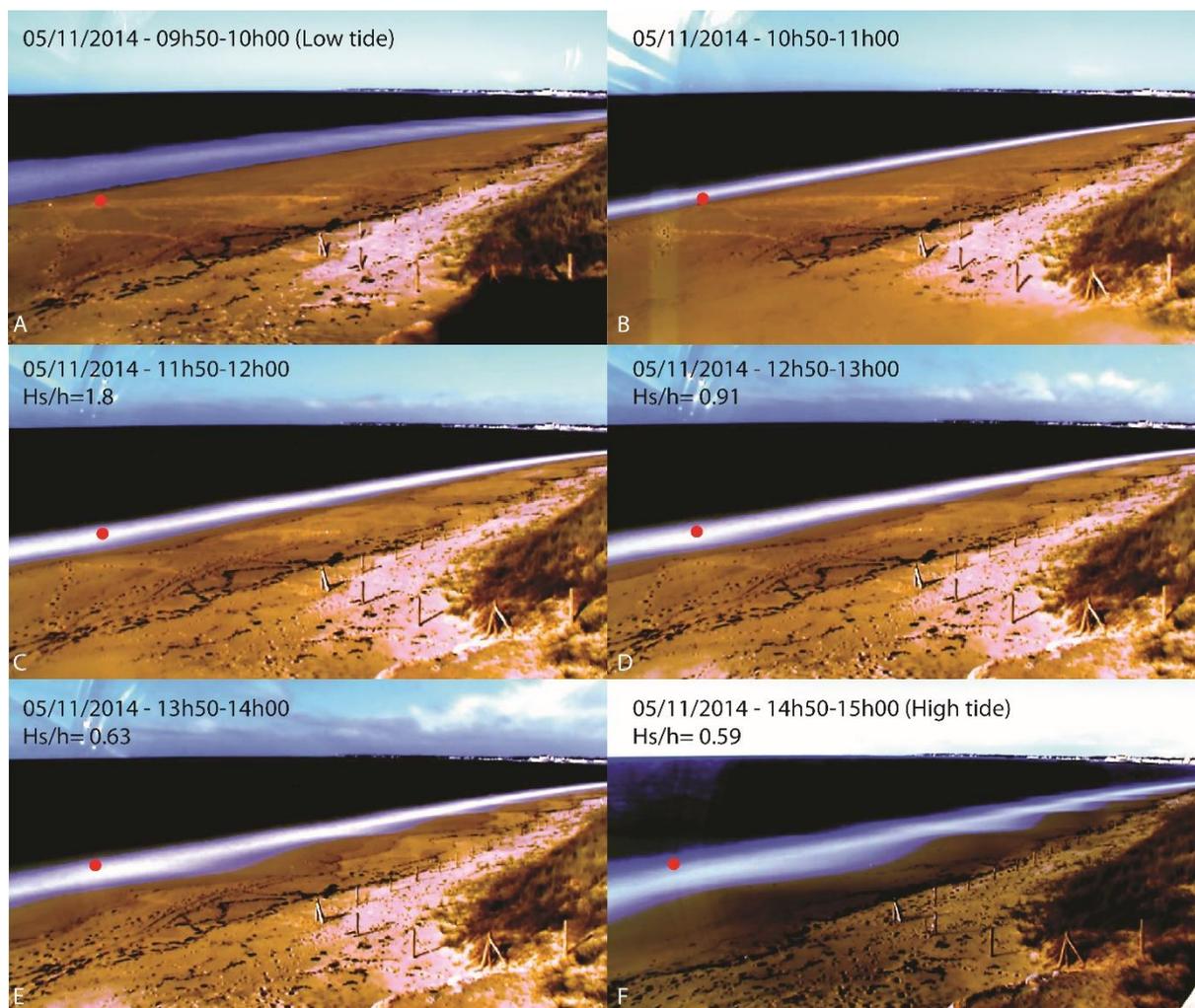


Figure 91. Images moyennées sur 10 min (à 2 Hz) de la section centrale de la plage de La Turballe du 05/11/2014 09h50 (A) au 05/11/2014 15h00 (F), correspondant à la marée montante diurne. Le point rouge identifie la position du capteur de pressions.

Les séries temporelles de hauteurs significatives des vagues, de périodes moyennes et des niveaux d'eau du 05 au 12 novembre 2014 sont détaillées pour les capteurs des sections dissipatives et/ou réfléchives des profils P2, P4 et P6 (Figure 93). Les variations temporelles de la puissance des vagues et des taux d'atténuation et/ou d'amplification de l'énergie des vagues (*Wave attenuation/amplification rate* -  $S_0$ ) pour les moments de *shoaling* sont également analysées. Un taux généralisé de dissipation ou d'amplification est ensuite défini par régression linéaire entre les capteurs des sections dissipatives (subtidal - P4 et intertidal - P6) et réfléchives (P2-P4) des profils pour les moments de *shoaling*. Suite aux analyses réalisées en amont, le processus de *shoaling* est effectif pour des valeurs  $H_s/h \leq 0.3$  au niveau dissipatif et  $H_s/h \leq 0.8$  au niveau de la section réfléchive.

Pour une bonne compréhension de ce paragraphe, nous définissons les conditions de forte énergie pour les marées 4, 5, 6, 7 pour l'évènement n°1 et les marées 11, 12 pour l'évènement n°2. Les autres marées sont considérées d'énergie modérée (Figure 93).

Au niveau de la section dissipative subtidale du profil P4, les hauteurs significatives des vagues sont relativement proches entre les capteurs I1 et I2. Une amplification de la hauteur des vagues est observée entre le capteur I1 et I2 (+0.2 m). Comme en domaine intertidal, la modulation des

hauteurs de vagues par les niveaux d'eau est identifiée. Les hauteurs significatives maximales des vagues sont atteintes lors des marées de la tempête n°1 ( $H_s=2.0$  m - marée 5). La tempête n°2 est caractérisée par des hauteurs significatives plus faibles ( $H_s = 1.09$  m - marée 12). En dehors des périodes fortement énergétiques, les hauteurs significatives sont comprises entre 0.2 et 0.7 m. Les périodes moyennes oscillent entre 5 et 7 s et sont également modulées par les hauteurs d'eau au-dessus du capteur. Les valeurs maximales des périodes sont observées lors des conditions d'énergie plus faibles. La zone subtidale proche est soumise principalement au processus de levé de vagues pendant les périodes de conditions d'agitation faibles ou modérées ( $H_s/h < 0.3$ ). Cependant, lors du montant de tempête (marée n°3) et de la tempête n°1 (marées 4 à 7), un déferlement des vagues s'opère au niveau du capteur I2 pour les faibles niveaux d'eau. Les puissances des vagues suivent la même tendance que les  $H_s$  et sont quasi similaires entre les deux points subtidaux de mesure. Une légère perte d'énergie entre les capteurs I1 et I2 est observée en fin de marée n°4, conséquence du déferlement identifié précédemment.

**Au niveau intertidal, sur les sections réfléchives P2 et P4**, la hauteur significative maximale est observée lors de la marée de la tempête n°1 ( $H_s = 2.15$ m en P2). Sur les trois marées précédentes, nous observons des hauteurs de vagues proches entre les deux capteurs. Des valeurs similaires sont observées pour les profils P2 et P4. Les  $H_s$  évoluent entre 0.25 m pour les niveaux d'eau les plus bas et 0.9 au niveau d'eau de PM. Les périodes moyennes sont du même ordre de grandeur qu'en domaine subtidal. Le déferlement des vagues est identifié en début et en fin de marée ( $\gamma = 0.8$ ) sur l'ensemble des sections réfléchives. Les ratios  $H_s/h$  augmentent pour les capteurs situés en milieu de sections réfléchives et les valeurs maximales sont atteintes lors du montant de la tempête (marée n°3) et lors de la tempête n°1 (marée n°4 - P2). La puissance des vagues diminue entre le bas et le milieu du profil P2, en début et en fin de marée, conséquence de la dissipation de l'énergie par déferlement. Lors des périodes de *shoaling*, nous observons des valeurs d'énergie relativement proches. Une analyse plus détaillée est proposée dans la suite de cette partie. L'énergie maximale est atteinte lors des marées de la tempête ( $320 \cdot 10^2 \text{ J} \cdot \text{s}^{-1}$ ). Une même dynamique est observée entre la section subtidale dissipative et réfléchive du profil P4. Au niveau du profil P4, les valeurs de l'énergie des vagues sont plus basses (un tiers plus faible lors du montant de la tempête - marée n°3).

**Au niveau de la section intertidale dissipative du profil P6**, faisant face à l'enrochement de Pen-Bron, les hauteurs significatives des vagues sont plus faibles que sur les autres domaines de la plage. Le maximum est atteint lors de la marée de la tempête n°1 ( $H_s = 1.25$  m - marée n°4). La tempête n°2 est caractérisée en zone intertidale par une valeur de  $H_s = 1.1$  m (marée 12). La puissance des vagues est globalement plus faible sur cette section et présente une valeur 3 fois plus faibles ( $60 \cdot 10^2 \text{ J} \cdot \text{s}^{-1}$ ) par rapport à la section Nord de la plage lors de la marée n°4. Le rapport  $H_s/h$  permet d'identifier un déferlement des vagues ( $\gamma = 0.3$ ) contraint également au début et en fin de marée. Lors de la tempête n°1, l'ensemble du profil est potentiellement sous déferlement sur la totalité de la marée n°4. Une augmentation du rapport  $H_s/h$  est observée le long de ce profil.

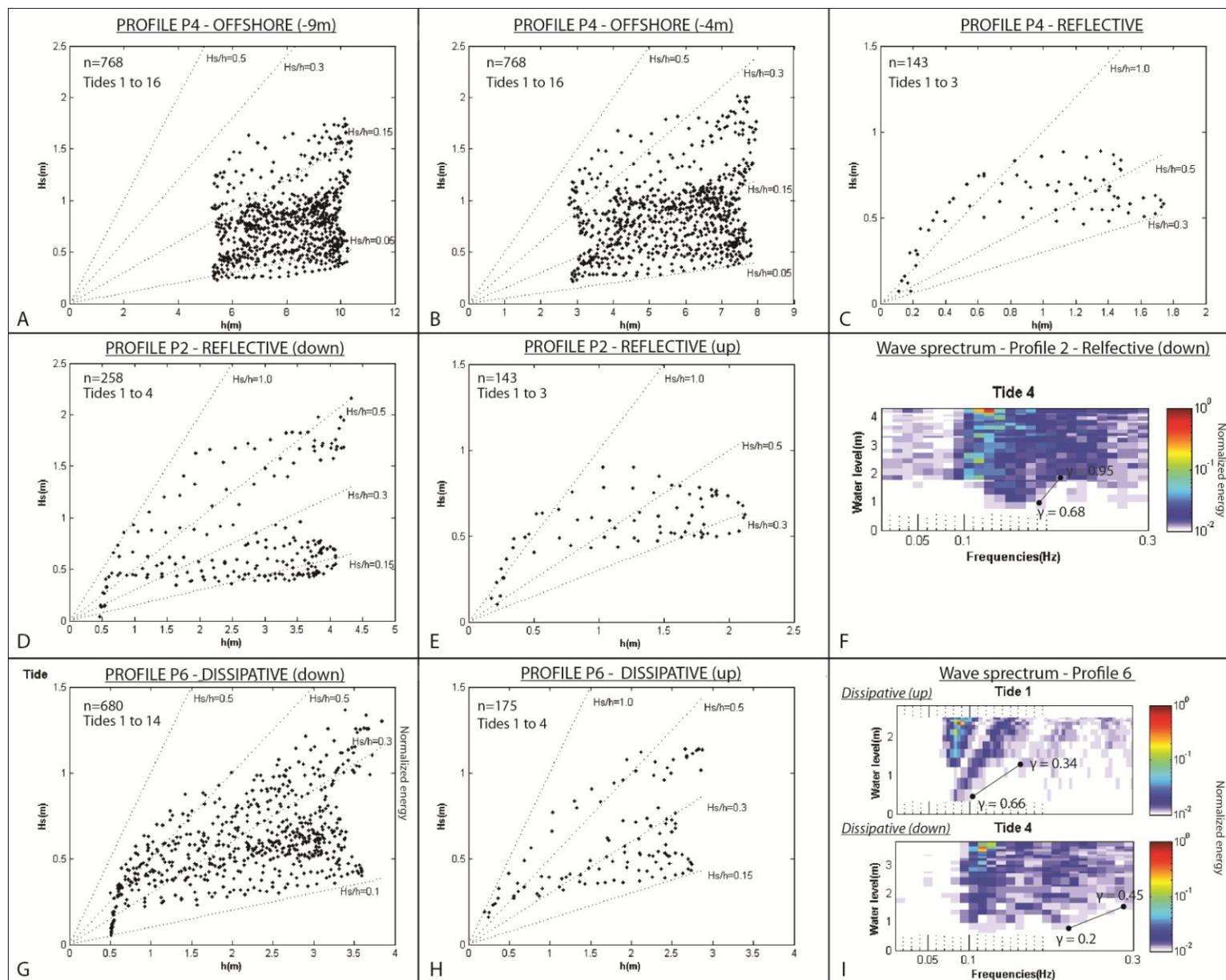


Figure 92. Profil P4 de la plage de la Turballe : Relations entre hauteurs significatives des vagues et hauteurs d'eau au-dessus du fond. A : en zone dissipative subtidale à -9 m. B : en zone dissipative subtidale proche à -4 m. C : en section réfléchive. D : en bas de la section réfléchive. E : au milieu de la section réfléchive. F. Exemple de spectres d'énergie intégrés sur la hauteur d'eau au niveau de la section réfléchive basse du profil P2 et identification des limites de déferlement des vagues. Profil P6 de la plage de la Turballe : Relations entre hauteurs significatives des vagues et hauteurs d'eau au-dessus du fond. G : partie basse du profil P6. H : en section dissipative intertidale médiane. I. Exemples de spectres d'énergie intégrés sur la hauteur d'eau au niveau des sections dissipatives basse et médiane du profil P6 et identification des limites de déferlement des vagues lors de la campagne de mesures de juin 2014.

**L'analyse des taux d'atténuation/d'amplification de l'énergie des vagues** est réalisée entre les capteurs le long des profils *cross-shore* au niveau subtidal et intertidal dissipatif et au niveau des sections réfléchives, pour les moments de *shoaling* communs identifiés au niveau des capteurs (Figure 93D).

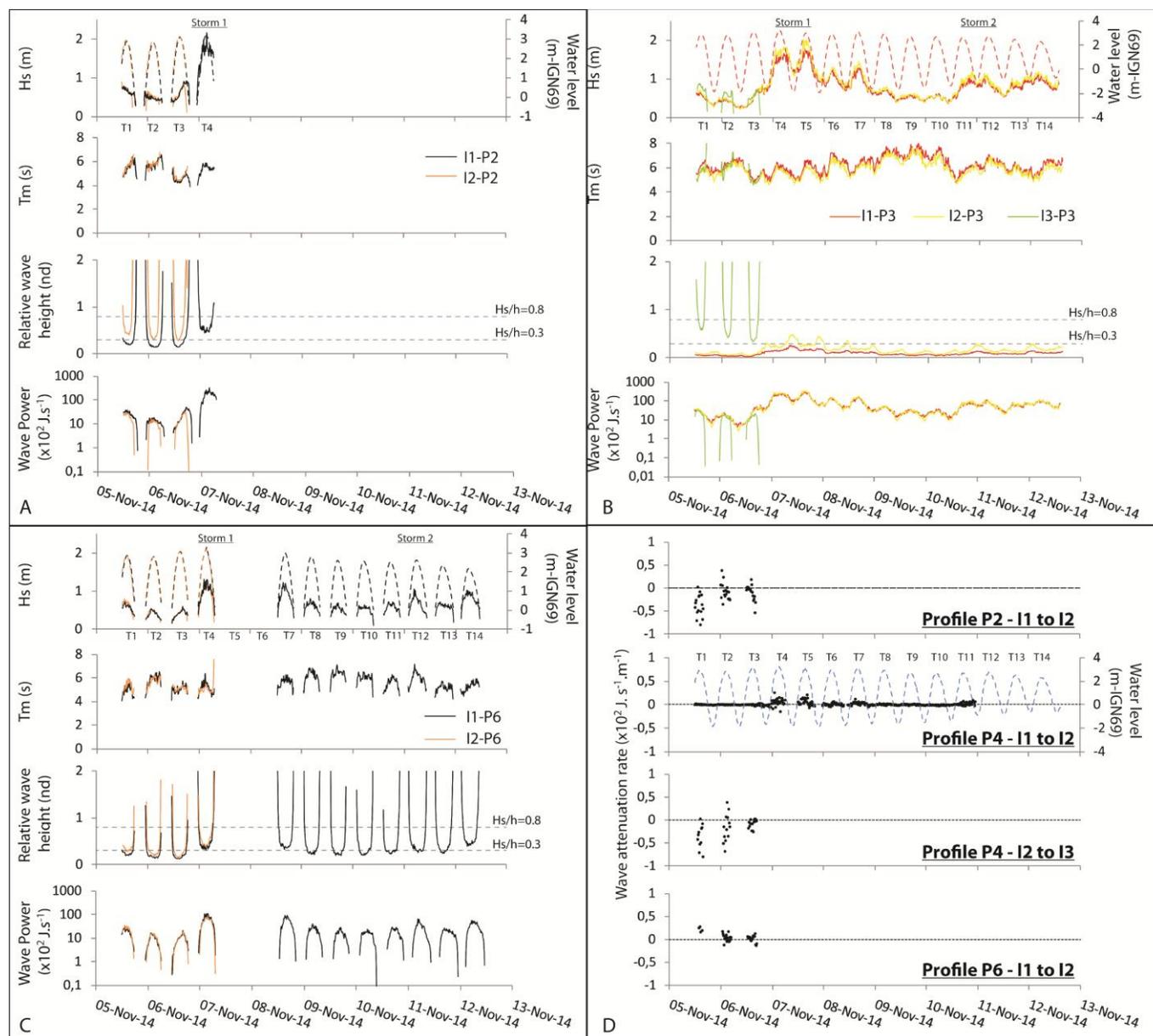
Au niveau subtidal dissipatif, des variations d'énergie très faible sont observées entre les capteurs I1-P4 et I2-P4. Aucune atténuation/amplification, ou de valeurs extrêmement faibles, n'est détectée lors des marées de plus faible énergie. Lors de la tempête n°1, une amplification de l'énergie ( $S_0 = +0.15 \cdot 10^2 \text{ J} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ ) est observée à partir du milieu de marée montante jusqu'au milieu de marée descendante pour les marées n°4 et n°5. Quelques moments d'atténuation sont observés, liés potentiellement à des déferlements ponctuels. Un même constat est fait pour la marée n°11 (tempête n°2), mais avec des taux d'intensités plus faibles ( $S_0 = +0.07 \cdot 10^2 \text{ J} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ ). Un taux d'amplification généralisé de  $0.0002 \text{ \%} \cdot \text{m}^{-1}$  est calculé sur cette section subtidale centrale de la plage de La Turballe ( $\tan\beta = 0.007$ ) (Tableau 13). Ces valeurs sont plus faibles que les taux d'atténuation habituellement observés en zone subtidale ( $0.001 \text{ \%} \cdot \text{m}^{-1}$  - Cooper, 2005).

**Au niveau intertidal réfléchif**, une atténuation de l'énergie des vagues est globalement observée pour les moments de levé de vagues ( $S_0 = -0.8 \cdot 10^2 \text{ J} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ ). Nous observons la même atténuation de l'énergie et d'intensité quasi égale entre les sections dissipative et réfléchive du profil P4. Nous émettons l'hypothèse de l'impact du choix du seuil de déferlement sélectionné ( $\gamma = 0.8$ ), seuil potentiellement trop faible, pour l'analyse de la dissipation d'énergie. La dissipation observée serait alors principalement due au déferlement des vagues. Pour les niveaux d'eau plus élevés, des moments d'amplification ponctuels sont observés. D'une manière générale, un taux d'atténuation généralisé de  $0.01 \text{ \%} \cdot \text{m}^{-1}$  est calculé pour le profil P2 ( $\tan\beta = 0.13$ ). Nous observons une dynamique comparable à celle de la section dissipative subtidale du profil P4. Une amplification plus importante est cependant observée au niveau du profil P6, malgré une pente plus forte.

Nous pouvons émettre différentes hypothèses quant aux variations d'énergie observées le long des sections dissipatives et réfléchives. Ces hypothèses reprennent, entre autres, celles proposées pour l'analyse des variations d'énergie sur la plage sablo-vaseuse de Bétahon. L'impact de la pente sur l'atténuation/amplification de l'énergie est un facteur important. Les sections réfléchives présentent une forte atténuation, tandis qu'une amplification de l'énergie est observée en zone dissipative. Les formes de fond et la taille des grains (frottement des vagues  $f_w$ ), par l'intermédiaire de la rugosité relative de fond, ont un impact incontournable sur la dissipation de l'énergie des vagues (Blanpain, 2009 ; Le Hir *et al.*, 2000). Un profil de plage convexe et de granulométrie grossière se traduit potentiellement par un frottement plus important qu'un profil linéaire, plan et de granulométrie fine. Il convient également d'émettre l'hypothèse d'un choix du seuil de *shoaling* de vagues trop haut, la dissipation de l'énergie en zone réfléchive étant alors due au déferlement.

Profile	Sensors	Distance between sensors (m)	Energy variation between two sensors (%)	Energy variation (%.m <sup>-1</sup> )	Correlation factor (R <sup>2</sup> )	Slope (tanβ)
P2	I1-I2	15	-0,15	-0,01	0,87	0,135
P4	I1-I2	375	0,08	0,0002	0,97	0,007
	I2-I3	214	-0,36	-0,0017	0,75	-
P6	I1-I2	19,5	0,08	0,0041	0,88	0,045

Tableau 13. Variations d'énergie entre les différents capteurs le long des profils *cross-shore* instrumentés sur la plage de La Turballe, pour les périodes de shoaling lors de la campagne de mesures de novembre 2014 -Variations brutes d'énergie, variations normalisées par unité de distance (positif - amplification ; négatif – atténuation) ; corrélation des variations d'énergie entre capteurs et pente locale entre les capteurs.



### II.B.3. Courants de fond

Les courants de fond sont analysés au niveau des sections inférieures du profil réfléchif P2 et du profil dissipatif P6 (cellule de mesure à 0.15 m au-dessus du fond). Sur le profil central (P3), les courants sont mesurés en bas de la section réfléchive, quelques mètres en amont de la rupture de pente. La cellule de mesure est localisée à 0.65 m au-dessus du fond. En zone subtidale proche ( $z = -6.75\text{m}$ ), les courants sont mesurés à 1.75 mètres au-dessus du fond. Les vitesses sont moyennées par *burst* et sont analysées selon les composantes *cross-shore* (U - positif vers la plage) et *longshore* (V - positif vers le Nord) des profils.

**En domaine intertidal**, nous pouvons observer une augmentation brève de la composante *cross-shore* des courants, orientés vers la plage, à chaque début de marée. Cette variation résulte du déferlement des vagues au-dessus du capteur (Figure 95). Les vitesses *cross-shore* peuvent alors atteindre  $0.4$  à  $0.9 \text{ m.s}^{-1}$  au Nord de la plage et sont plus faibles ( $0.3$  à  $0.7 \text{ m.s}^{-1}$ ) au niveau de l'enrochement (P6). Les vitesses *longshore* sont d'intensités moindres en début de marée, les maximales étant de  $0.3 \text{ m.s}^{-1}$  orientées vers le Sud de la plage. Cependant, cette composante est plus importante au niveau du profil P6 que du profil P2. Au niveau de la section centrale, nous ne mesurons pas les courants associés à cette phase de déferlement, en raison de la hauteur de la première cellule de mesure sur l'ADCP.

**Lors des niveaux d'eau croissants des marées associés à des conditions d'énergie plus modérée (marées 1 et 2)**, au niveau de la rupture de pente des profils P2 et P4, des courants de compensations, orientés vers le large et d'intensités faibles ( $< 0.03 \text{ m.s}^{-1}$ ), sont observés (Figure 95A). Ces courants *cross-shore* sont associés également à des courants de composante *longshore* alternant avec une orientation vers le Sud et vers le Nord au niveau central de la plage (P4) et d'intensité quasi nulle au Nord (P2). Cette composante est dominante au niveau du profil P6 et la composante *cross-shore* est positive (vers la plage). Des courants *longshore* ( $0.15 \text{ m.s}^{-1}$ ) orientés vers la pointe Pen-Bron (Sud) sont observés lors du flot. Les vitesses sont minimales autour des niveaux de pleine-mer. Il en résulte une orientation générale vers le Sud de la plage lors de la phase montante de marée et légèrement vers le large, conséquence potentielle des courants de compensation au déferlement des vagues plus en amont des profils (Figure 95B). Le courant de flot est donc dominant en conditions de temps calme et le jusant présente des valeurs très faibles ou nulles.

**En conditions hydrodynamiques agitées (marées 4 et 7)** et en tout début de marée, les courants *longshore* d'intensité forte ( $0.15$  à  $0.25 \text{ m.s}^{-1}$ ) sont orientés vers le Nord de la plage. Ils sont associés à des courants *cross-shore* orientés quant à eux vers la plage (déferlement et *swash*). Nous observons un signal proche de celui identifié en début de marée au niveau du profil P2 lors des conditions d'agitation modérée (Figure 95A). L'augmentation des niveaux d'eau entraîne une diminution de la composante *longshore* jusqu'à l'étale de PM et des courants de retour sont détectés sur l'ensemble de la marée. Ces courants de compensation atteignent des vitesses moyennes de  $0.1$  à  $0.2 \text{ m.s}^{-1}$ . La phase de marée descendante est caractérisée par des courants *longshore* de forte intensité ( $0.2 \text{ m.s}^{-1}$ ) orientés vers le Nord de la plage. Nous observons que les vitesses de courants de compensation augmentent également avec la baisse des niveaux d'eau. Un signal identique de courant est détecté

durant les tempêtes n°1 (7-8 novembre) et n°2 (11 novembre). Contrairement au signal *longshore* en conditions d'énergie modérée, les conditions tempétueuses entraînent donc une inversion nette et d'une intensité supérieure de la composante *longshore* durant la phase descendante de la marée. De forts courants de retour sont donc observés sur l'ensemble des marées lors des tempêtes et sont associés à un courant *longshore* de jusant dominant orienté vers le Nord de la plage (Figure 95B).

**En domaine subtidal proche**, la composante *longshore* est dominante sur l'ensemble de la période de mesure et orientée vers le Nord ( $-0.1 \text{ m.s}^{-1}$ ). Celle-ci devient par moment Sud lors des PM mais d'intensité plus faible (Figure 95A). Nous observons également une composante *cross-shore* globalement orientée vers la plage, résultant potentiellement de l'asymétrie des vitesses orbitales des vagues lors du *shoaling*. Ces vitesses moyennes *cross-shore* augmentent avec les niveaux d'eau au-dessus du capteur ( $+0.1 \text{ m.s}^{-1}$  lors la PM de marée n°3). Les pics de vitesse sont atteints classiquement au moment des mi-marées et sont les plus faibles au moment des étales. En conditions d'énergie modérée, les courants sont orientés vers le Nord (dominant *longshore*) et la composante *cross-shore* induit une orientation vers la plage à l'approche des niveaux de pleine-mer (Figure 95B).

**Lors des conditions de fortes agitations (tempêtes)**, la vitesse *longshore* atteint son maximum ( $-0.33 \text{ m.s}^{-1}$ ) au moment de la mi-marée montante (marée n°5 du 07 novembre) et est orientée toujours vers le Nord. Des courants de retour *cross-shore* ( $-0.13 \text{ m.s}^{-1}$ ) sont alors identifiables pour des niveaux d'eau plus faibles au-dessus du capteur, conjointement aux hauteurs significatives plus importantes (rapport  $H_s/h$  le plus élevé). En conditions de tempêtes, les courants présentent des vitesses moyennes plus fortes qu'en période hydrodynamique plus calme. La composante *longshore* est maximale et orientée vers le Nord de la plage. Les courants de retour se mettent en place pour les niveaux d'eau plus faibles et atteignent leur maximum à l'étales de marée basse (ratio  $H_s/h$  plus élevé), en compensation au déferlement des vagues en amont sur le profil.

L'identification d'une composante *longshore* de forte intensité au niveau du profil P6 est cohérente avec la configuration morphologique générale et l'héritage morphologique de la plage. En effet, la présence du marais de Guérande dont l'entrée se situe au niveau de la pointe de Pen-Bron crée un écoulement canalisé vers le Sud de la plage. Le courant de flot dominant est donc dirigé vers l'embouchure du marais. Une double circulation est alors observée sur la plage de La Turballe, vers le Nord au niveau subtidal et vers le Sud au niveau de la section intertidale lors de la marée montante. Lors de la vidange de marée descendante, le signal de jusant n'est pas détecté en conditions d'énergie faible. Ces observations sont en accord avec les sorties de débit résiduel issu du modèle numérique Mars2D (Figure 94). Un courant résiduel orienté vers le Nord en zone subtidale et une circulation vers le Sud au niveau de l'enrochement de la pointe de Pen-Bron sont modélisés.

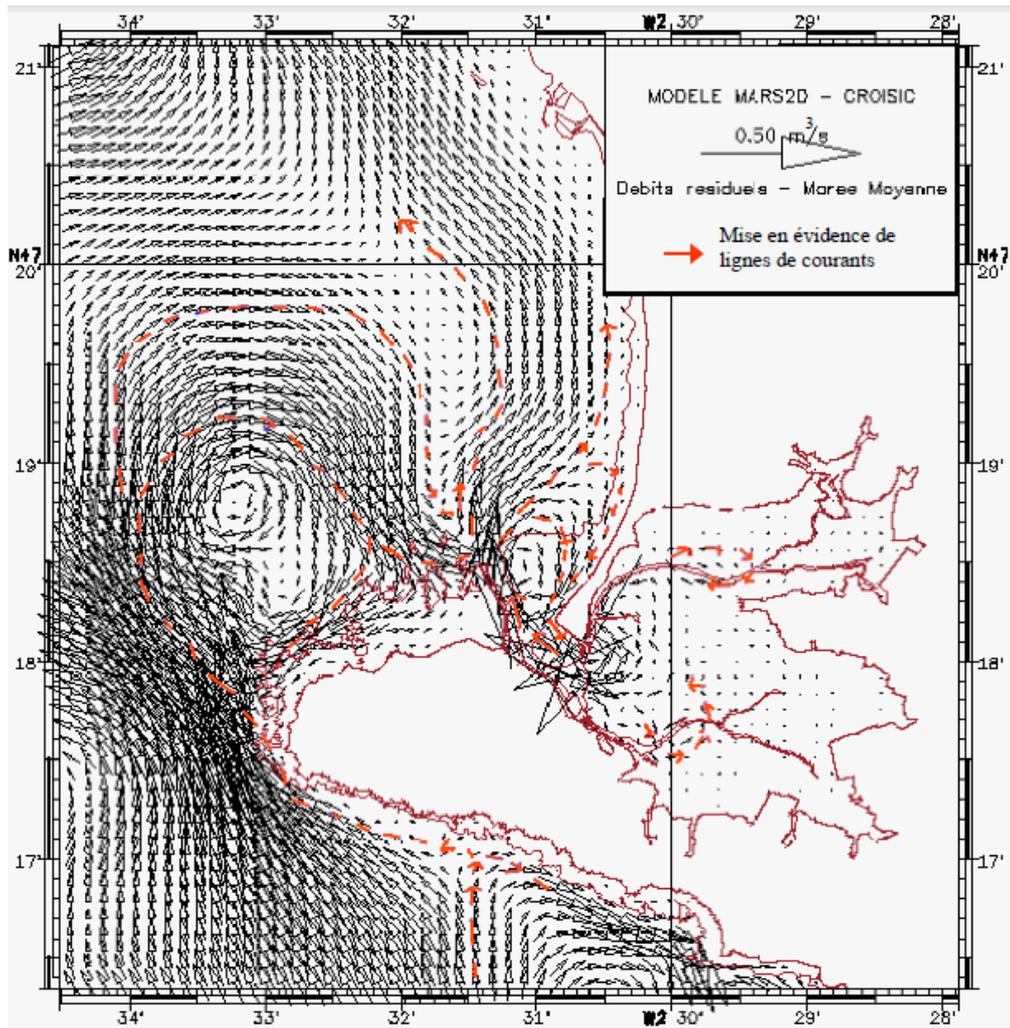


Figure 94. Débits résiduels - Zone du Croisic - Marée Moyenne (d'après Gendronneau *et al.*, 2006)

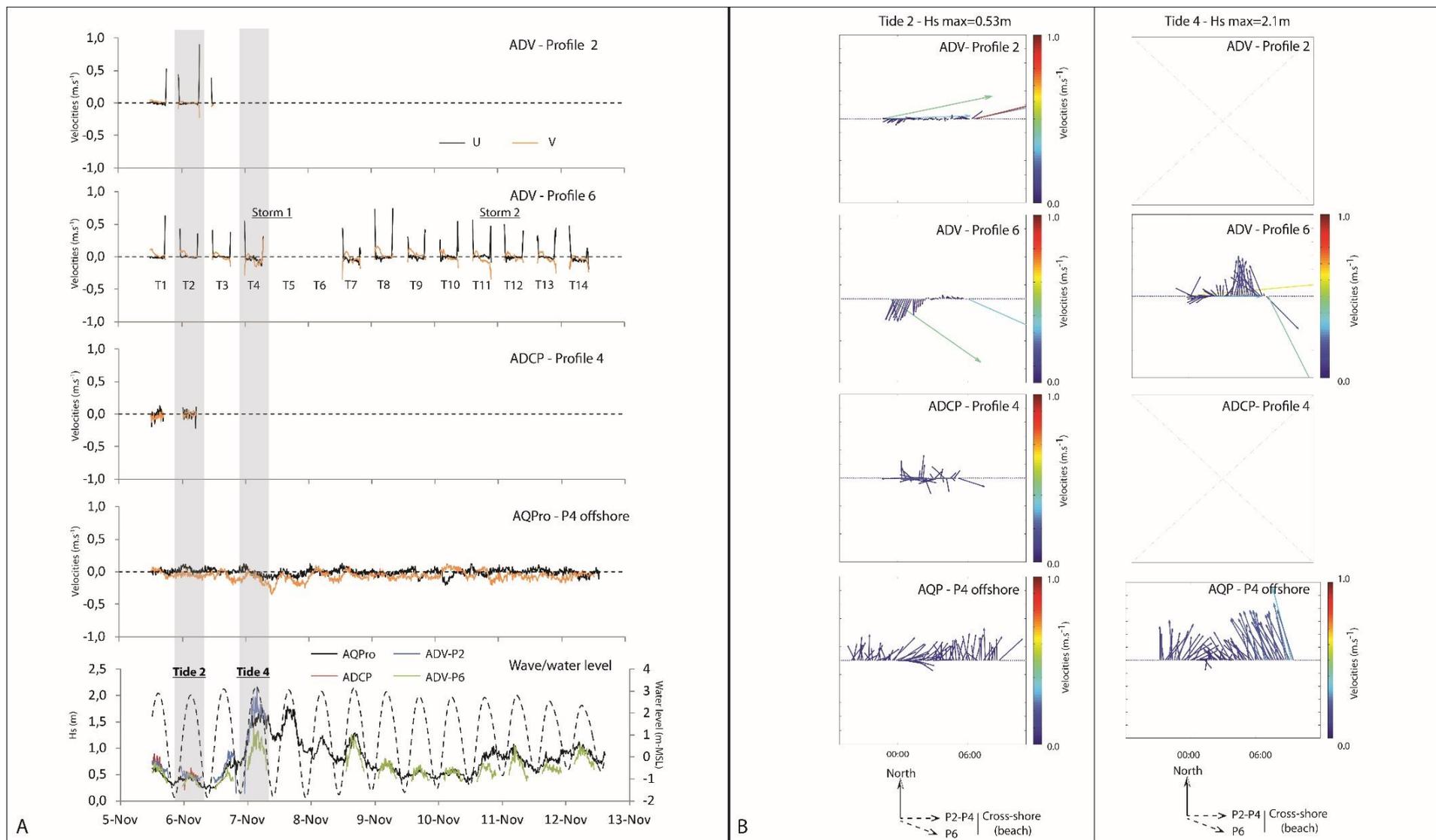


Figure 95. A. Vitesses moyennes par *burst* des courants de fond en bas des profils P2 (réflectif - ADV) et P6 (dissipatif - ADV), à la limite de la rupture de pente (ADCP) et en zone subtidale proche (dissipatif - AQPro) pour le profil P4 sur la plage de La Turballe du 05 au 12 novembre 2014. Les hauteurs significatives et les niveaux d'eau pendant les marées sont présentés au niveau de l'AQPro. B. Vecteurs des vitesses moyennes par *burst* pour les marées n°2 et n°4 (tempête n°1) pour les différents courantomètres des profils P2, P4 et P6 sur la plage de La Turballe.

## II.C. Variations morphologiques

Les variations morphologiques *cross-shore* sont étudiées du 06 au 12 novembre au niveau des profils P2, P4 et P6. Un suivi tridimensionnel est réalisé pour la même période sur une zone autour du profil P4.

### II.C.1. Variations morphologiques des profils *cross-shore* P2, P4 et P6

**Lors du premier événement tempétueux**, une phase majeure d'érosion est identifiée au niveau des profils P2 et P4 entre le 06 et le 07 novembre 2014, (Figure 96). Les crêtes du croissant des profils, situées au-dessus du niveau PMVE, sont érodées ( $> -0.5$  m). Un dépôt en bas de section réfléchive est identifié sur ces deux profils. 0.4 à 0.5 m de sédiments sont déposés au niveau du profil P4. Ce dépôt est d'intensité moindre au Nord de la plage. La rupture de pente migre vers le large d'environ 5 m. Les profils P2 et P4 perdent leurs convexités et atteignent un nouvel équilibre concave. Au Sud de la plage, une zone d'érosion ( $-0.2$  à  $-0.3$  m) est observée au pied de l'enrochement (section la plus pentue du profil) entre les deux premiers levés. Contrairement à la section dissipative du profil P4 qui présente des zones d'érosion, la section du profil P6 de pente plus faible et constituée de sables fins compacts est stable.

**Le 08 novembre, post-tempête et associé à un hydrodynamisme moins énergétique**, une phase d'accrétion généralisée est observée sur le profil P2 (Figure 96). Les dépôts sont les plus importants au-dessus du niveau de PMVE et en bas de section réfléchive ( $> 0.5$  m). Cette même dynamique est observée au niveau central de la plage. Nous pouvons cependant noter une légère érosion au-dessus du niveau moyen de la mer (NM). Une première phase de résilience, rapide, des profils s'opère avec un transport sédimentaire vers le haut de plage. Au pied de l'enrochement (P6), une érosion de 0.2 m est observée au-dessus du NM des mers et un dépôt de même amplitude est détecté plus en aval du profil.

**L'installation de conditions d'agitations plus faibles entre le 08 et le 11 novembre** conduit à une accrétion du haut de plage, au-dessus du niveau de PMVE, qui se poursuit au niveau des profils Nord et central de la plage (Figure 96). Le secteur de la rupture de pente présente une érosion modérée, notamment entre le 08 et le 09 novembre. Cette phase est associée à un recul de la rupture de pente qui revient à son état initial pré-tempête du 06 novembre. Le profil P2 est relativement stable entre le 09 et le 11 novembre. Le profil P6 présente toujours des variations topographiques localisées à proximité du pied d'enrochement. Une légère érosion et un dépôt en aval sont observés entre le 08 et le 09 novembre. Le profil est en équilibre jusqu'à la fin de la période de mesures.

**Le second épisode tempétueux du 11 novembre** se traduit par une érosion légère de la partie concave des profils, située au-dessus du NM de la mer (Figure 96). Un dépôt est observé en bas de section réfléchive. Une dynamique similaire est observée au niveau du profil P4. La rupture de pente migre donc vers le large. Le début de section dissipative présente également une érosion plus importante ( $-0.35$  m). Cet épisode n'a pas d'impact morphologique au niveau du profil P6. Cet épisode tempétueux bien identifié au large (Plateau-du-Four) a perdu beaucoup d'énergie arrivé à la plage, les variations morphologiques sont donc moindres par rapport à la tempête n°1.

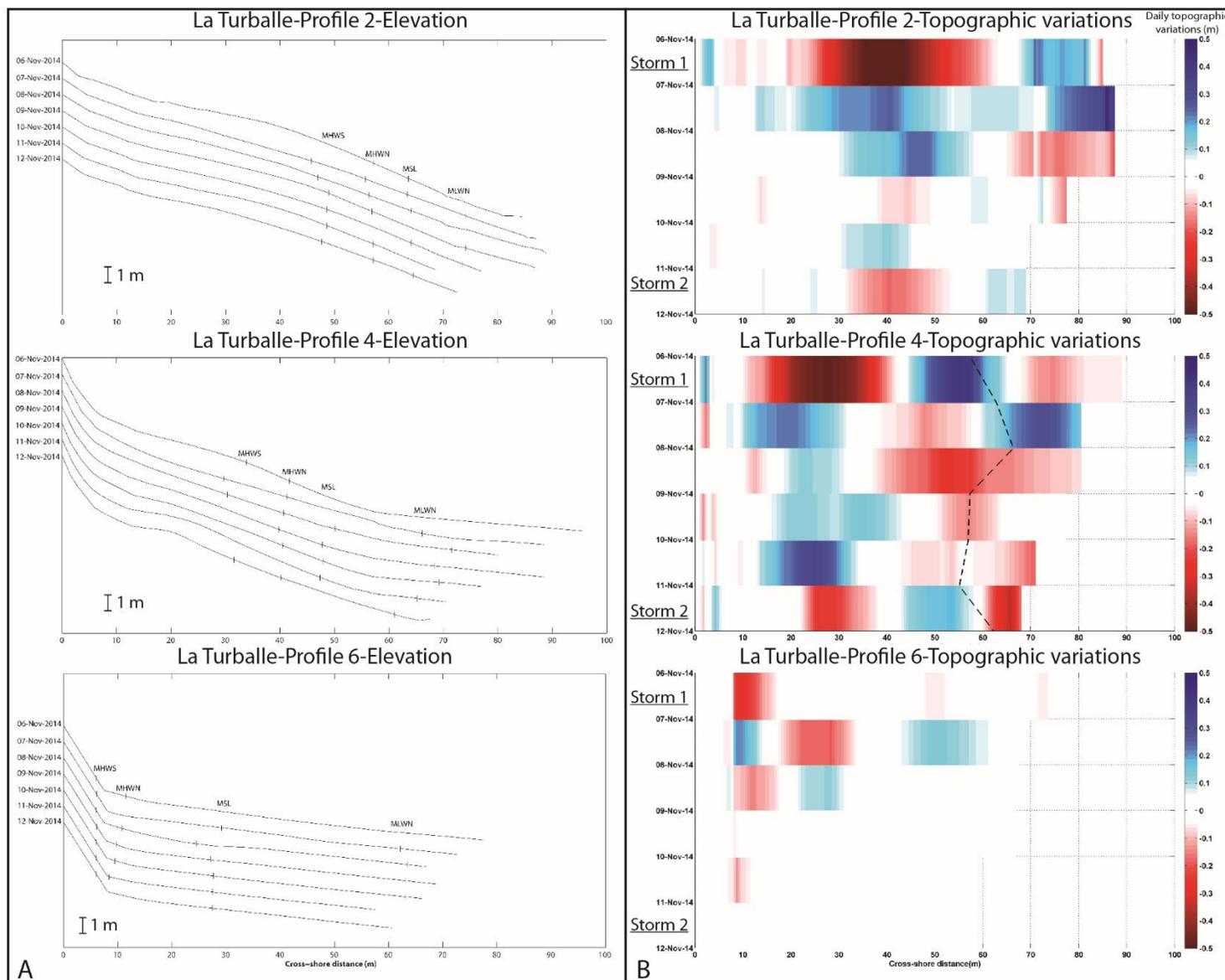


Figure 96. A. Évolution journalière de l'altitude des profils P2, P4 et P6 du 06 et le 12 novembre 2014 sur la plage de La Turballe. B. Différentiels journaliers d'altitudes et positions de la rupture de pente des profils P2, P4 et P6 du 06 au 12 novembre 2014. Les deux tempêtes sont identifiées sur la section B de la figure, entre le 06 et le 07 novembre 2014 et entre le 11 et le 12 novembre 2014.

## II.C.2. Variations morphologiques tridimensionnelles de la section centrale de la plage (P4)

La plage de La Turballe présente des figures morphologiques de type croissants de plage, l'étude de leur dynamique tridimensionnelle est donc essentielle et complémentaire à l'analyse *cross-shore* réalisée précédemment. Cinq profils *cross-shore* (intégrant le profil P4) et cinq profils *longshore* ont été réalisés quotidiennement sur cette section de plage afin d'obtenir un modèle numérique de terrain (MNT) représentatif de la zone (Figure 97).

**Entre le 06 et 07 novembre (tempête n°1), les variations morphologiques observées** sont en cohérence avec la dynamique 2D observée précédemment le long du profil *cross-shore* P4. Une érosion totale (-1 m sur les cornes) des figures sédimentaires en croissants de plage est accompagnée d'un dépôt sédimentaire (+0.6 m) au niveau de la rupture de pente. La section réfléchive devient alors concave et lissée sur l'ensemble de cette zone. Le front dunaire de la plage n'est pas impacté par la tempête. Cependant la zone de *swash* atteint le pied de dune et occupe une large partie de la section supérieure de la plage (Figure 98). Les courants *cross-shore* (courants de retour potentiellement dominants) et *longshore* de fortes intensités en conditions de haute énergie induisent donc ces variations morphologiques. [Dehouck \(2006\)](#) observe une destruction sévère des croissants lors des conditions d'énergie croissante sur des plages de poche en Bretagne. [Senechal et al. \(2014\)](#) expliquent également que l'érosion de ces figures est habituellement observée lors de tempêtes et/ou en présence de courants longitudinaux de fortes intensités.

**Les variations morphologiques sont d'amplitudes plus faibles entre le 07 et le 09 novembre.** Des patchs érosifs, compris entre -0.1 et -0.3 m, sont observés en bas de section réfléchive et des dépôts de 0.1 à 0.3 m sont identifiés au niveau des anciennes figures sédimentaires en croissants. Entre le 09 et 10 novembre, l'érosion sédimentaire en bas de plage est plus forte allant jusqu'à 0.4 m. Un nouveau modelage en croissants s'opère à ce moment. Un transport substantiel de sédiments (+ 0.6 m) pour former les crêtes de croissants et une érosion au niveau des creux (- 0.4 m) sont observés entre le 10 et le 11 novembre lors des conditions hydrodynamiques les moins énergétiques. Une réactivité très forte du haut de plage est observée directement post-tempête.

Une légère érosion des croissants est observée le dernier jour de mesures (- 0.2 à - 0.4 m), **après la tempête n°2.** Cela est associé à un dépôt vers la rupture de pente

Les variations de volumes sédimentaires lors de la campagne de mesures sont comprises dans les marges d'erreurs des instruments de mesures topographiques (Figure 100). Cependant nous pouvons observer une tendance à la perte de sédiment lors des épisodes fortement énergétiques du 06 et 11 novembre. Le transport des sédiments vers le Nord par les courants *longshore* ou vers le large par les courants de retour explique potentiellement ces pertes de volumes. Nous pouvons également noter que les phases majeures d'accrétion sont le 09 et 11 novembre en haut de plage permettant la reconstitution des figures sédimentaires en croissants. Il est remarquable que la perte maximale de volume sédimentaire s'opère également lors des conditions de basses énergies, entre le 09 et 10 novembre. Cette variation étant potentiellement contrainte par des courants *longshore* observés en conditions d'énergie plus faible.

L'analyse comparée des positions des croissants de plage permet d'observer une migration *longshore* décimétriques des cornes et creux des croissants (Figure 99). Les cornes/crêtes montrent également une migration *cross-shore* en aval du profil. Ceux-ci sont globalement de mêmes amplitudes (crêtes à crêtes – environ 30 m) avant et post tempête n°1. Dans leurs études respectives, [Dehouck \(2006\)](#), [Dehouck et al. \(2009\)](#) et [Sénéchal et al. \(2014\)](#) observent une même réponse rapide avec une reformation et un décalage des croissants de plage. La reformation des croissants de plage plus en aval est potentiellement la conséquence de la baisse de l'énergie et des dépôts engendrés par les courants de *swash* (accrétion sédimentaire) et leurs positions en fonction des hauteurs d'eau de marée et des marnages décroissants à partir du 08 novembre.

La formation des croissants de plage est associée à des conditions énergétiques spécifiques et à une topographie réfléchissante des plages ([Guza & Inman, 1975](#) ; [Sénéchal et al., 2014](#)). Ces figures rythmiques sont observées sur une large variété de plages et en présence de différentes granulométries de sédiments (sables fins à galets). L'apparition de croissants de plage est souvent conjointe à des conditions d'énergie décroissantes dans les quelques heures à quelques jours suivant l'épisode tempétueux ([Masselink et al., 1999](#) ; [Dehouck, 2006](#) ; [Dehouck et al., 2009](#) ; [Sénéchal et al., 2014](#)). Deux théories régissant l'initiation des croissants de plage sont proposées par la communauté scientifique :

- **Théorie de l'onde de bord stationnaire** : Présentée par [Guza & Inman \(1975\)](#), cette théorie s'appuie sur le développement des formes rythmiques sous l'effet d'une longue onde stationnaire. Cette onde, forcée par les vagues incidentes, est réfléchiée et piégée à la côte par réfraction. Les environnements semi-fermés, réfléchissants peuvent provoquer la superposition de deux ondes en opposition de phase, induisant ainsi la caractéristique stationnaire. L'alternance longitudinale de zones d'accrétion (cornes des croissants) et d'érosion (baies) est provoquée par des transports sédimentaires respectivement convergents dans les ventres de l'onde stationnaire et divergents à ses nœuds.

- **Théorie d'auto-organisation** : Développée par [Werner & Fink \(1993\)](#), cette théorie s'appuie sur la formation des figures longitudinales par auto-organisation de la topographie du fond en fonction du forçage incident des vagues. Elle s'explique par un ensemble de rétroactions positives et négatives entre la morphologie de la plage et les processus hydrodynamiques. Cette théorie permet notamment d'expliquer la formation de formes rythmiques sur des littoraux ouverts et dissipatifs, où les ondes de bords sont peu probables. [Coco et al. \(2001\)](#) ont montré, à partir d'un modèle numérique, qu'un développement aléatoire des croissants de plage par des processus d'auto-organisation est possible, ainsi que l'ajustement de leurs longueurs d'onde en fonction de la longueur d'excursion du *swash*.

Sur la plage de la Turballe, il est possible que l'onde de bord se forme au Nord de la plage (où les croissants sont relativement pérennes) et se propage vers le Sud de la plage, reformant ainsi les croissants en section centrale. Il serait intéressant d'étudier l'impact de la morphologie avant-plage sur la reconstruction de ces figures tridimensionnelles.

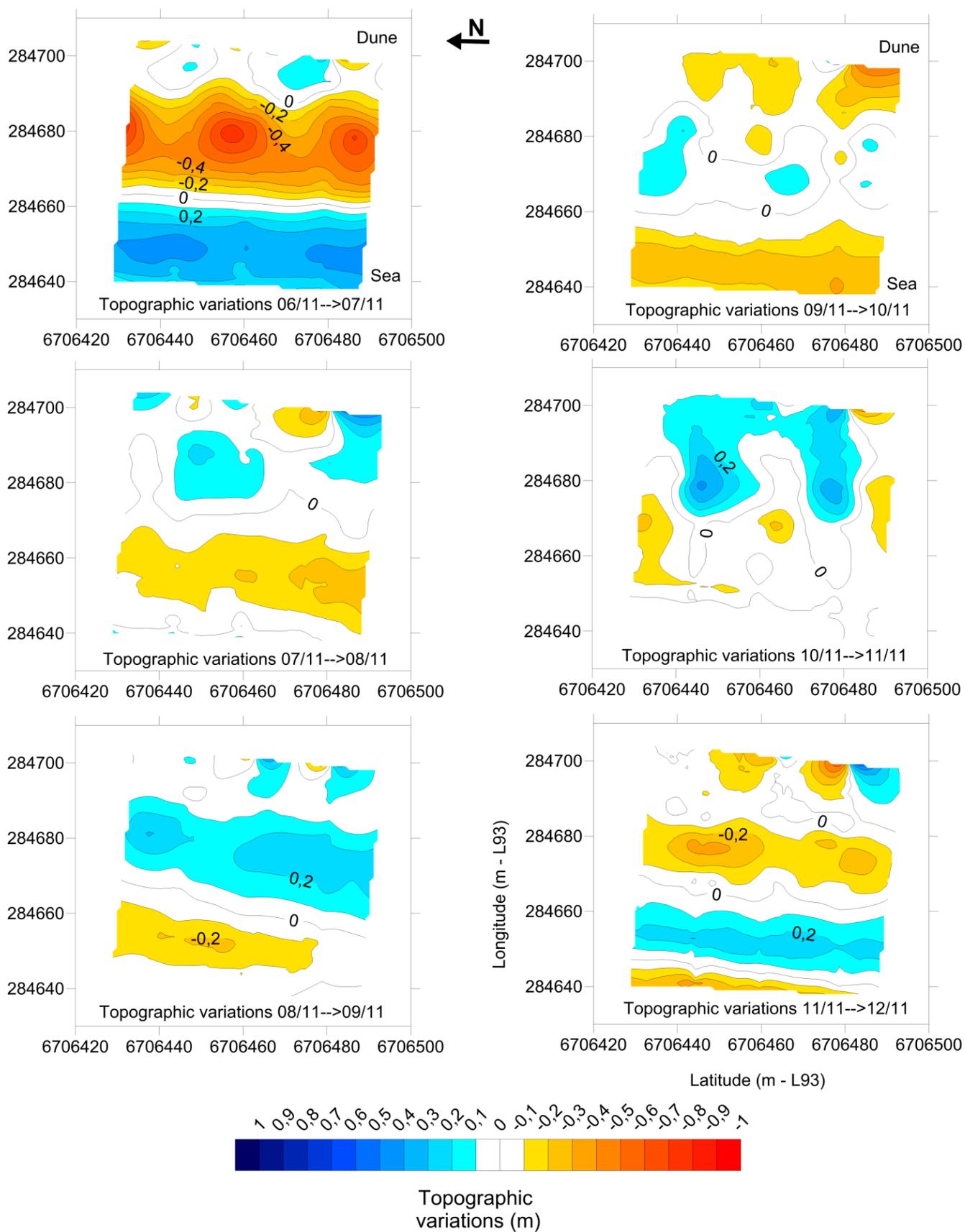


Figure 97. Différentiels journaliers d'altitude des modèles numériques de terrain de la section centrale de la plage de La Turballe entre le 06 et le 12 novembre 2014.



Figure 98. Extension de la zone de swash lors de la marée n°5 pendant la tempête n°1. Les tailles de la zone de swash et de la hauteur au déferlement sont estimées visuellement.

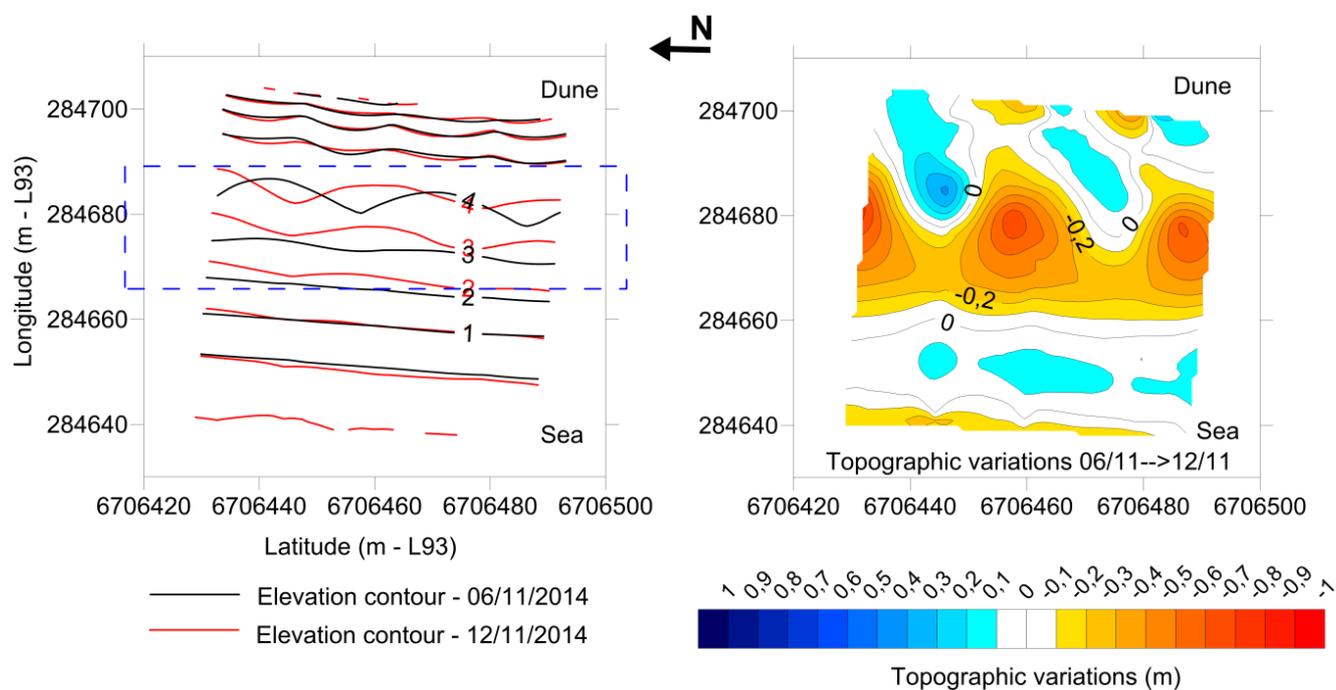


Figure 99. Variation des positions des croissants de plage avant le premier épisode énergétique (06 novembre 2014) et à la fin de la période de mesures (12 novembre 2014) sur la section centrale de la plage de La Turballe - A. Position des isolignes 1m entre le 06 et le 12 novembre ; B. Différentiel topographique entre le 06 et le 12 novembre.

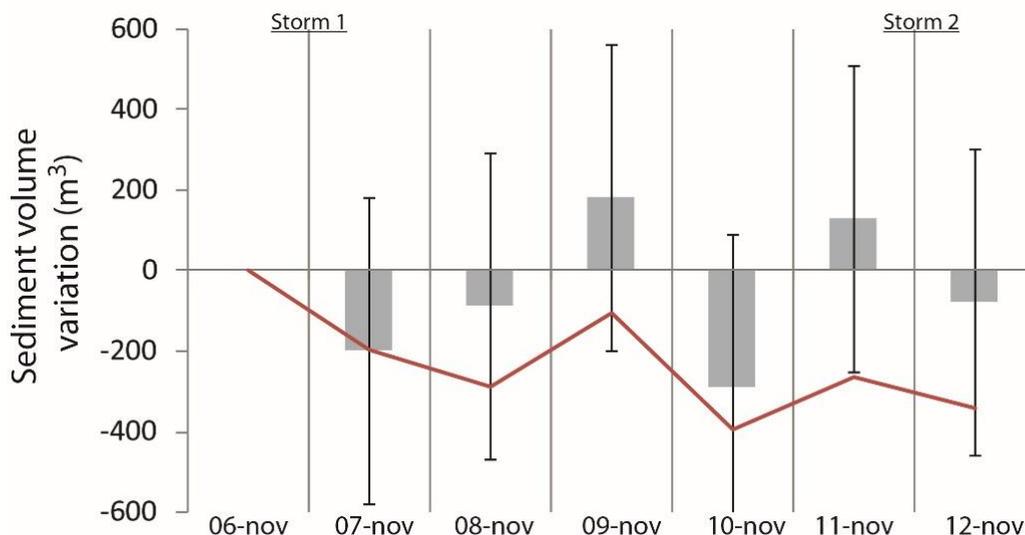


Figure 100. Variations des volumes sédimentaires (fréquences brutes et cumulées) sur la partie centrale de la plage de La Turballe entre le 06 et le 12 novembre 2014. La barre centrale en noir représente l'incertitude de la mesure.

## II.D. Variations sédimentaires

Deux approches sont proposées pour caractériser la variabilité sédimentaire de la plage de La Turballe en conditions d'énergie faible. La première concerne la dynamique sédimentaire au niveau des sections intertidales des profils de plage. Trois ou quatre prélèvements de sédiment ont été réalisés quotidiennement le long des profils P2, P4 et P6 du 06 au 12 novembre 2014. La seconde approche concerne la dynamique des Matières En Suspension (MES) en zone subtidale proche (P4) par mesure *néphélométrique*.

### II.D.1. Variabilité des sédiments de surface en section intertidale

Quatre points d'échantillonnage sont définis le long des profils *cross-shore* P2, P4 et P6, nommés respectivement S0 à S3 du bas de plage vers le haut de plage. Nous rappelons, en préambule, que deux épisodes de tempêtes ont impactés la plage de la Turballe sur la période de mesures. Le premier épisode fortement énergétique du 06 au 07 novembre 2014 (tempête n°1) a entraîné une disparition des figures sédimentaires en croissant de plage, un aplanissement et un nivellement vers le bas du profil. La reconstruction des croissants s'est opérée en 5 jours suite à cet épisode. Un second épisode de tempête a été observé entre le 11 et le 12 novembre, d'intensité plus modérée, et a entraîné une légère érosion des cornes des croissants.

Nous observons une granulométrie globalement décroissante du Nord vers le Sud de la plage de La Turballe. Cette répartition est en accord avec le type de profils observés, réflectif au Nord et dissipatif au Sud de la plage.

**Sur la section Nord de la plage (Profil P2),** la médiane granulométrique est la plus variable au-dessus du niveau de PMVE (P2S3) (Figure 101). La variabilité de la médiane est relativement identique en milieu et bas de profil (P2S2 et P2S1). Le minimum de variabilité est identifié en dessous des figures en croissants, au niveau PMVE (P2S2).

**Lors de la tempête n°1**, une répartition identique des fractions cibles (sables fins, moyens, très grossiers et graviers) est observée au niveau des échantillons du bas des profils (S0 et S1). Cette répartition, dominée par les sables grossiers, correspond au dépôt sédimentaire observé lors de l'évènement énergétique du 06 au 07 novembre. À la limite du niveau de PMVE (P2S2), les sables moyens et fins sont réduits au profit des fractions grossières. Le point haut du profil (P2S3), principalement soumis au *swash*, présente le changement le plus marqué de la répartition granulométrique. Les sables très grossiers sont réduits de deux tiers et les fractions moyennes et grossières deviennent dominantes. Un remaniement du sédiment en haut de plage s'opère, conduisant à une répartition plus hétérogène qui est associée à l'érosion des croissants de plages.

**Le retour à des conditions d'énergie plus modérées** (8 novembre) entraîne une augmentation des sables très grossiers en haut de plage. La répartition des deux échantillons amont du profil est quasi identique. En bas de profil (P3S0), nous observons plus de graviers au niveau de la rupture de pente. Le sédiment devient très bien classé et plus homogène avec l'installation des conditions calmes, les fractions supérieures à 1mm constituent l'essentiel du sédiment à partir du 10 novembre. Un tri granulométrique, par lessivage des fractions fines, est donc effectué en bas de section réfléchive. Une relative stabilité de la répartition granulométrique, plus hétérogène, est observée au point P3S1 jusqu'au 10 novembre. Un apport de sédiments grossiers et moyens intervient le 11 novembre et la fraction de graviers représente une proportion très faible. En haut du profil (P2S2), en conditions de faible agitation (9 au 11 novembre), nous observons une répartition hétérogène des fractions cibles en lien avec l'apport de sédiments lors de la reconstruction du croissant de plage. Au point le plus haut (P3S3), la répartition granulométrique est stable après le 09 novembre, cette zone n'étant potentiellement plus impactée par le *swash* avec les conditions d'énergie plus faibles et les marnages décroissants.

**Le deuxième évènement énergétique (11 novembre)** ne modifie que légèrement la répartition granulométrique mise en place. Le pourcentage de sables moyens est réduit en milieu de profil au profit des sables grossiers. La composition du sédiment est relativement uniforme en point S1 et S2. Les fractions supérieures à 2 mm sont quasi inexistantes dans l'ensemble des échantillons. Les sables grossiers dominent en bas du profil. Les variations topographiques négatives (érosion) ou positives (apports de sédiments) au niveau des croissants se traduisent par une hétérogénéité des fractions granulométriques du sédiment.

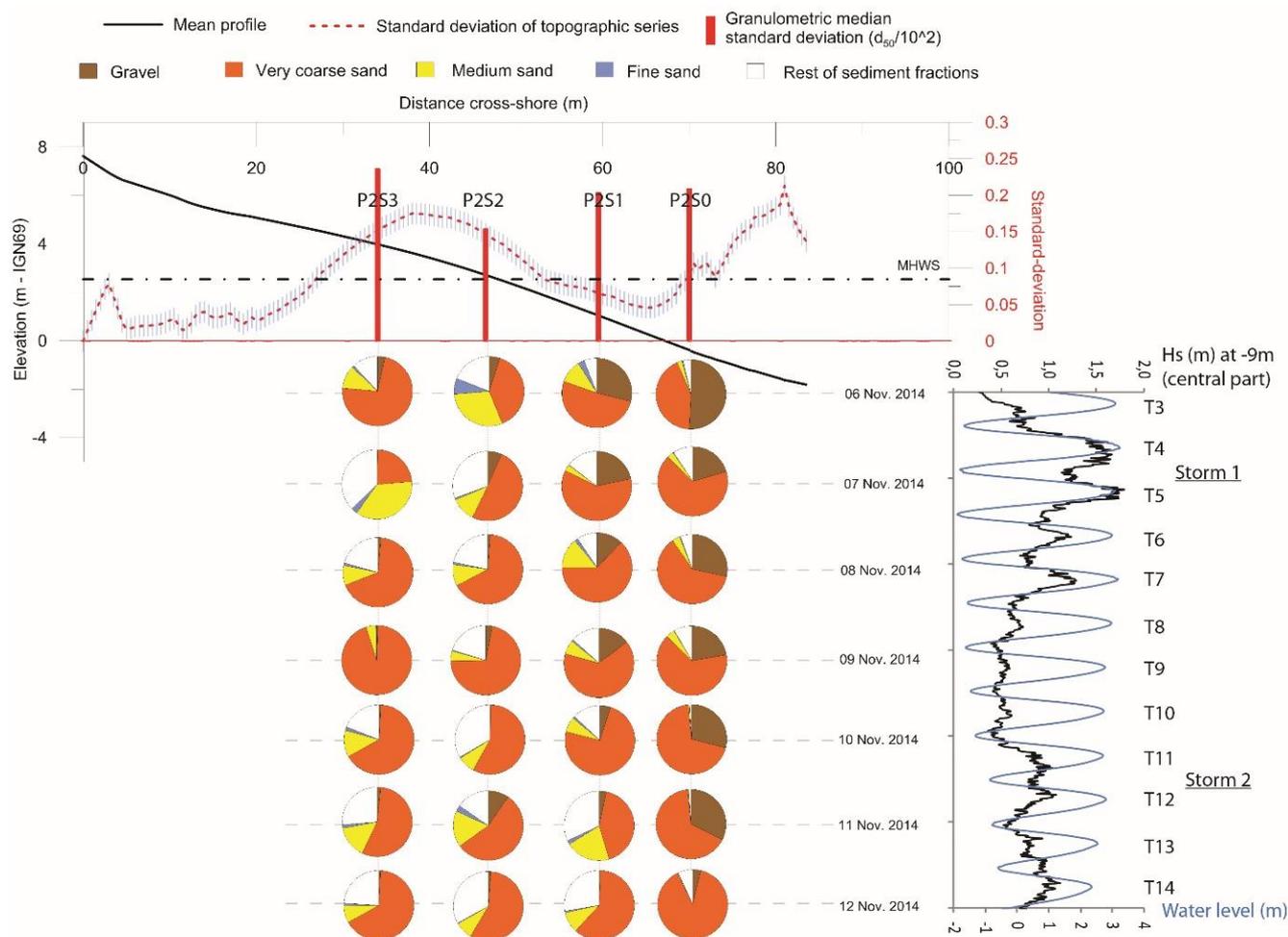


Figure 101. Positions des prélèvements des échantillons de surface le long du profil P2 de la plage de La Turballe, écart-type de la médiane granulométrique et répartition quotidienne des principales fractions granulométriques constituant le sédiment. Les points de prélèvements sont notés de P2S0 à P2S3, respectivement du bas vers le haut du profil.

**Au niveau du profil P4**, les fractions de sables très grossiers et grossiers sont dominantes (Figure 102). La taille des sédiments de la section réfléchive du profil (S3 à S1) est globalement inférieure à celle du profil P2. Le point P4S0 est situé au niveau de la section dissipative de la plage. Nous retrouvons une variabilité de la médiane plus faible sur cette section. Comme sur le profil P2, la variabilité en aval du croissant de plage (PMVE) est la moins importante du profil (P4S2) et maximale au niveau de la zone présentant un écart type d'altitude minimum.

**L'impact de l'épisode énergétique du 06 au 07 novembre** n'est pas mesuré sur la section dissipative du profil (P4S0) car le point de prélèvement n'était pas accessible le 07 novembre. Cependant, en considérant une relative stabilité granulométrique entre le 07 et le 08 novembre, un apport de sables fins et moyens est observé et la répartition granulométrique est hétérogène. En bas de section réfléchive (P4S1), le premier épisode tempétueux conduit également à une hétérogénéité des fractions sédimentaires cibles liée au dépôt de sédiments et à l'avancée de la rupture de pente lors de la tempête n°1. La fraction de graviers est réduite au profit des sables grossiers. Nous observons une variation de granulométrie similaire au point P4S2. Les pourcentages des fractions supérieures à 1 mm sont réduits. Le profil ne présente pas de variations topographiques significatives

en cette zone, mais la profondeur de remaniement sur site a été mesurée à plus 30 cm. Au niveau PMVE (P4S3), la fraction de sables grossiers représente 70 % du sédiment et devient majoritaire. Une érosion de cette zone du profil est détectée entre le 06 et le 07 novembre 2014.

**Conjointement à la baisse de la puissance des vagues le 08 novembre**, les sables grossiers constituent alors environ 50 % du sédiment au niveau de la section réfléchive, auxquels s'ajoutent des sables moyens et très grossiers. Cette répartition granulométrique est associée au dépôt de sédiment sur l'ensemble de la section réfléchive. À partir du 09 novembre, l'installation des conditions plus calmes entraîne une diminution des fractions de sables grossiers et une augmentation des graviers en milieu (P2S1) et bas (P2S2) de section réfléchive. La répartition granulométrique est identique sur cette section conjointement à une baisse d'altitude du profil et un recul de la rupture de pente à son état initial. Un échange sédimentaire *cross-shore* semble s'opérer entre le 10 et 11 novembre au niveau de ces points. Au niveau des PMVE, la reconstruction des croissants de plage est associée à un dépôt de sédiments constitués majoritairement de sables grossiers. Cette dynamique sédimentaire est identique à celle observée en P2. Au niveau de la section dissipative (P4S0), la fraction de sables très grossiers augmente de nouveau dans l'échantillon, qui retrouve une répartition proche de celle du 06 novembre.

**Le second épisode de tempête du 11 novembre** génère peu d'impact sur le point amont (P4S3) de la section réfléchive. Le dépôt sédimentaire identifié au niveau du point S2 est caractérisé par une augmentation du pourcentage de sables grossiers. Sa source est potentiellement le croissant de plage amont légèrement érodé. Le sédiment est alors déposé sur la partie médiane et basse de la partie réfléchive. Au niveau de la rupture de pente, le sédiment présente la même composition qu'au niveau de la zone dissipative, en lien avec le nivèlement vers le bas de cette section.

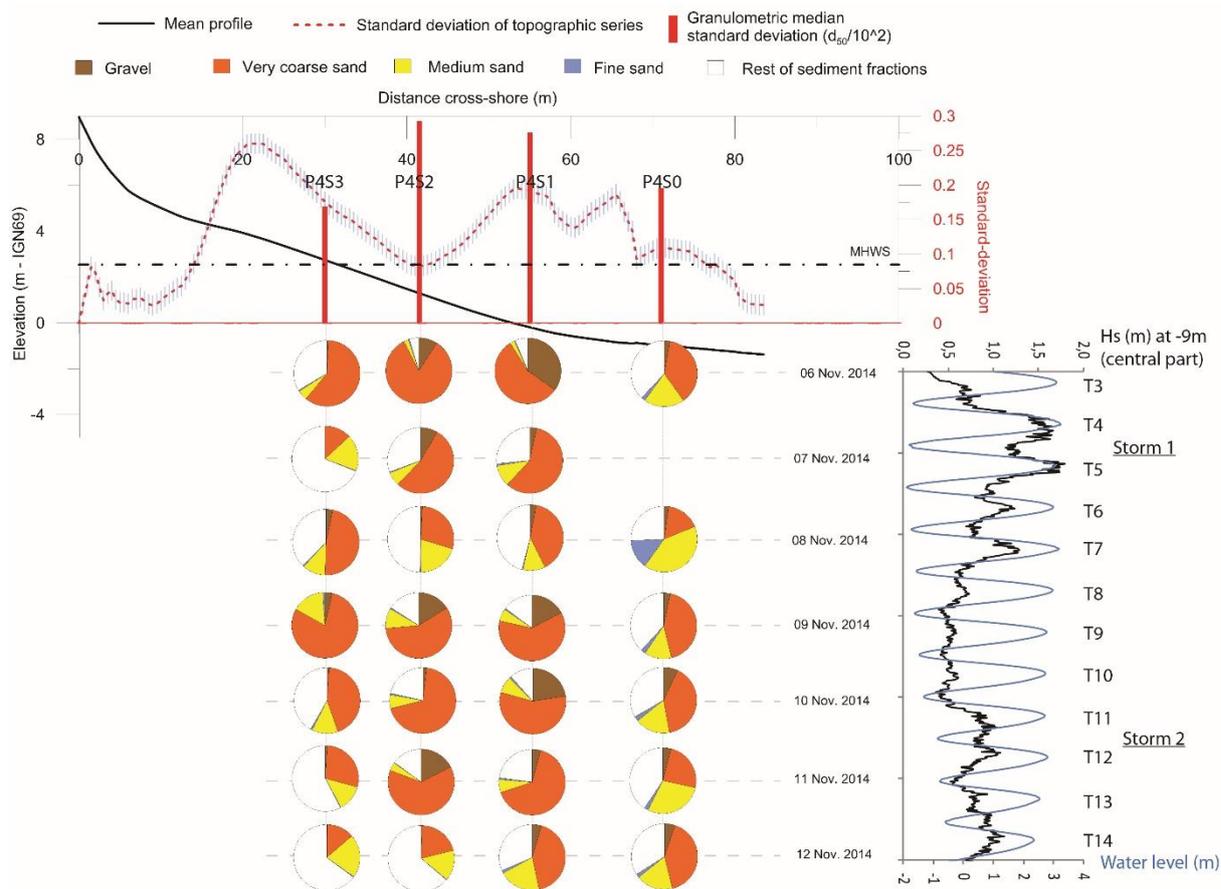


Figure 102. Positions des prélèvements des échantillons de surface le long du profil P4 de la plage de La Turballe, écart-type de la médiane granulométrique et répartition quotidienne des principales fractions granulométriques constituant le sédiment. Les points de prélèvements sont notés de P4S0 à P4S3, respectivement du bas vers le haut du profil.

**Le profil P6, de type dissipatif,** est caractérisé par une variabilité de la médiane granulométrique beaucoup plus faible que sur les autres zones de la plage. La granulométrie générale de cette partie de la plage est la plus fine (Figure 103). Nous observons deux zones de variations plus fortes de la médiane granulométrique en accord avec les inflexions morphologiques du profil. En effet, la variabilité de la médiane est maximale en haut de profil (P6S3), au niveau de la partie sub-réfléctive, en aval du pied de l'enrochement. Le second point (P6S1) présente une variabilité plus faible qui est la conséquence principalement de dépôt de sédiments. Les points de prélèvements, intermédiaire (P6S2) et terminal (P6S0) du profil, présentent les variations de médiane les plus faibles, indiquant une relative stabilité dans la composition du sédiment et dans la variation d'altitude.

**La tempête n°1 (06/07 novembre 2014)** induit une augmentation des sables fins dans l'échantillon situé le plus bas du profil (P4S1). Au niveau de la section intermédiaire du profil, nous observons une uniformité de la répartition granulométrique, les fractions de sables moyens et grossiers augmentant dans l'échantillon suite à la tempête. A proximité de l'enrochement (P4S3), un sédiment hétérogène est observé. Les pourcentages de fractions supérieures à 1 mm sont plus importants et augmentent dans cet échantillon jusqu'au 08 novembre. Une érosion de cette zone du profil de plage est associée à cette répartition sédimentaire.

**L'installation de conditions plus calmes** génère un dépôt de sables fins et moyens en haut de plage. Ce sédiment fin est transporté potentiellement par le courant de dérive littoral orienté vers le Sud en conditions d'énergie plus calme. Le point P6S3 présente une répartition granulométrique relativement stable jusqu'à la fin de la période de mesures. C'est également le cas au niveau du point P6S2 où la fraction de sables fins domine.

**L'impact de la tempête du 11/12 novembre 2014** se traduit par une légère augmentation du pourcentage de fractions supérieures à 1 mm. Cet apport de fractions grossières est également observé au point amont (P6S3) lors de l'épisode énergétique n°2. L'augmentation des fractions grossières témoigne d'un remaniement sédimentaire *in-situ* ou d'un apport depuis les sections réfléchissantes et dissipatives connexes de la plage.

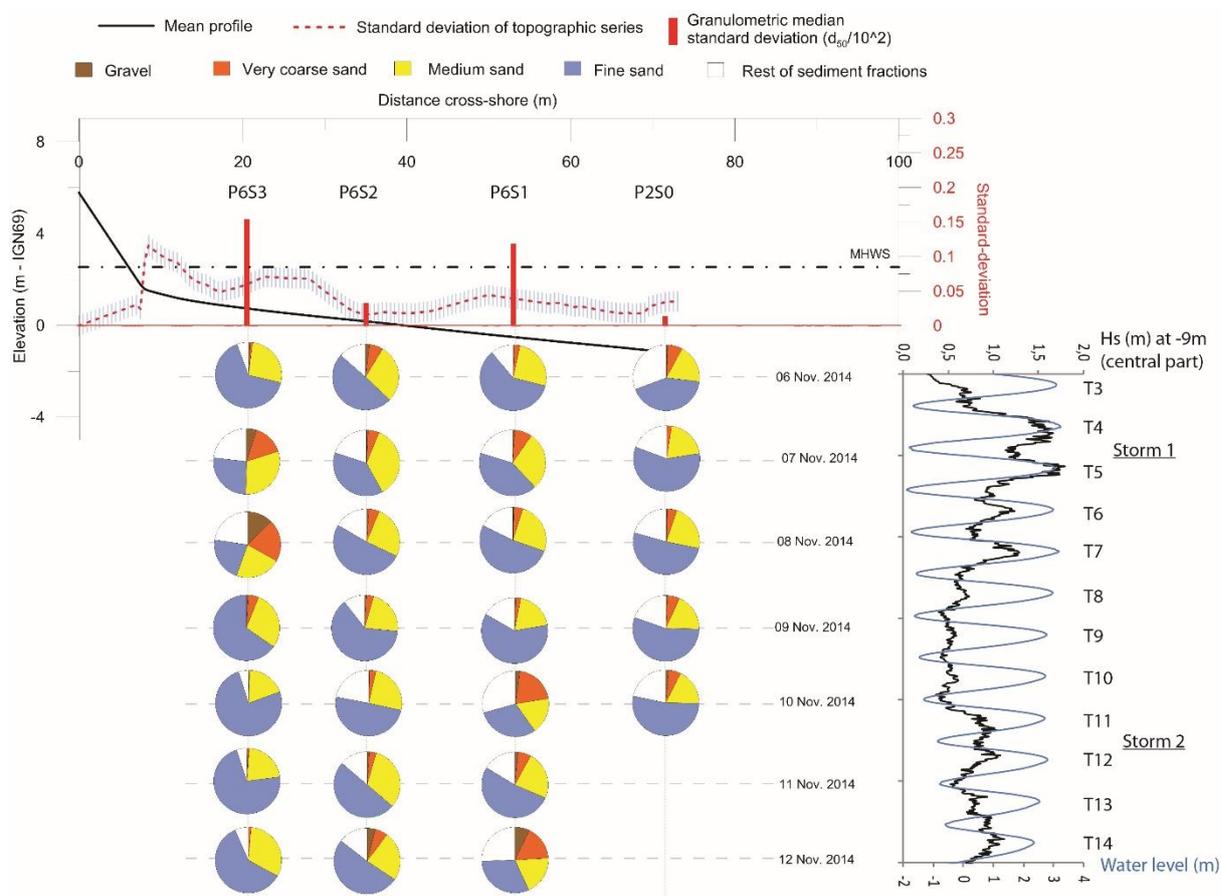


Figure 103. Positions des prélèvements des échantillons de surface le long du profil P6 de la plage de La Turballe, écart-type de la médiane granulométrique et répartition quotidienne des principales fractions granulométriques (fractions cibles) constituant le sédiment. Les points de prélèvements sont notés de P6S0 à P6S3, respectivement du bas vers le haut du profil.

## II.D.2. Évolution de la concentration en MES en zone subtidale

La mesure de turbidité est réalisée en zone subtidale proche ( $Z = -6.75$  m) dans le prolongement dissipatif du profil P4. La mesure est effectuée à 40 cm au-dessus du fond. Le sédiment en présence au moment de la mise à l'eau de l'appareil est caractérisé par un sable fin ( $D_{50} = 163 \mu\text{m}$ ). Lors de la remontée du système, des sables fins à grossiers agglomérés à de la vase sont observés sur le

montant de la cage. Nous considérons que le transport par charriage n'est potentiellement pas enregistré, ou en tout cas non dominant, pour cette hauteur de mesure et à cette profondeur.

Différentes tendances sont identifiables durant la période de mesures (

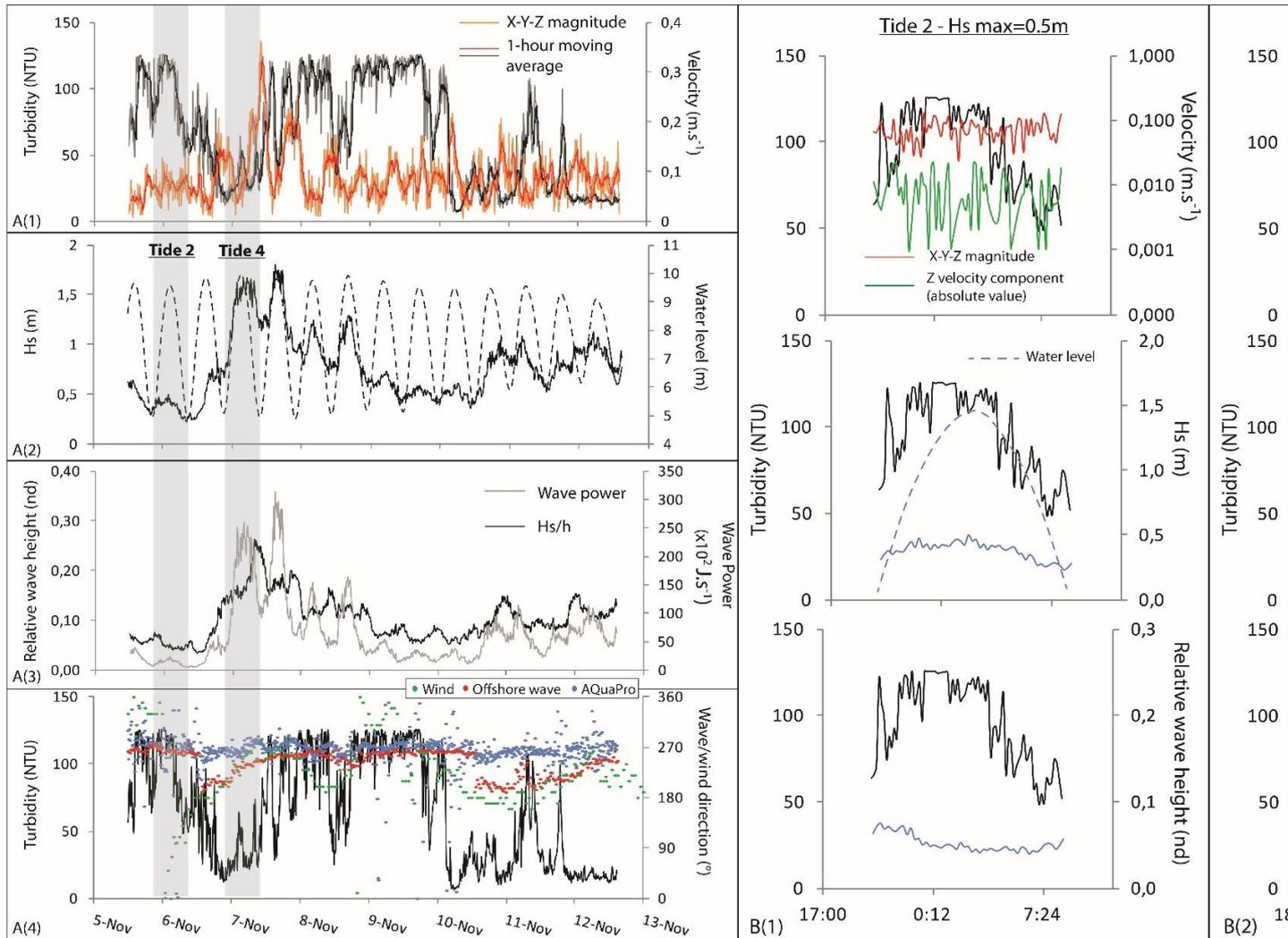


Figure 104A). D'une manière générale, les valeurs de turbidité les plus faibles sont associées à des conditions d'énergie élevée. Entre les périodes tempétueuses (06/07 novembre et 11/12 novembre), le turbidimètre enregistre des valeurs à saturation (125 NTU). Bien que les courants soient globalement orientés vers le Nord ou vers la plage sur ces parties, les variations de teneurs en MES au-dessus du fond semblent liées à l'orientation des houles et des vents. En temps calme, la houle est en provenance de l'Ouest, la turbidité est maximale. La houle de tempête est orientée Sud/Sud-Ouest au large et associée à des vents de même direction. Le retour à des conditions moins énergétiques, et donc une houle orientée Ouest, entraîne une augmentation nette de la turbidité. Au niveau du capteur, l'analyse de la direction des vagues entre les conditions calmes et agitées montre un changement d'incidence mais d'intensité moindre qu'au large, celui-ci étant réduit à moins de 20 degrés. Trois hypothèses interconnectées peuvent être énoncées :

**L'hypothèse principale** concerne le transport de sédiments plus vaseux dans la colonne d'eau depuis le large en conditions d'énergie plus faible par les courants de marée et les circulations résiduelles des masses d'eau, suite au brassage et à la remise en suspension lors des tempêtes. En

effet, la baie de Vilaine présente un sédiment à dominance vaseux au centre de la baie. De plus, en période de tempête, un lessivage des sédiments les plus fins se produit en zone subtidale proche, associé à des valeurs moyennes de courants de retour vers le large atteignant  $0.6\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ .

**La deuxième hypothèse** concerne la concentration en MES dans la colonne d'eau. Une homogénéisation de la colonne d'eau se produit en conditions d'énergie forte. Puis une décantation de la colonne d'eau intervient avec la baisse d'énergie et une couche de fond plus concentrée est alors créée.

**La troisième et dernière hypothèse** s'articule autour des transports de sédiments liés aux apports depuis l'estuaire de la Loire ou de Vilaine. Pour l'estuaire de la Vilaine, en conditions de tempête une érosion des bancs intertidaux et des sédiments de fond vaseux se produit. Les courants de retour globaux orientés vers le large ainsi que des débits de rivières plus importants et couplés à la circulation résiduelle des courants de marée peuvent entraîner un apport de sédiments jusqu'en rade du Croisic. Nous pouvons également émettre l'hypothèse d'un possible impact du marais de Guérande, entraînant une décharge de MES (cf. annexe 4 – [Tessier, 2006](#)).

Une approche plus détaillée, à l'échelle de la marée, est proposée. En période de temps calme ( $H_s < 0.7\text{ m}$ ), la turbidité maximale (saturation-125 NTU) est atteinte peu avant l'étales de pleine mer (Figure 104A et Figure 104B). Ce pic de turbidité était également observé sur le platier vaseux de la plage de Bétahon juste avant l'étales de pleine mer en conditions d'énergie faible. En fin de marée descendante, le ratio  $H_s/h$  atteint la limite de déferlement qui peut alors induire une augmentation de la turbidité. Cette turbidité est potentiellement induite, cette fois, par le processus de charriage lié au déferlement. La vitesse moyenne présente alors également un maximum ( $0.3\text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ). La marée n°5, également fortement énergétique présente un signal de turbidité différent (mais classique). Le maximum de turbidité est atteint en milieu de marée montante et de marée descendante, le minimum étant atteint aux étales.

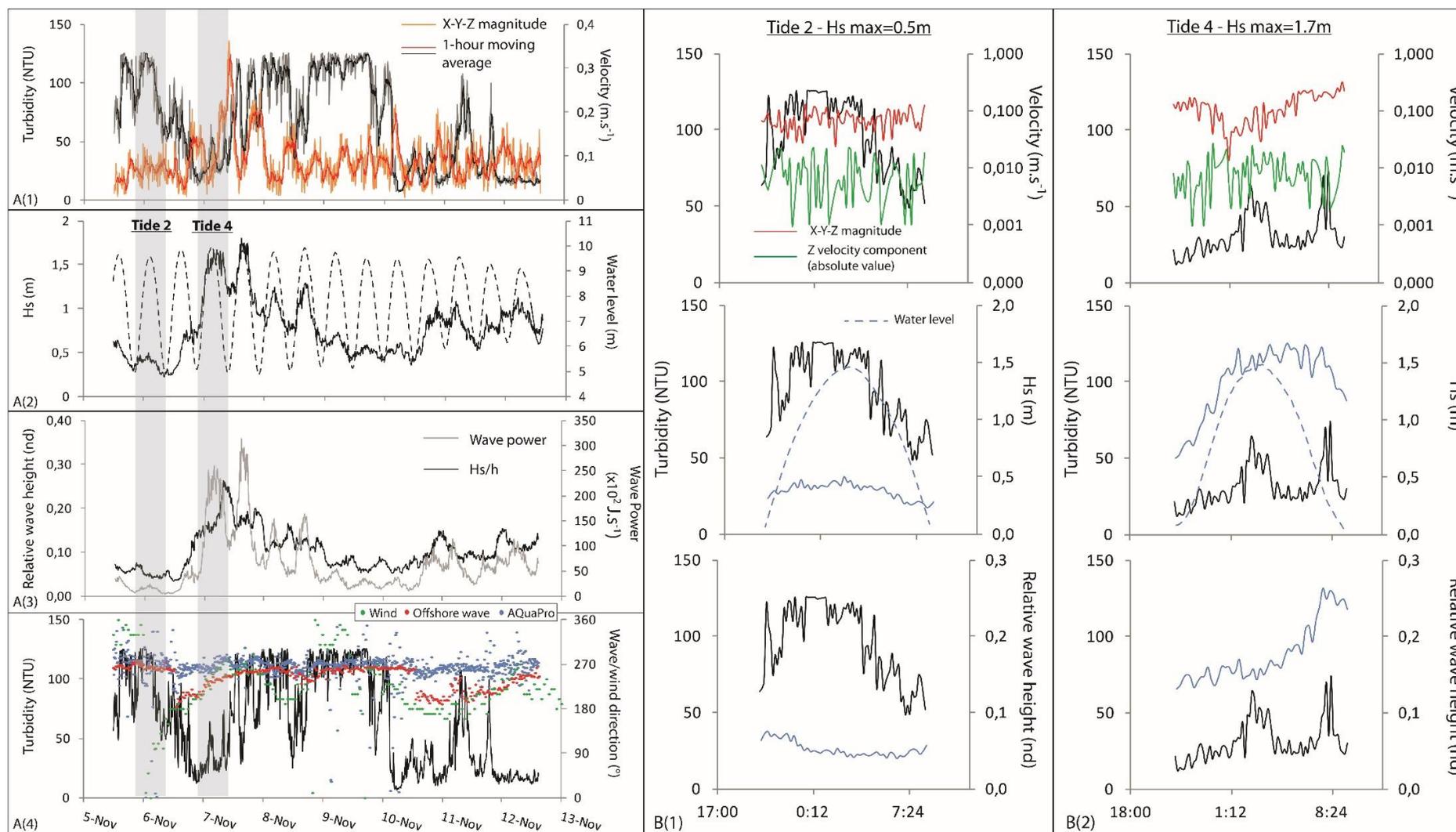


Figure 104. A(1). Valeurs de turbidité (Unité Néphélogométrique - NTU) au niveau du fond en zone subtidale proche ( $z=-6.75\text{m}$  - P4) et composantes de vitesses verticales et magnitudes de vitesses intégrées sur X, Y et Z à 15 cm au-dessus du fond du 05 au 12 novembre 2014 sur la plage de La Turballe ; A(2). Hauteurs d'eau et hauteurs significatives des vagues (par *burst* de 10 minutes) ; A(3). Puissance des vagues et hauteurs relatives des vagues (Hs/h) au niveau du point de mesure ( $Z=-6.75\text{m}$ ) ; A(4). Valeurs de turbidité au niveau du fond et orientation des vents, direction des houles au large (Plateau-du-four) et au niveau du point de mesures. B(1) et B(2). Analyse détaillée des variations de turbidité pour les marées 2 et 4 par rapport à différentes données hydrodynamiques au niveau du fond en zone subtidale proche de la plage de La Turballe ; (du haut vers le bas) - Vitesses verticales et magnitudes moyennes par burst des composantes X-Y-Z ; Magnitudes maximales par burst des composantes X-Y ; Hauteurs significatives des vagues et niveaux d'eau relatifs au-dessus du substrat ; Hauteurs relatives des vagues - Hs/h.

## II.E. Synthèse de la dynamique de la plage de La Turballe en conditions agitées

Cette campagne de mesures en conditions d'agitations modérées et fortes a permis de mettre en évidence la dynamique morpho-sédimentaire *cross-shore* 2D le long de trois profils transversaux et tridimensionnels au niveau central (P4) de la plage de La Turballe. Les mesures de l'hydrodynamisme ont permis de comprendre ces variations morpho-sédimentaires sur les sections réfléchives et dissipatives de la plage. Deux schémas récapitulatifs de l'hydrodynamisme (courants et puissance de vagues) sont présentés respectivement pour des conditions de forte énergie (tempête) et d'énergie modale sur la page de La Turballe.

### **En conditions d'énergie forte ou de tempêtes :**

**Au niveau hydrodynamique**, des courants de retour sont identifiés pendant presque la totalité des marées lors des tempêtes au niveau du profil P6. Ces courants *cross-shore* sont minimums au moment de l'étale de pleine mer (Figure 105A). La composante *longshore* est d'intensité plus faible et orientée vers le Sud lors du flot. Une renverse des courants vers le Nord, et d'intensité égale à celle des courants *cross-shore*, est observée lors de la phase descendante de marée. L'absence de courantmètres sur les profils P2 et P4 nous permet seulement d'émettre des hypothèses concernant la courantologie de ces zones en conditions de tempêtes. Il est fort probable que les courants de retour de forte intensité soient également observés pendant une large partie du signal de marée. Une dérive littorale généralisée vers le Nord et au large de la plage est donc envisageable.

**Un gradient croissant Sud/Nord de la puissance des vagues est observé lors de tempêtes de Sud/Sud-Ouest/Ouest**, orientation principale des vagues en Bretagne Sud. Les sections réfléchives (P2 et P4 -  $\gamma > 0.8$ ) et dissipatives (P6 -  $\gamma > 0.3$ ) sont probablement sous *surf* et *swash*. Une dissipation de l'énergie par déferlement se produit alors entre le bas et le haut du profil intertidal. Le déferlement des vagues s'opère depuis le large ( $z = -4.5\text{m}$ ) en section subtidale centrale de la plage pour les niveaux d'eau les plus bas (Figure 105A).

**Les variations morpho-sédimentaires** de la plage intertidale concerne l'érosion majeure des crêtes des croissants de plage en P2 et la destruction totale de ces figures rythmiques en P4 (Figure 106). Le pied de dune est d'ailleurs atteint par le jet de rive lors de la tempête n°1. Un dépôt sédimentaire en aval, lié aux courants de retour, est observé. La rupture de pente migre alors vers le large et le profil devient globalement convexe. Une répartition granulométrique hétérogène et similaire sur une large partie du profil réfléchif est observée. La granulométrie de la section dissipative augmente par l'apport de sables grossiers avec les courants de retour. Les variations morphologiques du profil P6 sont principalement identifiées au pied de l'enrochement, conséquence des courants de retour ainsi que du phénomène de réfraction des vagues (Figure 106). Un transport sédimentaire global s'opère vers le large et vers le Nord de la plage par les courants *longshore* de forte intensité en zone intertidale et subtidale.

### **En conditions d'énergies modérée ou faible :**

**Au niveau hydrodynamique**, une double circulation est observée à La Turballe lors de la phase de marée montante (Figure 105B). Les courants sont orientés vers le Sud au niveau intertidal de la

plage tandis qu'un flux vers le Nord est préférentiellement observé au niveau subtidal (P4). La composante *longshore* des courants est importante au Sud et décroît vers le Nord de la plage, résultant de l'atténuation de la composante tidale de flot. Lors de la phase descendante de marée, la composante *longshore* est très faible au niveau du profil P6 ou pratiquement nulle en P2 (section intertidale). Les courants de très faible intensité sont dirigés vers le Nord, témoignant d'une inversion correspondante au signal de jusant. L'incidence des vagues, légèrement vers le Nord, est un facteur important dans l'orientation des courants. Au niveau subtidal (P4), un courant également orienté vers le Nord, d'intensité égale à celle du flot, est observé. En début et en fin de marée, des courants de retour de faibles vitesses sont identifiés pour l'ensemble des sections réfléchives, conséquence du déferlement des vagues plus en amont des profils. Des courants de fortes intensités dirigés vers la plage, associés au processus *swash*, sont détectés lors des premiers *burst* de mesure sur l'ensemble des profils. En section centrale de la plage, la taille de la zone de *surf/swash* est minimum en bas de section réfléchive, associée au brusque changement de pente. L'énergie  $\gamma$  est potentiellement plus forte. La zone de *surf* s'élargie vers l'amont du profil avec la présence de croissants de plage et la déformation en ondes de bord est visible, de même amplitude que celles des croissants.

**La hauteur significative et l'énergie des vagues** sont relativement similaires en sections intertidales des profils P2 et P4 (Figure 105B). La puissance des vagues au niveau du profil P6 décroît vers le Sud de la plage (P6). Pour les moments de *shoaling*, une atténuation de l'énergie des vagues est observée le long du profil réfléchif P2 tandis qu'une amplification s'opère en zone subtidale (P4) et intertidale dissipative (P6). L'analyse des ratios  $H_s/h$  montre une gamme de valeurs comprise entre 0.05 à 0.4 en zone dissipative subtidale (P4) et un début de déferlement est potentiellement identifié pour un critère  $0.15 < \gamma < 0.5$ . Lors des conditions de faible énergie, la zone subtidale proche ( $z > -4.5$  m - IGN69) est sous *shoaling*. En zone réfléchive, les valeurs de la hauteur relative de vagues sont plus élevées (0.25 et 1.5) et un déferlement est estimé pour un critère  $\gamma > 0.6$  à 1.8. La hauteur significative des vagues augmente entre la section dissipative et réfléchive du profil P4 (levé de vagues). Au niveau dissipatif intertidal (profil P6), la gamme de valeurs  $H_s/h$  est plus élevée et s'étale entre 0.1 et 1. Le déferlement des vagues s'opère pour des valeurs  $\gamma$  entre 0.25 et 0.9 vers l'enrochement.

**Au niveau des variations morpho-sédimentaires**, les conditions d'énergie calmes entraînent une accrétion généralisée locale des profils P2 et P4 liée à la reconstruction des croissants de plage (Figure 106). En fait, il s'agit plus d'un réarrangement morphologique que d'une accrétion, le volume global de la section réfléchive étant probablement stable. Les croissants de plage présentent un décalage longitudinal décamétrique et transversal vers l'aval en section centrale de la plage. Cette dynamique est la conséquence d'une baisse de l'énergie des vagues et de la position de la zone de *swash* contrôlée par les marnages décroissants. La reconstruction des croissants est associée à une répartition granulométrique hétérogène. La rupture de pente retrouve sa position initiale post-tempête n°1. Le profil P6 présente des variations topographiques localisées à proximité du pied d'enrochement (Figure 106). La section du profil constituée de sables fins très compacts est à l'équilibre pour les conditions d'énergies modérée et faible. Les courants de dérive littorale orientés vers le Sud induisent potentiellement un transport des sables fins et moyens du profil P2 vers le P6.

En effet, un tri granulométrique est effectif au niveau des ruptures de pente des profils P2 et P4. Les fractions supérieures à 1 mm sont dominantes.



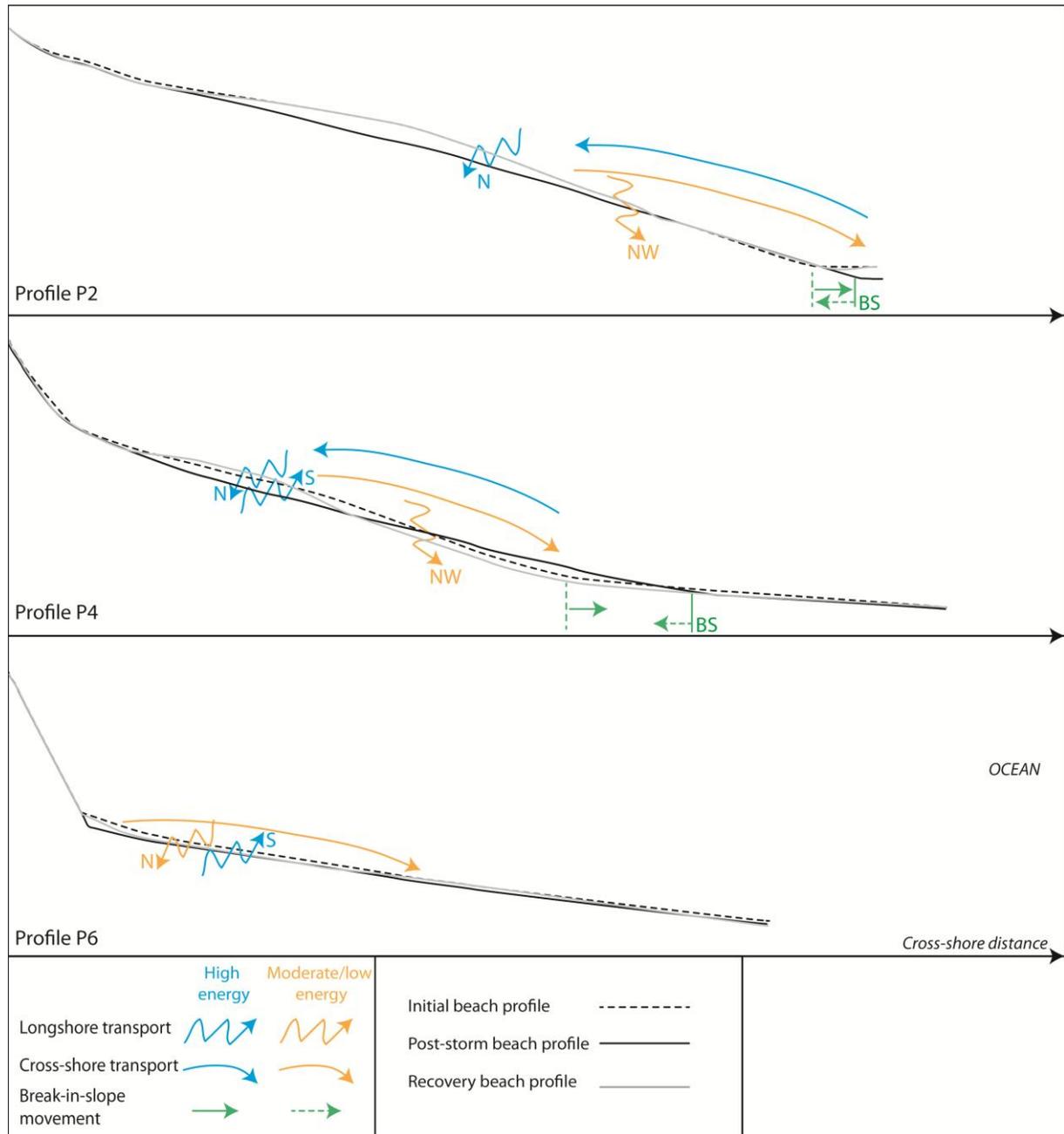


Figure 106. Modèles conceptuels de la dynamique morpho-sédimentaire transversale et longitudinale au niveau des partie Nord (Profil P2), centrale (Profil P4) et Sud de la plage (Profil P6).

## II.F. Points essentiels de la morphodynamique de la plage sableuse de La Turballe en conditions de haute et basse énergie.

### Box - Dynamique à court-terme de la plage de La Turballe

#### - **En conditions de haute énergie** ( $H_s \text{ plage} = 2 \text{ m}$ ) :

Une érosion majeure des crêtes de croissants de plage est observée en section réfléchive au Nord de la plage. Dans sa partie centrale, ces figures sédimentaires disparaissent totalement et les courants de retour, orientés vers le large (0.4 à 0.9 m/s) et associés au *backwash*, entraînent un dépôt de sédiments au niveau de la rupture de pente. Celle-ci migre vers la mer et le profil devient convexe. Ces changements morphologiques induisent une hétérogénéité granulométrique du sédiment et une répartition spatiale relativement homogène sur la section réfléchive. Cela est la conséquence du remaniement sédimentaire par les vagues, notamment lors du déferlement. Le déclenchement du déferlement est établi pour un ratio  $H_s/h$  supérieur à 0.8 en section réfléchive. Un transport sédimentaire vers le Nord se produit potentiellement par la dérivation littorale liée à l'incidence des vagues sur la plage. Un gradient croissant de l'énergie des vagues du Sud vers le Nord de la plage est identifié pour les vagues de tempête en provenance du Sud/Sud-Ouest.

Au niveau de la section dissipative sableuse, des courants de retour, orientés vers le large, d'intensité légèrement plus faible qu'en section réfléchive (0.3 à 0.7 m/s) sont détectés. La composante *longshore* des courants est moindre (< 0.3 m/s). Ces courants entraînent un apport de sables grossiers dans la matrice de sables fins et moyens. Une baisse d'altitude d'amplitude largement moindre est mesurée sur la section dissipative. Il en résulte un transport sédimentaire vers le large et le Nord de la plage en section dissipative intertidale. Au niveau subtidal, le courant est orienté vers le Nord tant au flot qu'au jusant, l'impact des courants de retour est observé lors des niveaux d'eau les plus faibles associés à des hauteurs de vagues les plus fortes. Le rôle de la configuration morphologique de la plage et de l'impact de la vidange du marais de Guérande sur la circulation des courants est observé.

#### - **En conditions de moyenne et basse énergie** ( $H_s \text{ plage} = 0.5 \text{ m}$ ):

Les accrétions observées sur les profils de plage sont liées à la reconstruction des croissants par des ondes de bord (origine au Nord de la plage). La rupture de pente migre vers le littoral. Un réarrangement morphologique tridimensionnel se produit, le volume sédimentaire global de la section réfléchive de la plage étant potentiellement stable. Un décalage longitudinal et transversal (vers l'aval) des croissants est détecté. Un possible transport sédimentaire vers le Sud de la plage est détecté en section intertidale réfléchive lors du flot. La reconstruction des croissants est associée également à une granulométrie hétérogène. Le tri granulométrique au niveau de la rupture de pente en faveur des sables grossiers et très grossiers est lié au déferlement ainsi qu'au *swash*. Un critère de déferlement des vagues compris entre 0.6 et 1.8 est identifié sur la section réfléchive de la plage.

En section dissipative subtidale, des courants orientés vers le Nord sont observés sur l'ensemble du signal de marée. L'impact de la configuration morphologique du domaine côtier sur les courants de marée apparaît de nouveau essentiel dans le fonctionnement hydrodynamique global de cette plage. La composante *longshore*, dirigée vers le Sud, décroît en intensité vers la partie Nord de la plage. En section dissipative intertidale, un transport sédimentaire vers le Sud apparaît vers la pointe sableuse fixée par un enrochement tandis qu'un flux continu, orienté vers le Nord, est observé en zone subtidale. Le déferlement en zone dissipative sableuse est déclenché pour un ratio  $H_s/h$  compris entre 0.25 et 0.9.



### III. CONTRASTE MORPHODYNAMIQUE D'UNE PLAGE *LTT* SABLE/VASE ET D'UNE PLAGE *LTT* SABLE

Les plages de Bétahon et de La Turballe sont des systèmes globalement intermédiaires de type *Low Tide Terrace (LTT)*, comportant donc deux sections distinctes, dissipative et réfléchive. Bien que dans un contexte régional commun, ces plages présentent un contraste morpho-sédimentaire. La plage de La Turballe passe d'un profil type réfléchif au Nord à un profil type dissipatif au Sud (intermédiaire au centre) tandis qu'un système intermédiaire est identifié sur l'ensemble de la plage de Bétahon.

Un platier vaseux, avec des structures sédimentaires en *ridges and runnels* vaseuses, caractérise la section intertidale dissipative de la plage de Bétahon. Cette section devient sablo-vaseuse vers l'Est de la plage au niveau de la pointe de la flèche sableuse. La section dissipative de la plage de La Turballe est constituée de sables moyens et fins en zone subtidale et intertidale. Les sections intertidales dissipatives sont de tailles réduites. Cette granulométrie va influencer les pentes des sections, celles-ci étant globalement plus fortes pour les sédiments non-cohésifs de la plage de La Turballe.

Au niveau réfléchif, une granulométrie plus grossière est observée au niveau du paléo-cordon de galets de la plage de Bétahon (sables très grossiers et graviers). La différence majeure consiste en la présence des figures rythmiques en croissants de plage, de large amplitude, du Nord au centre de la plage de la Turballe. La pente maximale de chaque plage est associée à la granulométrie *in-situ* la plus grossière. La section réfléchive centrale de Bétahon est la plus pentue et la pente maximale est observée au Nord de la plage de La Turballe.

Le comportement hydrodynamique de chaque plage va donc être influencé par différents facteurs. D'un aspect général, le degré d'exposition et l'orientation à la houle ou encore l'héritage géologique peuvent jouer un rôle dans le comportement hydrodynamique de la plage (courantologie, répartition de l'énergie des vagues, énergie entrante sur la plage).

D'un point de vue plus spécifique, les pentes de ces sections subtidales et intertidales (dissipatives et réfléchives), les figures et structures sédimentaires ou encore la forme du profil de plage vont induire des comportements hydrodynamiques différents (seuils de déferlement, coefficients de frottement, atténuation de l'énergie des vagues).

Dans un premier temps, nous nous attachons à comparer et discuter la réponse morpho-sédimentaire d'une plage *LTT* mixte (vase/sable) et d'une plage *LTT* sableuse aux conditions de hautes énergies (tempêtes) et leurs résiliences sous énergies modérées ou faibles. Nous détaillerons, ainsi, les différents facteurs (présentés brièvement ci-dessus) influençant le comportement hydrodynamique général contrasté des plages sablo/vaseuses de Bétahon et uniquement sableuse de La Turballe. Dans un second temps, nous proposons une comparaison de la variabilité du paramètre de déferlement  $\gamma$  ( $H_s/h$ ) sur des zones dissipatives de pentes faibles, de natures sédimentaires et de figures/structures morphologiques différentes. Un coefficient de frottement est alors établi pour ces différentes sections.

### **III.A. Comparaison de la réponse morphodynamique d'une plage LTT mixte (sable /vases) et d'une plage LTT sableuse à des conditions de haute et basse énergie**

**Lors des tempêtes**, pour une énergie des vagues relativement similaire au large, la puissance des vagues arrivant à chaque plage est très contrastée. Une large dissipation de l'énergie se produit entre l'entrée de la baie et la plage de Bétahon sur les 30 km de haut fond et de pente très faible. La plage de La Turballe est plus directement exposée aux houles de tempête car localisée en entrée de baie. L'énergie des vagues est 5 à 6 fois supérieure à celle de la plage de Bétahon. Il convient de discuter également de l'orientation de la plage dans la répartition locale de l'énergie. Un gradient d'énergie décroissant est observé du Nord au Sud de la plage de la Turballe lors des tempêtes, conséquence de la diffraction/réfraction de la houle par la pointe du Croisic. Les variations locales d'énergie sur la plage de Bétahon sont, elles, la conséquence de la diffraction de la houle par l'îlot du Bédume et la pointe rocheuse de Billiers. Ces obstacles influencent directement l'altitude du platier vaseux qui est minimal au niveau central de la plage de Bétahon. L'énergie est donc maximale en section centrale de la plage lors des tempêtes. Sur les sections réfléchives des plages de La Turballe et de Bétahon, la partie supérieure du profil devient concave, associée à une érosion et la partie inférieure devient convexe associée à un dépôt (Figure 107). L'amplitude de patch d'érosion et d'accrétion est plus forte sur la plage de La Turballe. La morphologie initiale du profil permet d'expliquer cela. En effet, la convexité et l'amplitude verticale du haut du profil intermédiaire, liées aux croissants de plage, induisent un déplacement sédimentaire plus important à La Turballe. La granulométrie plus fine sur cette plage est également un facteur à intégrer. Ce transport de sable du haut vers le bas de section réfléchif et sur la section dissipative est conjoint à des courants de retour de forte intensité. Ces courants de compensation du déferlement des vagues sont potentiellement plus forts au niveau de La Turballe en raison des hauteurs de vagues plus importante arrivant dans le système. Un déplacement *longshore* du sédiment se produit également sur les deux plages, le volume de sédiment érodé en haut de profil n'étant pas égal à celui déposé en bas de section réfléchive. La rupture de pente migre vers le large liée au transport de sédiment vers le bas. L'amplitude de déplacement de la rupture de pente est largement plus importante sur la plage de La Turballe (+15 m). En effet le mouvement de la rupture de pente à Bétahon est réduit (+1.5 m), potentiellement contraint par un écoulement longitudinal canalisé entre la rupture de pente et la bordure interne du platier vaseux. Au niveau de la section dissipative de la plage de la Turballe, constituée de sables fins plus compacts, une érosion de faible amplitude (< 0.15 m) est observée (Figure 107). Un apport de sables grossiers depuis la section réfléchive est détecté, conséquence des courants de retour observés jusqu'en zone proche subtidale. Sur le platier vaseux de Bétahon, une dynamique morpho-sédimentaire plus active est observée lors de phase de haute énergie. La bordure interne du platier vaseux recule vers le large. Une érosion (0.5 m) des faces perpendiculaires à la ligne de rivage et de la surface des *ridges* s'opère, les blocs de vase sont fracturés et modelés par les vagues sous forme de galets mous. Le sédiment vaseux, fluidifié et remis en suspension, est exporté vers le large vers la bordure externe intertidale du platier vaseux ou en zone subtidale proche. La taille des *runnels* s'accroît. Les structures en *ridges and runnels* vont induire des variations d'intensité des courants de retour, potentiellement plus forts dans les *runnels*. Un remplissage par les sédiments grossiers

s'opère. Comme sur la plage de La Turballe un transport de sédiments de la zone réfléchive vers la section dissipative est détecté. Cependant, ce sédiment sera difficilement remobilisable sur la plage de Bétahon. En effet, les propriétés structurelles d'un mélange sable/vase augmentent sa consolidation et diminuent la capacité d'érosion du sédiment (cet aspect est discuté dans le chapitre 5 de ce manuscrit). Le sédiment grossier est donc potentiellement piégé. La composante *longshore* est d'intensité plus importante au niveau de la plage de La Turballe. La circulation des courants est fortement impactée par les courants de vidange et de remplissage des marais de Guérande. En zone dissipative subtidale, un courant continu orienté vers le Nord est observé.

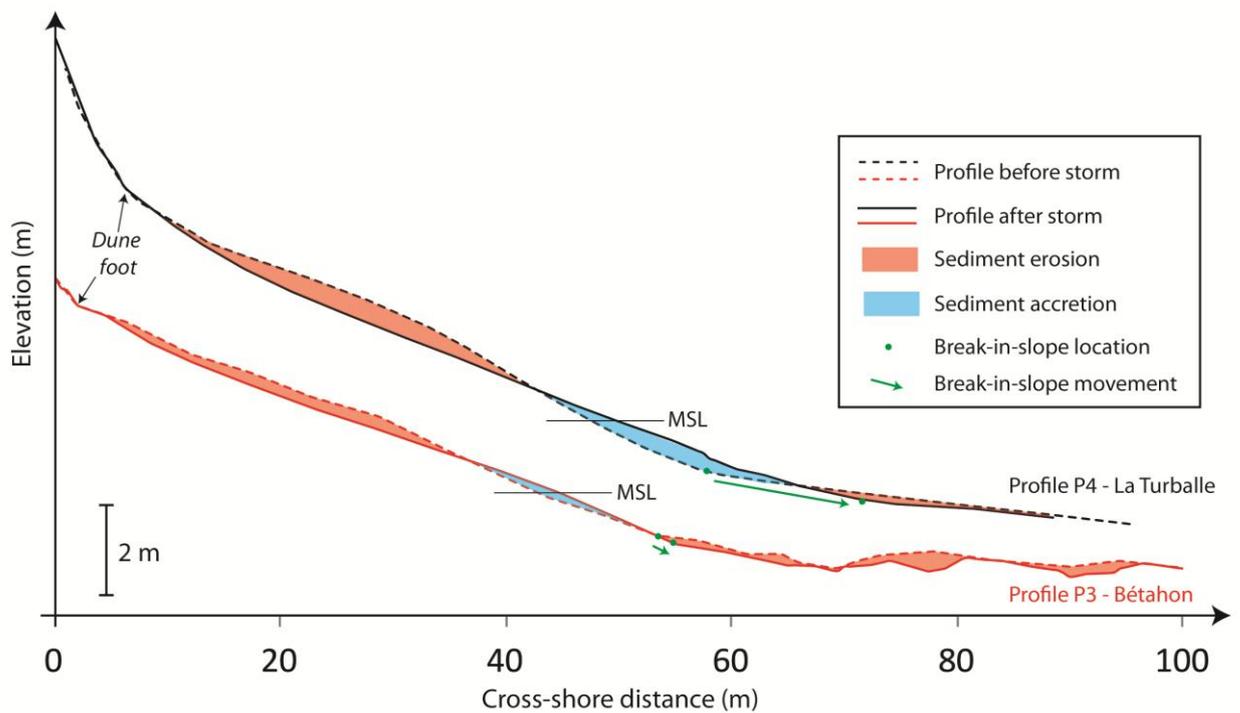


Figure 107. Comparaison des dynamiques morpho-sédimentaires *cross-shore* des profils P4 de la plage de La Turballe et P3 de la plage de Bétahon pour des conditions d'énergie modérée et forte (tempêtes) au large, relativement similaires.

La résilience à court-terme post-tempête des profils est établie par comparaison des profils « 3 jours après l'évènement tempétueux » sur les deux plages.

**La section réfléchive** de La Turballe présente une résilience morpho-sédimentaire très rapide (Figure 108). La reconstitution des figures sédimentaires en croissants de plage est effective. Une accrétion du haut du profil est observée, celui-ci retrouvant sa forme convexe. La base du profil redevient concave associée à une érosion. Les courants de *swash*, orientés vers la plage et le Nord, permettent potentiellement un transport sédimentaire vers le haut de plage. Lors des moments de *shoaling*, l'angle d'incidence des vagues sur la plage génère des courants de faible intensité orientés vers le Nord. Les marnages plus faibles induisent une reconstruction des croissants plus en aval du profil. À Bétahon, la résilience à court-terme de la section réfléchive n'est pas observée. La granulométrie des sédiments plus grossière peut induire une stabilité plus importante. En effet, l'énergie n'est pas suffisante pour remonter les sédiments du bas de profil vers le haut ou pour induire un transport longitudinal sur la plage.

**Le début de section dissipative** de la plage de Bétahon ne présente pas de recouvrement sédimentaire mais une érosion accrue de cette zone mixant des sables fins et des vases (Figure 108). Les courants longitudinaux, canalisés entre la rupture de pente et la bordure interne du platier vaseux, et le déferlement de vagues induisent cette érosion. Le platier vaseux est stable. Le dépôt des vases fluides sur le platier vaseux n'est pas observé post-tempêtes. Les vases fluides, exportées plus au large lors de la tempête présente une remobilisation et un transport lents vers la plage. Au contraire, sur la plage de La Turballe, un dépôt de sédiments fins et moyens est observé sur la zone érodée lors de la tempête, la section dissipative retrouve alors son état initial.

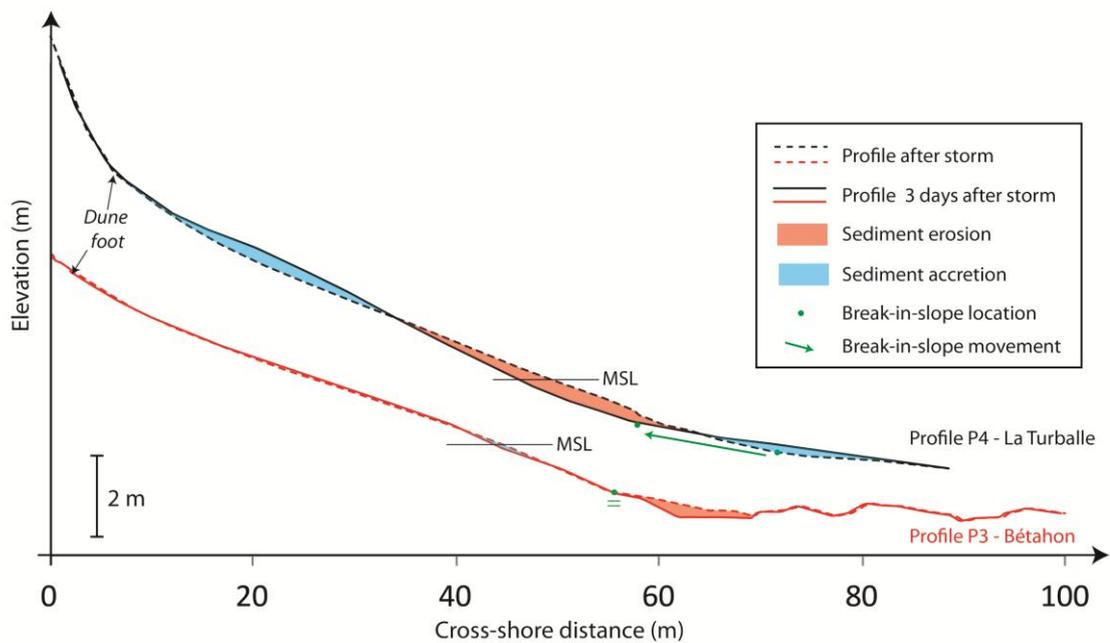


Figure 108. Comparaison des dynamiques morpho- sédimentaires *cross-shore* des profils P4 de la plage de La Turballe et P3 de la plage de Bétahon post-tempête (résilience à court terme, 3 jours)

### III.B. Variabilité du paramètre de déferlement $\gamma$ en zones réfléchives, dissipatives sableuses et dissipatives vaseuses : détermination des coefficients de frottement $f_w$

Le critère de déferlement  $\gamma$  est un paramètre essentiel pour la définition des zones d'action des processus hydrodynamiques et de la dissipation d'énergie sur une plage. Défini par le ratio local de la hauteur significative sur la hauteur d'eau, le critère de déferlement  $\gamma$  est influencé par différents paramètres physiques et morphologiques. Dans la littérature, il existe différentes formulations. [Battjes & Janseen \(1978\)](#) définissent  $\gamma$  en fonction de la cambrure des vagues au large et ce critère est considéré constant. Par la suite, [Raubenheimer et al. \(1996\)](#), [Sénéchal et al. \(2001\)](#), [Ruessink et al. \(2003\)](#), [Sénéchal et al. \(2005\)](#), [Dehouck et al. \(2008\)](#) et [Fillipot et al. \(2012\)](#) exposent que  $\gamma$  en zone de surf est fortement dépendant de la hauteur d'eau locale ( $h$ ), de la pente locale ( $\beta$ ) ainsi que du nombre d'onde ( $k$ ). [Le Hir et al. \(2000\)](#) ajoutent, pour les platier vaseux, l'influence du frottement des vagues sur le fond ( $f_w$ ). Ce facteur est utilisé pour exprimer la contrainte hydraulique totale, dissipant l'énergie des vagues et qui est influencé par les modèles morphologiques de fond (reliés à la rugosité de fond) tels que les *R-R*, rides de fond et barres ([Blanpain, 2009](#)).

Le facteur de frottement des vagues ainsi que le critère de déferlement  $\gamma$  sont deux paramètres importants pour la calibration des modèles numériques de la dynamique côtière intertidale et subtidale proche. Nous proposons, dans un premier temps, de comparer les critères de déferlement définis précédemment à partir de l'analyse des spectres des vagues intégrés sur la hauteur d'eau et de l'imagerie vidéo pour différentes sections dissipatives et réfléchives des plages de La Turballe et de Bétahon. Pour les différentes sections du platier vaseux, un facteur de friction est défini suivant la formulation de Le Hir *et al.* (2000) :

$$\left(\frac{H_s}{h}\right)_{lim} = \frac{15\pi}{4} \frac{\beta}{f_w}$$

Nous observons une augmentation de la valeur du critère de déferlement avec la pente locale (intégrée sur 10 m de part et d'autre du point de mesure) du profil au niveau de Bétahon et de La Turballe (Tableau 14, Figure 109A). Le ratio minimum de la hauteur significative des vagues sur la profondeur locale est atteint en zone dissipative sur les deux plages. Pour les sections réfléchives, le  $\gamma$  de la plage de Bétahon est supérieur à celui de La Turballe bien que les pentes des sections réfléchives soient inférieures. Cette différence peut s'expliquer par l'impact du nombre d'ondes, relié à la fréquence centroidale des spectres de vagues et sur le critère de déferlement. Il serait intéressant de comparer nos valeurs de  $\gamma$  avec celles calculées selon la formulation de Sénéchal *et al.* (2005) et Dehouck *et al.* (2008). Pour des pentes inférieures à 0.01, il est difficile d'établir un seuil de déferlement avec précision. Celui-ci est défini à 0.15 pour les sections du platier vaseux. Ces sections dissipatives présentent des pentes comprises entre 0.002 et 0.009. Selon la formulation de Le Hir *et al.* (2000), pour une même valeur  $H_s/h = 0.15$ , le facteur de frottement des vagues est établi entre 0.15 et 0.71, augmentant linéairement avec la pente de la section (Tableau 14, Figure 109B). Ces valeurs sont proches de la limite supérieure de son domaine usuel (0.005 à 0.4, Soulsby *et al.*, 1993). Ces valeurs sont en accord avec celles établies par Silva Jacinto (2002), pour un platier vaseux dans l'estuaire de la Seine ( $f_w=0.3$  pour  $H_s/h=0.28$  et  $\beta= 0.003$ ). Nous retrouvons cependant des valeurs supérieures qui peuvent être induites par une rugosité importante liée aux structures vaseuses en *ridges and runnels* (R-R) fortement marquées. Cependant, pour un platier vaseux présentant un système de R-R, Le Hir *et al.* (2000) définissent un paramètre de frottement de 0.05, soit un ordre de grandeur inférieur à celui estimé à Bétahon. De plus, il est probable que le coefficient de frottement soit plus important dans les *runnels*, présentant des sables grossiers et des rides de courant (amplitude 5-10 cm, longueur d'onde 5-10 cm - Figure 65C).

Beach	Type	Profile	Slope ( $\beta$ )	Breaking criterion ( $\gamma$ )	Friction factor ( $f_w$ )
La Turballe	Reflective intertidal	P2	0,114	0,68	
		P4	0,136	0,59	
	Dissipative intertidal	P6	0,037	0,25	
		P6	0,044	0,3	
	Dissipative subtidal	P4	0,016	0,15	
Betahon	Reflective intertidal	P1	0,084	0,8	
		P3	0,107	0,87	
	Mudflat R-R	P3	0,002	0,15	0,157
		P3	0,009	0,15	0,707
	Mudflat planar	P1	0,005	0,15	0,393
		P1	0,003	0,15	0,236

Tableau 14. Récapitulatif des valeurs du critère de déferlement des vagues  $\gamma$  estimés par l'analyse des spectres des vagues et/ou par l'analyse des vidéos pour les différentes sections intertidales ou subtidales des plages de La Turballe et de Bétahon. Le facteur de frottement des vagues est calculé pour les sections dissipatives vaseuses de la plage de Bétahon suivant la formulation de Le Hir et al. (2000).

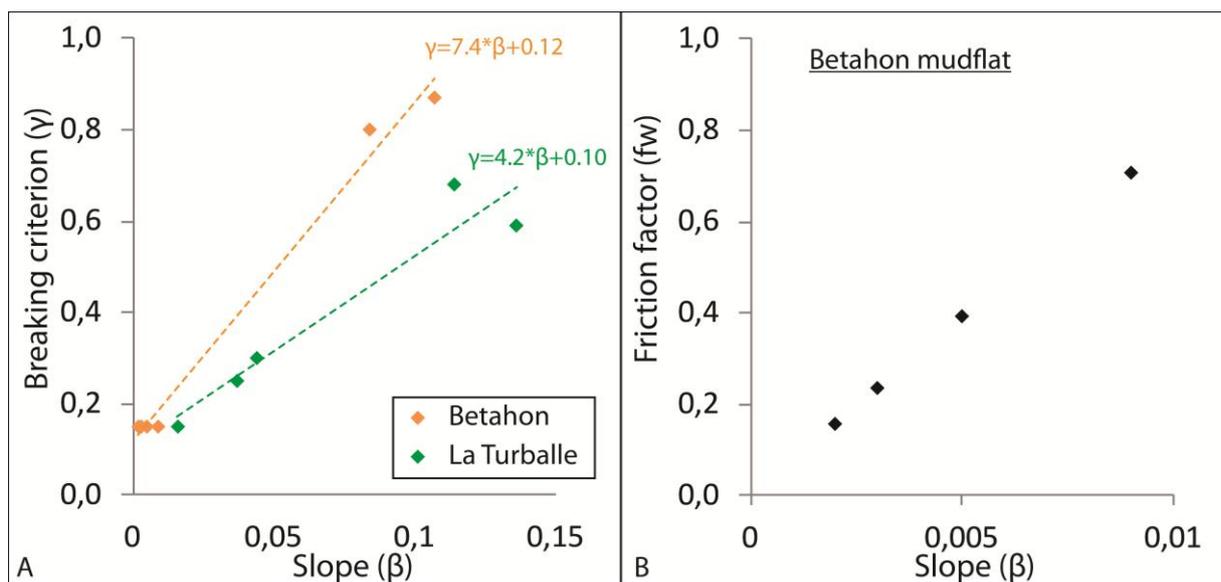


Figure 109. A. Critère de déferlement ( $\gamma=Hs/h$ ) versus pente locale des sections des profils de plage. B. Facteur de frottement des vagues versus pente de la section locale du platier vaseux de la plage de Bétahon.

## Chapitre 4 Dynamique morpho-sédimentaire moyen terme et évènementielle des quatre plages étudiées

---

Les variations morpho-sédimentaires des littoraux à l'échelle annuelle sont dépendantes des bilans sédimentaires, de la variabilité des forçages climato-océaniques et météo-marins ainsi que des actions anthropiques locales (Suarez *et al.*, 2010 ; Gardel *et al.*, 2011). Les variabilités morphologiques observées ponctuellement à l'échelle du court-terme ne reflètent pas forcément les variations morphologiques à moyen terme de la plage qui montrent des temps de latence plus importants (Short & Jackson, 2013 ; Coco *et al.*, 2014 ; Masselink *et al.* ; 2015, Scott *et al.*, 2016). Le suivi des littoraux à moyen terme est donc fondamental car il permet d'observer le contrôle de la variabilité saisonnière de l'énergie venant du large sur la dynamique morpho-sédimentaire du littoral en intégrant la variabilité inter-mensuelle identifiée à l'échelle du court-terme. Il permet donc de dresser un bilan du stock sédimentaire de la plage et d'observer les tendances d'évolution du trait de côte. La variabilité saisonnière ou annuelle des littoraux dépend également de nombreux facteurs tels que la granulométrie du sédiment, le potentiel de résilience et le degré d'anthropisation.

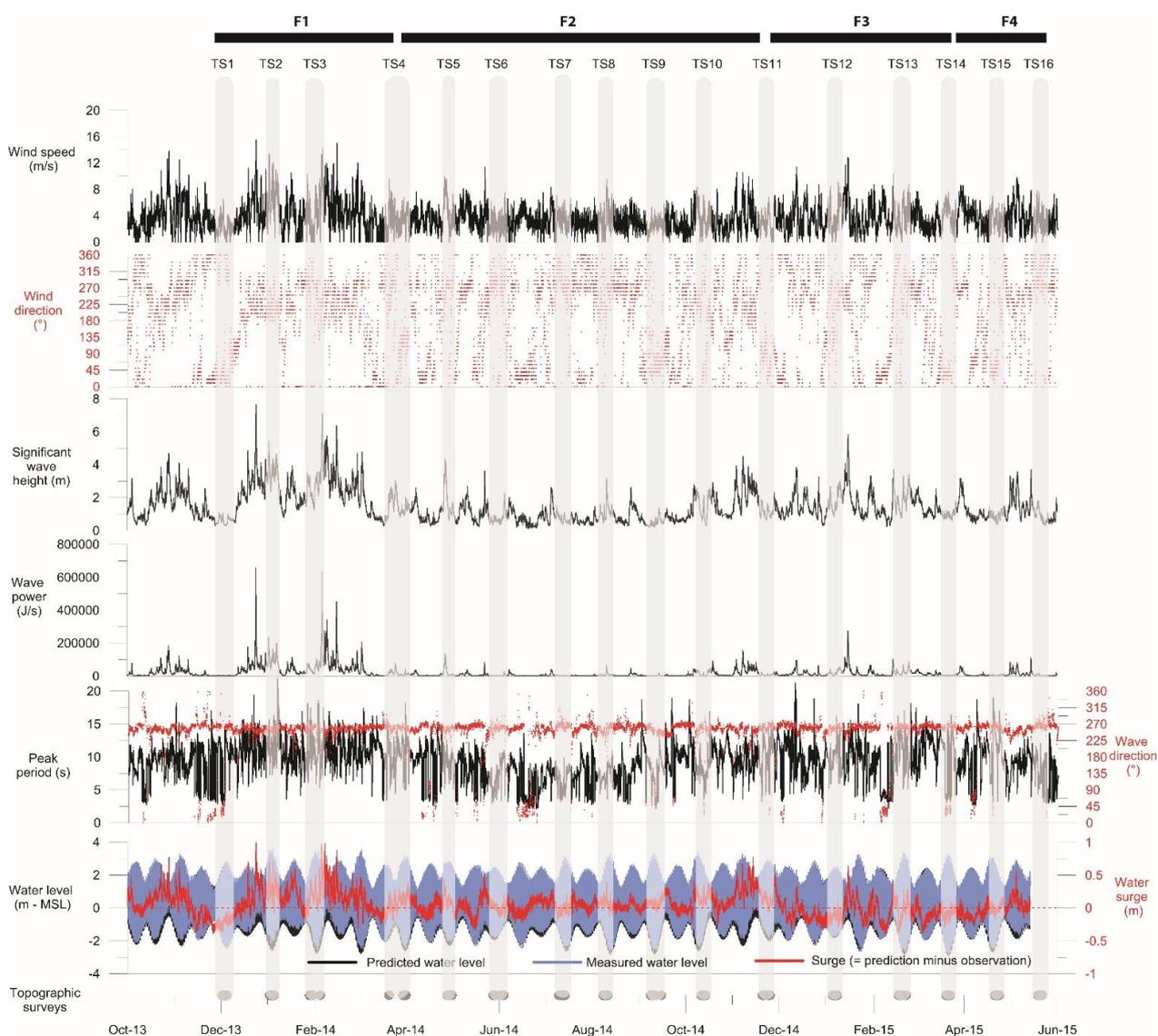
Les quatre plages étudiées, sableuses ou sablo-vaseuses, de la baie de Vilaine (Bétahon, La Turballe, Suscinio et Pénestin) ont fait l'objet d'un suivi à moyen terme. Les variations mensuelles de la morphologie et de la sédimentologie des plages ont été analysées entre décembre 2013 et mai 2015. Les levés topographiques au DGPS de six ou sept profils *cross-shore* répartis régulièrement sur chaque plage ont été réalisés lors des plus bas niveaux de marées de vives-eaux. Ce type de suivi a largement été développé sur les plages intermédiaires sableuses dans le monde et en Bretagne (Sedrati & Anthony, 2007 ; Suarez *et al.*, 2015 ; Castelle *et al.*, 2015 ; Masselink *et al.*, 2016). Cependant, le suivi régulier d'une plage intermédiaire mixte vases/sables comme celui que nous avons mis en place sur la plage de Bétahon est quasi inexistant dans la littérature. Ainsi, en parallèle des mesures au DGPS, un suivi particulier par photogrammétrie (cerf-volant) a été mené sur le platier vaseux de Bétahon. Des prélèvements sédimentaires de surface ont également été réalisés le long de plusieurs profils afin d'appréhender la variabilité granulométrique à moyen terme des sites et d'observer le lien avec les variations morphologiques. Le suivi des variations saisonnières de la granulométrie a fait l'objet de très peu d'études, comparé à celles portant sur les variations morphologiques.

Ce chapitre s'articule de la manière suivante :

- Dans la première partie, les conditions hydrodynamiques et météorologiques générales sont détaillées et quatre périodes hydrodynamiques distinctes sont identifiées pour la période de décembre 2013 à mai 2015.
- Dans la deuxième partie, les résultats des suivis morphologiques et sédimentaires sont détaillés. Pour chaque site, sont analysées les variations de la morphologie et de la granulométrie des profils et pour la plage dans son ensemble. Une identification des secteurs les plus dynamiques des profils est également menée. Ces variations morphologiques et sédimentaires sont discutées par rapport aux forçages hydrodynamiques au large. Pour la plage sablo-vaseuse de Bétahon, des analyses complémentaires de la variabilité sédimentaire verticale et de la contrainte critique de cisaillement du platier vaseux sont proposées. Afin de ne pas surcharger la lecture de ce chapitre, les analyses détaillées des variations morpho-sédimentaires des plages de Pénestin et de Suscinio sont proposées en annexe de ce manuscrit.
- La dernière partie de ce chapitre synthétise et compare la dynamique morpho-sédimentaire des quatre plages de la baie de Vilaine à moyen terme.

## I. CONDITIONS METEO-MARINES DE DECEMBRE 2013 A MAI 2015

Quatre période de conditions hydrodynamiques sont identifiées (F1 à F4) afin de faciliter l'analyse de la morphodynamique saisonnière. La période F1 est définie de décembre 2013 à mai 2014, et correspond aux conditions hydrodynamiques lors de la période hivernale 2013/2014. Les saisons printanière, estivale et automnale sont regroupées au sein de la période F2 qui s'étend de mai à octobre 2014. La période F3 correspond aux conditions météo-marines relatives à l'hiver 2014/2015, c'est à dire de novembre 2014 à mars 2015. Enfin, la dernière période considérée, F4, correspond au printemps 201 (avril et mai). Les conditions météorologiques (la vitesse et la direction du vent) et hydrodynamiques (la hauteur significative, la période et la direction des vagues au pic d'énergie, la puissance des vagues selon la formulation de [Hardisty \(1990\)](#), la hauteur d'eau observée et prédite ainsi que la surcote résultante) sont analysées pour chaque période (Figure 110).



**Figure 110. Conditions hydrodynamiques au large (bouée Plateau du Four) de la baie de Vilaine et météorologiques (Station de Sarzeau) d'octobre 2013 à juin 2015. Du haut vers le bas : vitesse du vent à Sarzeau ; direction et provenance du vent ; hauteur significative de la houle ; puissance des vagues selon la formulation d'Hardisty (1990) ; période et direction des vagues au pic d'énergie ; hauteur d'eau prédite, observée et surcote associée au niveau du port du Crouesty. Les séries de levés topographiques sont identifiées en gris et notées de TS1 à TS16. Les différentes périodes hydrodynamiques définies sont notées de F1 à F4.**

### **I.A. Période F1 - Décembre 2013 à Avril 2014**

Au cours de l'hiver 2013/2014, deux séries de tempêtes de très haute énergie se sont succédées de fin décembre 2013 à mars 2014 (Figure 110). La Figure 111 détaille les vagues et les vents enregistrés au cours de la période F1. Le Tableau 15 récapitule pour toutes les périodes les caractéristiques des vagues et des vents observés. La première série de tempête atteint le littoral de Bretagne Sud au cours de la période de Noël 2013 et du début janvier 2014. Des hauteurs significatives au large dépassant 7 m (avec une puissance de vague  $6.10^6 \text{ J.s}^{-1}$ ) sont observées lors de la tempête Dirk (23-26 décembre). Des houles orientées Ouest à Sud-Ouest caractérisent cette tempête. Un surcote maximale de 0.98 m est mesurée par le marégraphe du port du Crouesty. Les hauteurs d'eau dépassent le niveau de référence altimétrique des plus hautes mers astronomiques (PHMA) lors des marées vives-eaux de début janvier 2014. Des vents de 16 m/s et orientés Ouest à Sud-Ouest sont associés à cette période de fort hydrodynamisme. Après une baisse de l'énergie en janvier 2014, ponctuée d'un coup de vent en milieu de mois ( $H_s = 4 \text{ m}$ ), la deuxième série de tempêtes s'étend sur tout le mois de février 2014. Le début de la série est de très haute énergie et coïncide avec une phase descendante de marées. Des surcotes proches de 1 mètre sont observées. Les houles d'Ouest mais également du Sud/Sud-Ouest présentent des hauteurs entre 5 et 7m. Des vents de 12 m/s sont associés à cette période de forte énergie. La suite de la série de tempêtes est d'intensité plus modérée, les hauteurs de vagues d'Ouest sont inférieures à 5 m. Le vent d'intensité moindre induit une surcote inférieure à 0.5 m lors des pleines mers de vives-eaux. Une baisse des conditions d'agitation est observée en fin de période F1. La hauteur significative au large est alors de 1 m en avril 2014. La vitesse du vent est inférieure à 8 m/s et d'orientation plus variable. Un coup de vent survient fin avril, caractérisé par une hauteur significative de 4 m au pic. **L'hiver 2013/2014 a été le plus énergétique observé en Europe occidentale depuis 1948 (Masselink et al., 2015 ; Castelle et al., 2015 ; Masselink et al., 2016 ; Scott et al., 2016).** La période F1 est caractérisée par deux séries de tempêtes de très forte énergie (en décembre 2013 et février/mars 2014) suivi d'une baisse progressive des conditions d'agitations au large à partir de mars 2014 ponctuée par quelques coups de vent de moindre intensité. Une analyse spécifique des conditions hydrodynamiques de l'hiver 2013/2014 est proposée dans l'article : "*Regional-scale impact of winter 2013/2014 high energy conditions on various intermediate beaches - South Brittany case*" (Chapitre 5).

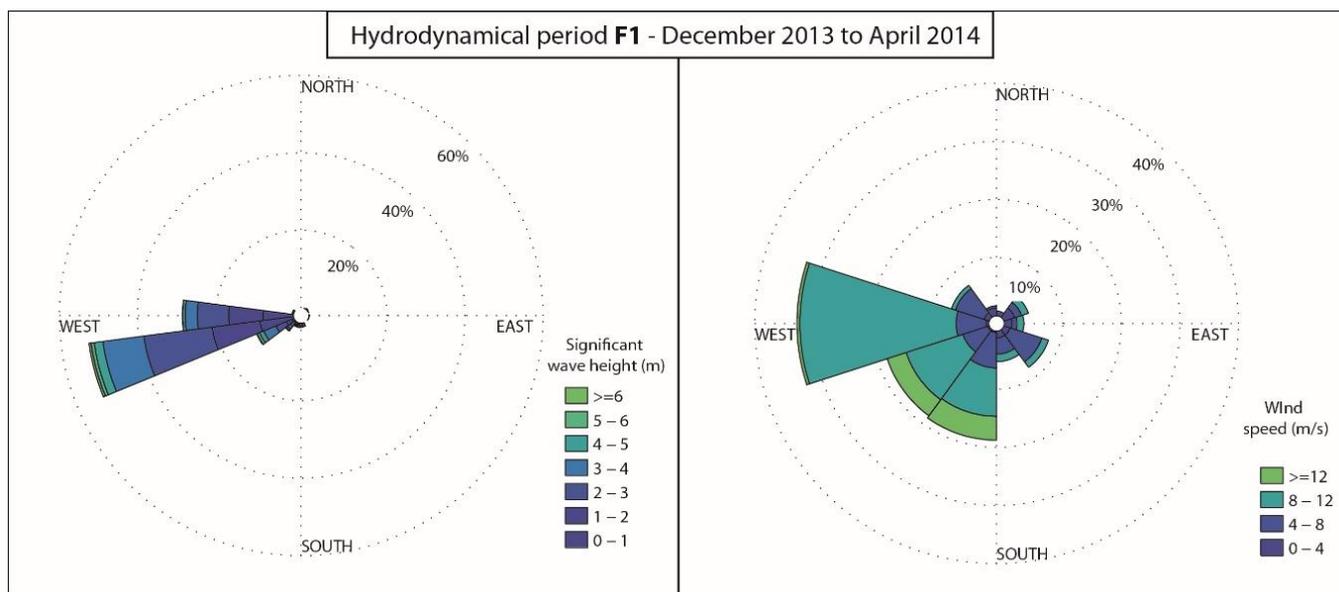


Figure 111. Rose des hauteurs significatives des vagues en fonction de la direction au pic d'énergie (pas de temps horaire) au niveau du Plateau du Four sur la période de décembre 2013 à avril 2014 (F1) ; Rose des vitesses du vent en fonction des directions (pas de temps horaire) au niveau de la station météorologique de Sarzeau sur la période de décembre à avril 2013 (F1).

### I.B. Phase F2 - mai 2014 à novembre 2014

La phase F2 est caractérisée par des conditions météo-marines calmes. La Figure 112 détaille les vagues et les vents enregistrés au cours de la période F2. Le Tableau 15 récapitule pour toutes les périodes les caractéristiques des vagues et des vents observés. Une baisse progressive mais rapide de l'énergie ( $< 0.1 \text{ J.s}^{-1}$ ) et de la hauteur significative est observée à partir de mars jusqu'en septembre 2014. Cette dernière ne dépasse pas 1.5 m de manière générale. Des coups de vent ponctuels sont observés au printemps 2014 et ceux-ci deviennent très peu nombreux au cours de l'été 2014. Le vent est caractérisé par des vitesses inférieures à 6 m/s sur cette première partie de la période F2. Le vent est régulièrement en provenance de la terre (du Nord ou de l'Est). Une alternance de surcotes et de décotes d'une amplitude de 0.25 m est observée. Un coup de vent de plus forte intensité est observé en août 2014 (dépression « Bertha »), les hauteurs significatives au large atteignent alors 3m. Une augmentation des conditions d'énergie est observée à la sortie de la période estivale. Les premières tempêtes, en provenance de l'Ouest-Sud-Ouest, sont observées à partir de fin octobre 2014 et sont caractérisés par des hauteurs significatives au large proche de 4 m. Les vents associés à ces premières tempêtes d'énergie modérée ( $0.5 \cdot 10^6 \text{ J.s}^{-1}$ ) atteignent 12 m/s. Des surcotes de 70 cm sont détectées lors d'une tempête concomitante à une période de marées de vives-eaux. **La période F2 est caractérisée par une baisse rapide de l'énergie lors du printemps 2014. De coups de vent ponctuels associés à des hauteurs significatives de 4 m sont observés. Ceux-ci deviennent peu fréquents au cours de l'été et les conditions calmes dominant. La hauteur significative des vagues oscille entre 1m et 2m au large. Un coup de vent est observé en aout 2014. Le retour à des conditions d'énergie modérée est associé aux tempêtes (Hs = 4 m) automnales d'octobre et novembre 2014 induisant des surcotes relativement fortes.**

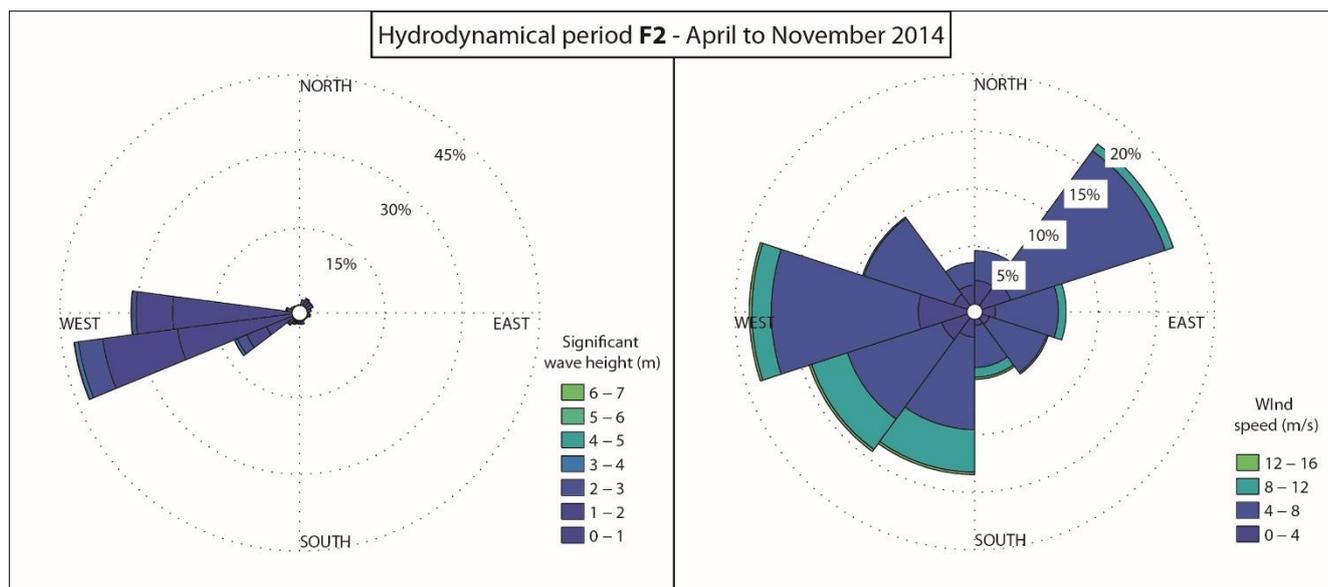


Figure 112. Rose des hauteurs significatives des vagues en fonction de la direction au pic d'énergie (pas de temps horaire) au niveau du Plateau du Four sur la période d'avril à novembre 2014 (F2) ; Rose des vitesses du vent en fonction des directions (pas de temps horaire) au niveau de la station météorologique de Sarzeau sur la période d'avril à novembre 2014 (F2).

### I.C. Période F3 - novembre 2014 à mars 2015

L'installation d'un régime hydrodynamique plus agité est observée lors de l'hiver 2014/2015. La Figure 113 détaille les vagues et les vents enregistrés au cours de la période F3. Le Tableau 15 récapitule pour toutes les périodes les caractéristiques des vagues et des vents observés. Des hauteurs significatives inférieures à 3m sont observées en fin d'année 2014 associées à des vents orientés Nord-Ouest et ne dépassant pas régulièrement des vitesses de 6 m/s. Le début d'année 2015 présente une amplification des conditions d'agitations au large. Des vitesses de vent proches de 12 m/s et en provenance de l'Ouest entraînent une tempête hivernale mi-janvier 2014. La hauteur significative des vagues atteint alors 6 m en début lors des marnages croissants de vives-eaux. Cet évènement de forte énergie ( $2.5 \cdot 10^6 \text{ J} \cdot \text{s}^{-1}$ ) est le plus intense de la période F3. La surcote lors de cet épisode tempétueux atteint 0.6 m. Les mois de février et mars 2014 sont caractérisés par des marées de vives-eaux exceptionnelles, avec une période de retour 18,6 années (cycle de Saros). Des conditions d'énergie modérée ( $< 1 \cdot 10^6 \text{ J} \cdot \text{s}^{-1}$ ) sont observées pendant la phase de très fort marnage de février. La hauteur des vagues au large n'excède pas 3m. Une alternance de surcotes et de décotes d'une amplitude de 0.25 m est observée en fonction de l'orientation des vents passant de Ouest/Sud-Ouest à Nord. Le niveau d'eau est alors proche ou légèrement inférieur à ceux observés lors des tempêtes extrêmes de l'hiver 2013/2014. La seconde phase de vives-eaux de Mars 2015 se produit lors de conditions de faible agitation ( $< 0.5 \cdot 10^6 \text{ J} \cdot \text{s}^{-1}$ ), les hauteurs significatives au large ne dépassent pas 1 m. La fin de la période hivernale 2014/2015 est caractérisée par des conditions hydrodynamiques de faible intensité. Des vents de terre sont observés entraînant une décote locale décimétrique. **Les conditions d'énergie de l'hiver 2014/2015 sont beaucoup moins intenses que celles de l'hiver 2013/2014. Des coups de vent ponctuels d'énergie modérée ( $H_s = 3 \text{ m}$ ) sont observés en début de période hivernale. Une tempête de plus forte énergie ( $H_s = 6 \text{ m}$ ) est observée**

mi-janvier 2015 avec des Hs inférieures à 6m. La seconde partie de la période F3 est caractérisée par des marées de vives-eaux exceptionnelles (d'occurrence 18 ans). Des conditions d'énergie modérée ( $H_s < 3$  m) sont observées lors de la phase de vives-eaux de février 2015 et un hydrodynamisme de très faible intensité ( $H_s < 1.5$  m) est associé à la seconde phase de vives-eaux exceptionnelles de mars 2015.

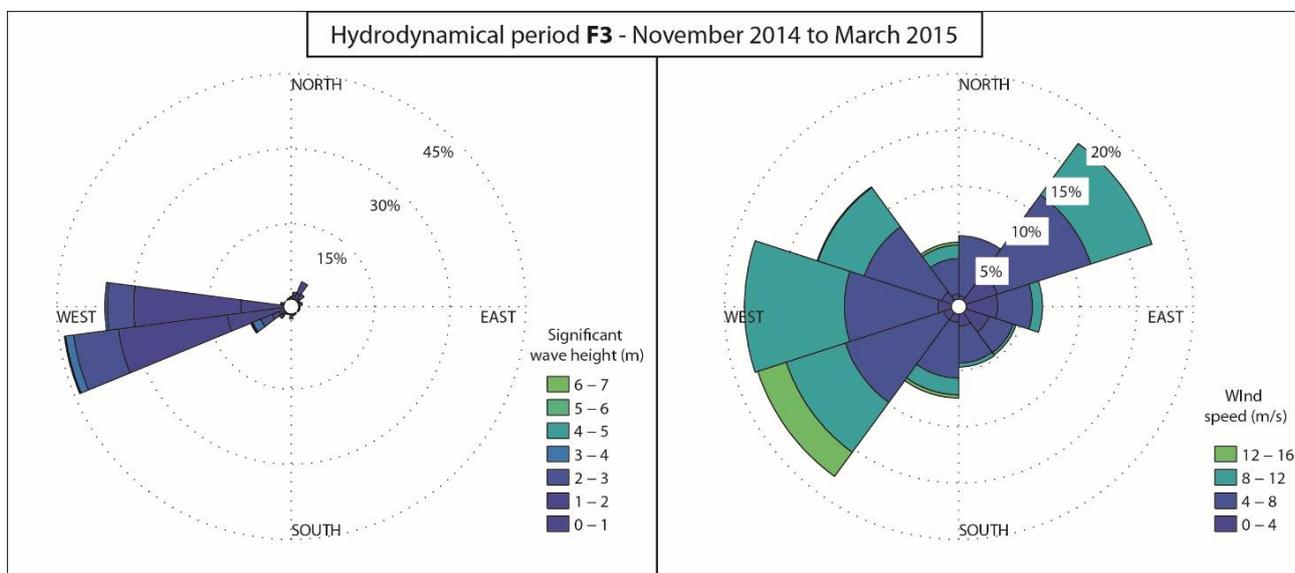
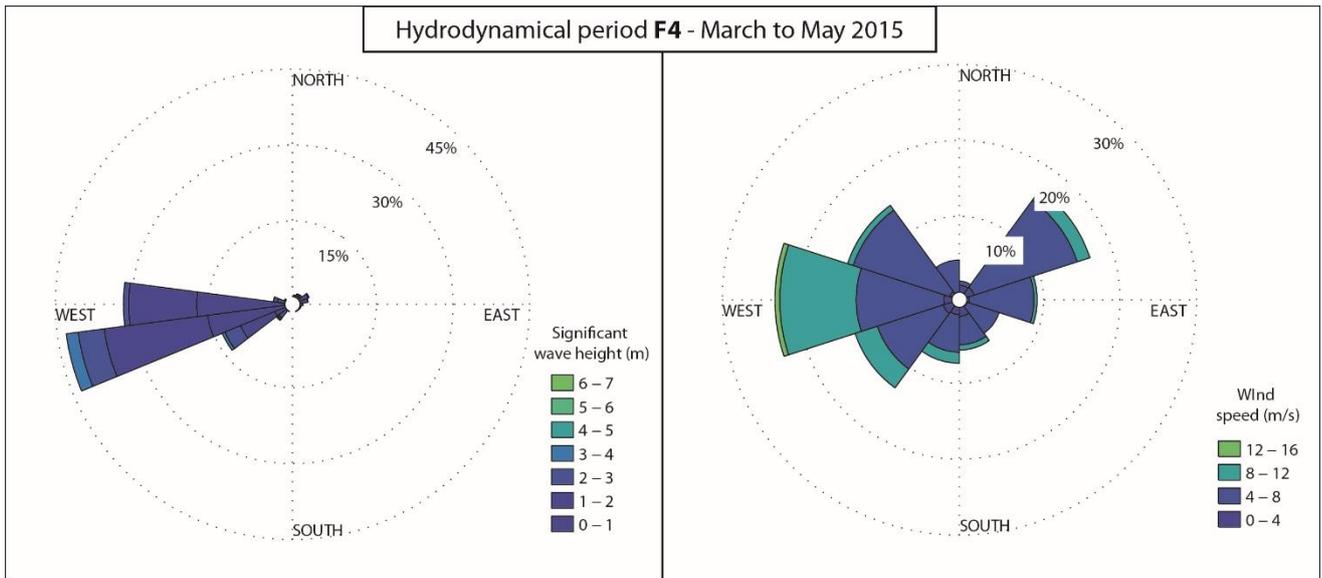


Figure 113. Rose des hauteurs significatives des vagues en fonction de la direction au pic d'énergie (pas de temps horaire) au niveau du Plateau du Four sur la période de Novembre 2014 à mars 2015 (F3) ; Rose des vitesses du vent en fonction des directions (pas de temps horaire) au niveau de la station météorologique de Sarzeau sur la période de novembre 2014 à mars 2015 (F3).

#### I.D. Période F4 - avril et mai 2015

La période hydrodynamique F4 correspond aux conditions météo-marines des mois printaniers d'avril et mai 2015. La Figure 114 détaille les vagues et les vents enregistrés au cours de la période F4. Le Tableau 15 récapitule pour toutes les périodes les caractéristiques des vagues et des vents observés. Un coup de vent ponctuel est observé début avril lors de la phase de morte-eau et au cours de la baisse globale de l'énergie des vagues au large. Cette tempête d'énergie modérée est caractérisée par des hauteurs significatives inférieures à 3 m et des vents d'Ouest de vitesses inférieures à 8 m/s. Le mois d'avril est relativement plus énergétique. Deux coups de vent également d'énergie modérée ( $< 1.10^6 \text{ J.s}^{-1}$ ) sont observés au cours d'une période de vives-eaux intermédiaires. Les hauteurs de vagues au large sont inférieures à 3 m et une surcote de 0.3 à 0.5 m est détectée lors de vents de Ouest/Sud-Ouest en début d'augmentation des marnages. **La période F4 est caractérisée par une baisse continue de l'énergie, débutée en fin d'hiver 2014/2015. Des coups de vents d'énergie modérées ( $H_s < 3\text{m}$ ) sont observés principalement au mois de mai. Des surcotes de 0.5 m sont identifiées au moment des pleines mers de vives-eaux concomitantes à ces épisodes plus énergétiques.**



**Figure 114.** Rose des hauteurs significatives des vagues en fonction de la direction au pic d'énergie (pas de temps horaire) au niveau du Plateau du Four sur la période de mars à mai 2015 (F4) ; Rose des vitesses du vent en fonction des directions (pas de temps horaire) au niveau de la station météorologique de Sarzeau sur la période de mars à mai 2015 (F4).

### I.E. Synthèse des conditions hydrodynamiques au large de décembre 2013 à mai 2015

Le Tableau 15 récapitule les conditions météo-marines pour chaque période hydrodynamique définie entre décembre 2013 et mai 2015. La période F1 est la plus énergétique et caractérise l'hiver 2013/2014 où deux séries de tempêtes de très haute énergie et de longue durée se sont succédées. En moyenne, les vagues au large sont caractérisées par une hauteur significative de 2.3 m et la hauteur significative maximale de 7.6 m est observée lors de la première série de tempêtes de fin décembre 2013 (incluant la tempête « Dirk »). Une vitesse moyenne maximale des vents de 15.7 m/s est enregistrée lors de cette période tempétueuse. La période F2 est la moins énergétique sur la période de suivis. Une hauteur significative moyenne de 1.1 m est observée et une hauteur de vague maximale 4.5 m est mesurée lors des coups de vents printaniers. La période F3 présente des hauteurs de vagues légèrement plus élevées que les phases F2 et F4. Cependant, les conditions d'énergie de l'hiver 2014/2015 sont largement moins intenses que lors de l'hiver 2013/2014. La hauteur significative moyenne atteint 1.5 m et la tempête hivernale de janvier 2015 est caractérisée par une hauteur maximale de 5.8 m. La période F4 montre une baisse d'énergie suite à l'hiver 2014/2015. La hauteur significative moyenne est alors de 1.3 m et des coups de vent ponctuels de mai 2015 sont caractérisés par une hauteur des vagues maximale de 3.7 m.

Hydrodynamic period	Date	Average wind speed	Maximum wind speed	Average Hs	Maximum Hs	Minimum Hs	Average Tp	Maximum Tp	Minimum Tp
F1	December 2013 to april 2015	8,1	15,7	2,3	7,6	0,3	10,9	21,9	2,7
F2	April 2013 to November 2014	5,6	13,6	1,1	4,5	0,1	8,4	18,9	2,1
F3	November 2014 to march 2015	6,9	13,8	1,5	5,8	0,2	9,9	21,2	2,2
F4	March 2015 to May 2015	6,4	12,7	1,3	3,7	0,3	9,3	19,0	2,6

**Tableau 15. Récapitulatif des principales caractéristiques hydrodynamiques et météorologiques des quatre périodes hydrodynamiques (F1 à F4) définies entre décembre 2013 et mai 2015.**



## II. ANALYSE DES VARIATIONS MORPHO-SEDIMENTAIRES A MOYEN-TERME DES PLAGES DE BETAHON, LA TURBALLE, PENESTIN ET SUSCINIO

Les variations morphologiques et sédimentaires des quatre plages sélectionnées en baie de Vilaine (variations mensuelles d'altitudes, de volume sédimentaire, de la surface de battement des profils) sont proposées pour chaque profil et pour les plages dans leur ensemble. Une approche sectorielle est présentée afin de déterminer les secteurs les plus dynamiques de la plage le long des axes *cross-shore*. La variabilité granulométrique est ensuite étudiée selon la répartition des fractions sédimentaire les plus mobiles dans le sédiment ainsi que d'une manière plus générale selon la médiane granulométrique. Pour finir, le lien entre les variations morphologiques des plages et les paramètres représentatifs de l'hydrodynamisme au large est étudié.

Afin de ne pas alourdir le contenu de ce chapitre, seuls les détails des variations morpho-sédimentaires des plages de La Turballe et de Bétahon sont présentés. Ceux portant sur les plages de Pénestin et Suscinio sont disponibles en annexes 5 et 6. Pour chaque plage, un récapitulatif des points essentiels des observations de la dynamique sédimentaire à moyen terme est proposé.

### II.A. Plage de Bétahon

Six profils *cross-shore* ont été suivis sur la plage de Bétahon de décembre 2013 à mai 2015 (Figure 115). L'analyse des variations morphologiques est réalisée suivant deux approches : globale (profils en entier et plage dans son ensemble) et sectorielle (par secteurs de profils). Les résultats sont présentés du profil Nord-Ouest de la plage (profil P1) au profil Sud-Est (P6). L'analyse des variations granulométriques est réalisée au niveau des profils échantillonnés (P2, P4 et P6). La plage de Bétahon présentant une section intertidale atypique, un suivi complémentaire a également été effectué au niveau de la section centrale du platier vaseux comprenant la prise de vues aériennes couplée à une analyse photogrammétrique entre juin 2014 et février 2016, des prélèvements sédimentaires ponctuels de surface et une analyse de la variabilité sédimentaire verticale en début de platier vaseux associée à des mesures de contraintes de cisaillement.



Figure 115. Localisation des profils *cross-shore*, des prélèvements sédimentaires de surface, des suivis de la limite vase/sable et de la zone de suivi par imagerie aérienne par cerf-volant sur la plage de Bétahon.

### II.A.1. Variabilité morphologique par profils de la plage de Bétahon

Cette première section propose une approche générale de la dynamique morphologique à moyen terme. Celle-ci repose sur l'analyse de différentes grandeurs témoignant de la dynamique morphologique des profils *cross-shore* et de la plage de Bétahon dans son ensemble.

#### II.A.1.a. Variations morphologiques et mouvements de la rupture de pente

Tous les profils de plage présentent une section intertidale de type intermédiaire avec une partie réfléchive plus ou moins pentue et une partie dissipative vaseuse de type *Low Tide Terrace* (Figure 116). Au niveau de la section dissipative vaseuse, les parties latérales de la plage (P1 et P6) présentent une altitude moyenne plus élevée que celle de la zone centrale (P3 et P4). Face à l'enrochement en P2, le platier vaseux présente une altitude proche de la partie centrale : un écart d'environ 1 mètre est observé. La section dissipative vaseuse présente donc une concavité selon un transect *longshore*. Nous pouvons également observer que le platier vaseux atteint son altitude maximale, proche du niveau moyen de la mer, en P6. La section réfléchive de la plage présente un comportement quasi-inverse. La hauteur minimum est observée au niveau des zones latérales et la pente la plus faible est identifiée en P1. La présence de l'enrochement au niveau du profil P2 induit une réduction de la section réfléchive. La pente de la portion réfléchive est maximale entre le profil P2

et P4. La section dunaire (caractérisée par la limite interne du profil) est la plus développée au centre et à l'Est de la plage de Bétahon.

La variabilité morphologique de cette plage de sédiments mixtes se traduit par la distribution de l'écart-type des altitudes le long des profils. La variabilité morphologique des profils est très complexe. La première zone dynamique est identifiée en bas de profils (section dissipative). Les profils P1 à P4 présentent une forte variabilité correspondant à la dynamique de la rupture de pente et de la bordure interne du platier vaseux ainsi que celle associée aux structures en *ridges and runnels*. Cette variabilité est moins marquée sur les sections dissipatives des profils P5 et P6, plus stables. Pour les sections réfléchives, la variabilité la plus importante est identifiée à l'Ouest de la plage (P1 et P2). La partie centrale et basse de la section réfléchive du profil P1 située autour du niveau moyen des mers correspond au deuxième secteur dynamique. En zone centrale de la plage, cette section médiane du profil est moins dynamique. La troisième zone de forte variabilité d'altitude est observée en haut de profil (au-dessus du niveau de PMVE) et correspond au mouvement du pied de dune sur les profils P3 à P6 (la variabilité maximale est observée en P6). Au niveau du P1, le pied de dune n'est pas impacté, mais l'ensemble de la dune, d'altitude plus faible, présente une forte variabilité. La dynamique générale d'un profil de plage peut également se décrire par ses profils enveloppes. Les Figure 117 et Figure 118 présentent les profils moyens, maximum et minimum. Sur les profils P1 à P4, l'écart d'altitude entre le profil minimum et maximum augmente progressivement du haut vers le bas et atteint un maximum au niveau du platier vaseux. Nous pouvons cependant noter que pour le profil P2 l'écart maximum est observé en pied d'enrochement. Les sections réfléchives des profils P5 et P6 présentent un écart aux profils enveloppes plus important que les sections dissipatives, les sédiments vaso-sableux y étant plus compacts.

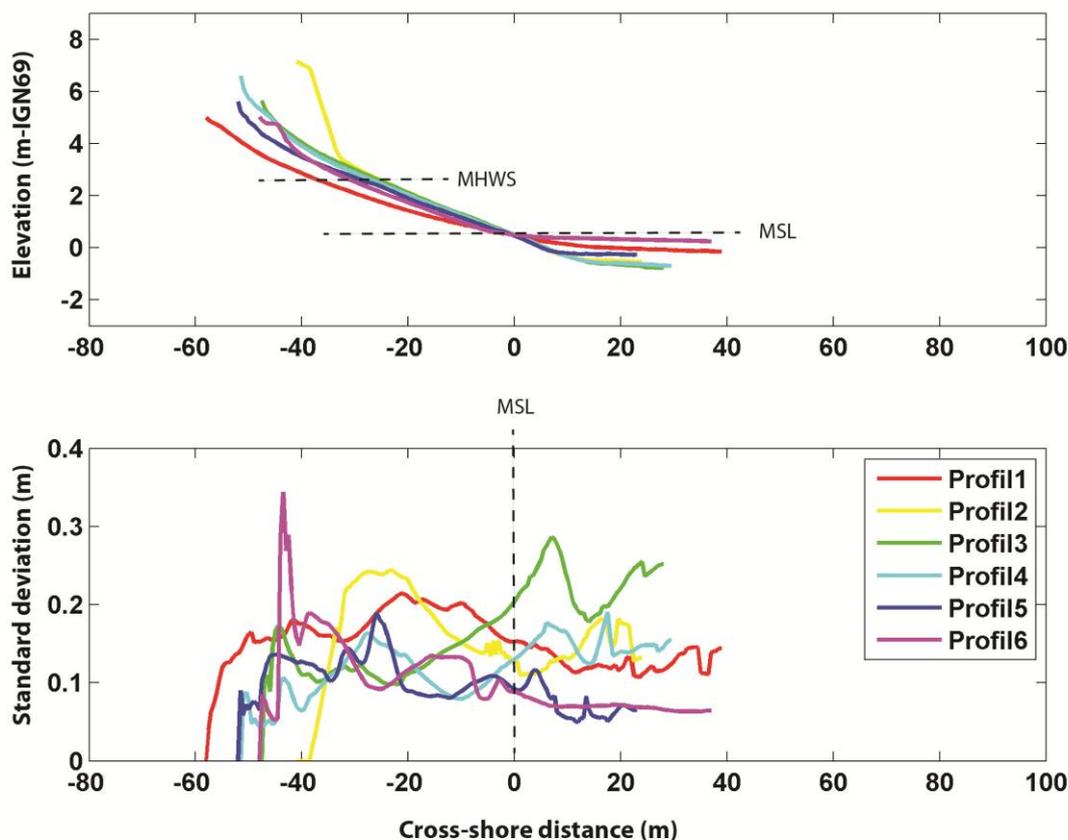


Figure 116. Altitudes moyennes et écarts-types des altitudes des profils de plage de Bétahon, centrés au niveau moyen des mers (NM=0.52 m IGN69).

Les Figure 117 et Figure 118 présentent les évolutions mensuelles des profils P1 à P6 de décembre 2013 à mai 2015. Les variations morphologiques mensuelles sont couplées aux variations de positions de la rupture de pente. La superposition des séries temporelles des profils et les positions des niveaux caractéristiques de la marée sont détaillés sur la Figure 119. Nous basons notre analyse sur les périodes temporelles F1 à F4 définies en début de chapitre. Entre décembre 2013 et fin mars 2014, seule la section réfléchive et le début de la section dissipative sableuse sont levés. Le début du platier vaseux est levé pour chaque profil par la suite. La section suivante de ce chapitre traite des variations morpho-sédimentaires du platier vaseux.

**La période F1** correspond à l'impact morphologique de l'hiver 2013/2014. La tempête (Dirk) de la fin décembre 2013 entraîne une accumulation de sédiments (+ 0.35 m) au niveau des sections réfléchives des profils P1 et P2 autour du niveau de PMVE. Les autres profils de plage présentent une érosion de - 0.3 m. Cette perte de sédiment est localisée sur la portion inférieure des sections réfléchives des profils. Des rides de fortes amplitudes sont observées au niveau de la rupture de pente en P2. Nous pouvons noter que le profil P5 est relativement stable suite à ces premières tempêtes majeures de l'hiver 2013/2014. Excepté pour le profil P6, la rupture de pente présente un recul vers la côte de 5 à 10 m. Entre début janvier et février 2014, une érosion du haut de la section réfléchive du profil P1 se produit (- 0.25 m). Le profil P6 présente également des patches érosifs, parsemés et d'amplitudes plus faibles. Les autres sections réfléchives présentent un engraissement

ponctuel ou plus étendu de + 0.1 à + 0.5 m, le maximum étant observé au niveau du profil P2. Sur la section centro-méridionale de la plage, des accumulations sédimentaires sont observées en haut de plage au-dessus du niveau de PMVE, conséquence de cette période de plus faible agitation. Une migration vers le large (5 à 10 m) de la rupture de pente est observée.

La deuxième série de tempêtes majeures de ce premier hiver de mesures s'est produite entre février et fin mars 2014. La réponse morphodynamique de la plage est contrastée. Une accumulation sédimentaire est observée de nouveau au niveau du profil P1 mais d'amplitude plus faible (+0.25 m) que lors des premières tempêtes de décembre 2013. La rupture de pente est alors marquée (concave) suite au dépôt sédimentaire localisé en haut et bas de la section réfléchive. Les profils P2 et P3 présentent un nivellement important vers le bas. Une érosion de - 0.6 m est observée au pied de l'enrochement et une diminution d'altitude autour de - 0.4 m est détectée sur l'ensemble du profil P3. La section dissipative est érodée avec la même amplitude. La réponse morphologique des profils P4 à P6 à ces tempêtes majeures est quasi nulle. Un léger engraissement est observé en P5 et les profils P4 et P6 sont stables, excepté une érosion et un recul du front dunaire (-1 m) en P6. De nouveau, une migration vers le large de la rupture de pente s'opère. Le retour à des conditions d'énergie calme en fin de période F1 est caractérisé par un engraissement global (+0.2 à +0.5 m) de la section réfléchive et du platier vaseux entre le profil P1 et P3 et à une stabilité morphologique des profils méridionaux. La rupture de pente recule vers le littoral sur l'ensemble des profils.

**Lors de la période hivernale tempétueuse 2013/2014, l'impact morphologique des premières tempêtes de décembre 2013 est significative comparée à celles de fin février 2014. Les zones latérales (profils P1 et P2) présentent une accrétion, tandis qu'une érosion est observée au niveau des profils P3 à P5. La morphologie initiale de la plage est un élément prépondérant dans l'amplitude de la réponse morphologique de la plage. Un recul de pente vers le littoral se produit avec les conditions d'agitation et une avancée rapide vers le large est observée avec le retour aux conditions plus calmes. La deuxième série de tempêtes de février 2014 engendre peu de variations morphologiques de la plage, excepté une érosion du front dunaire du cordon.**

En début de période F2, une légère accrétion est observée sur une large partie de la plage, par patch, jusqu'en juillet 2014. Les sections réfléchives des profils P2 et P3, situées au-dessus du niveau de PMME, présentent cependant une érosion (< 0.2 m) en juin 2014. La section vaseuse des profils présente également une légère érosion (< 0.2 m) ponctuelle au centre de la plage, tandis qu'un apport de vase ou une stabilité sont identifiés sur les parties latérales. Le reste de la tempête tropicale « Bertha » de début août 2014 entraîne une érosion des profils au niveau réfléchif et dissipatif. Les variations sont cependant d'amplitude moindre que lors de la période F1. Nous pouvons noter qu'en P3, un dépôt de vase fluide s'opère sur le platier vaseux. Durant cette première partie de la période F2, la rupture de pente est relativement stable ou elle migre de quelques mètres vers le large. **La période estivale 2014, énergétiquement faible, est caractérisée par des variations ponctuelles ou une stabilité topographique de la portion réfléchive de la plage. Des apports de vases fluides sur le platier vaseux fortement érodé en *ridges and runnels* pendant l'hiver**

**2013/2014, sont également observés.** Entre août et septembre 2014, une phase d'engraissement plus importante est identifiée d'amplitude croissante de l'Ouest vers l'Est de la plage de Bétahon. Un dépôt de vase fluide entre 0.1 m et 0.2 m est observé sur le platier vaseux méridional (P4 à P6) et la portion inférieure de la partie réfléchive s'engraisse (maximum 0.45 m en P4) et devient concave sur toutes les parties de la plage. Le retour à des conditions d'agitation un peu plus fortes en fin de période F2 entraîne un recul de la rupture de pente qui devient plus abrupte. Les variations morphologiques de la plage sont disparates. Un engraissement par des dépôts de patch sédimentaires non cohésifs est observé sur la section réfléchive des profils P1 et P3 tandis qu'une érosion est observée en P2, P4 à P6. Les changements morphologiques des sections dissipatives des profils (platier vaseux) sont complexes en raison des apports et de la migration longitudinale rapide de cette vase fluide. **Suite à une phase d'engraissement plus importante entre août et septembre 2014, le début de la période automnale 2014, et le retour des conditions d'énergie un peu plus forte, entraîne une érosion de la partie supérieure réfléchive (au-dessus du niveau de PMVE). Issus d'érosions ponctuelles, des dépôts et des migrations rapides de vases fluides sur le platier vaseux sont également observés. La rupture de pente recule vers le littoral en cette fin de période F2.**

**La période F3** correspond à l'hiver 2014/2015. Ce dernier est beaucoup moins énergétique que l'hiver précédent (phase F1). Le profil P1 est relativement stable en fin d'année 2014 et présente une phase d'engraissement importante (sur l'ensemble du profil) en début d'année 2015. Un recul important (- 15 m) de la rupture de pente, lié au dépôt de vase fluide, est alors observé. Le profil P2 continue son érosion débutée en fin de période F2, mais d'intensité moindre (- 0.15 m). La section vaseuse est également érodée (- 0.4 m) en fin d'année 2014 comme pour le profil P3. Cependant, tandis que l'érosion du platier vaseux se poursuit en P2, un dépôt (+ 0.2 m) est détecté en P3 en début d'année 2015. A ce dépôt est associée une légère érosion de la section réfléchive. La rupture de pente est stable (P3) ou migre (P2) vers le large sur cette partie de la plage. La section vaseuse du profil P4 présente la même dynamique qu'en P3, avec une alternance d'érosion et de dépôt jusqu'en février 2015. L'érosion de la partie réfléchive du profil se produit par contre en fin d'année 2014. Cette section est ensuite morphologiquement stable. Les variations de topographie du profil P5, jusqu'en février 2015, se résument à un dépôt de vase fluide en section dissipative. Une érosion ponctuelle, issue du réajustement local du profil aux conditions d'énergie entrante, se poursuit jusqu'en février 2015 au niveau du profil P6. **La première moitié de l'hiver 2014/2015 est caractérisée par des alternances d'érosion du platier vaseux et de dépôt de vase fluide sur les parties dissipatives des profils. Des patches d'érosion de faibles amplitudes apparaissent en milieu de sections réfléchives sur les profils P2, P3. La partie centrale (P4 et P5) non-cohésive de la plage est stable et une accrétion s'opère sur l'ensemble du profil à l'Ouest de la plage (P1).** La seconde partie de l'hiver présente des conditions hydrodynamiques moins agitées et des marées exceptionnelles, se traduisant par une érosion autour de la rupture de pente (niveau moyen de la mer) et au-dessus du niveau de PMVE pour le profil P1 entre février et mars 2015. Suite à ces premières grandes marées de vives-eaux fin février, un apport de sédiment est identifié sur

l'ensemble de la section réfléchive du profil P3 et par patch sur le profil P6. Les autres profils sont stables. En fin de période F3, les sections latérales vaseuses de la plage (P1, P5 et P6) sont stables et les sections dissipatives centrales (P2, P3 et P4) présentent toutes une baisse d'altitude (< 0.3 m). **Sur la seconde partie de la période F3, les faibles variations morphologiques des sections réfléchives concernent des ajustements et des lissages des figures sédimentaires lors des marées de vives-eaux exceptionnelles. Nous pouvons noter tout de même un apport de sédiment au-dessus du niveau PMVE en P1. Les érosions de section dissipative et du bas de section réfléchive entraînent une migration de la rupture de pente vers le large (2 à 8 m). Les domaines de la plage stables morphologiquement ou en accrétion entraînent respectivement une stabilité ou un recul de la rupture de pente. Une alternance d'érosion et de dépôt des sections vaseuses est identifiée entre le profil P1 et P4. La section vaseuse à l'Ouest de la plage, constituée d'un mélange sable/vase plus équilibré, ne varie pas ou peu.**

**La dernière période F4** regroupe les variations morphologiques entre avril et mai 2015. Les sections latérales de la plage sont stables (P1 et P6). Une érosion est détectée au niveau de la rupture de pente des profils P2 à P5. L'altitude du début de section dissipative baisse et la pente de la partie réfléchive inférieure augmente. Des dépôts éparses (+0.25 m) sont identifiés sur les sections réfléchives des profils P4 et P5 entre les niveaux de PMVE et PMME. L'érosion observée du sédiment entraîne un recul plurimétrique de la rupture de pente vers le littoral. **Les conditions hydrodynamiques des mois printaniers d'avril et mai 2015 entraînent un recul de la rupture de pente associé à une érosion et un transport du sédiment non-cohésif. Des dépôts de sables sont identifiés sur les parties réfléchives centrales de la plage. L'altitude du platier vaseux est relativement stable.**

Les variations d'altitude du platier vaseux et l'occurrence des structures en *ridges and runnels* sont précisées dans la section suivante de ce chapitre portant sur l'évolution topographique du platier vaseux.

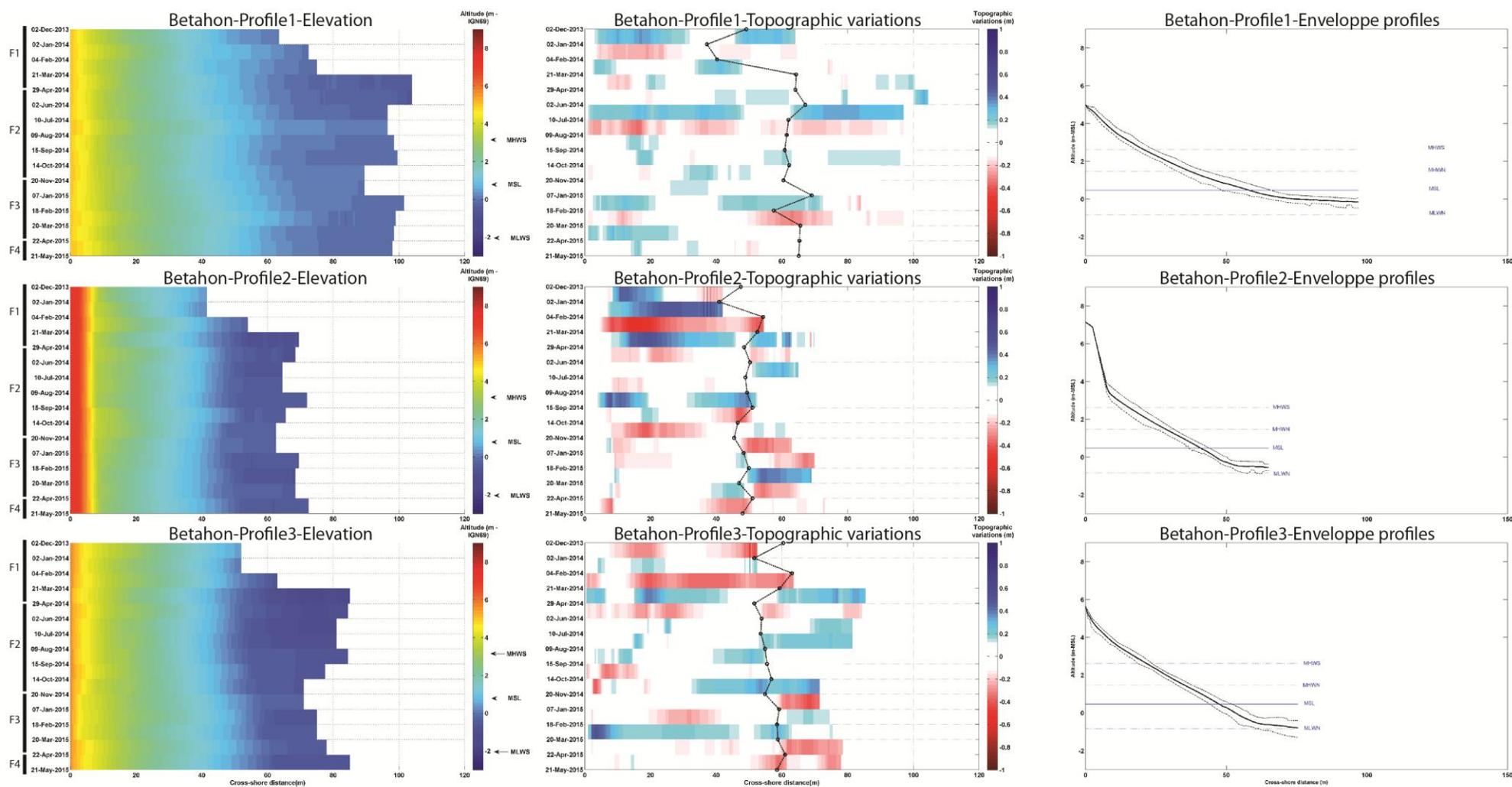


Figure 117. Variations d'altitudes, différentiels d'altitudes et profils enveloppes des profils P1, P2 et P3 de la plage de Bétahon.

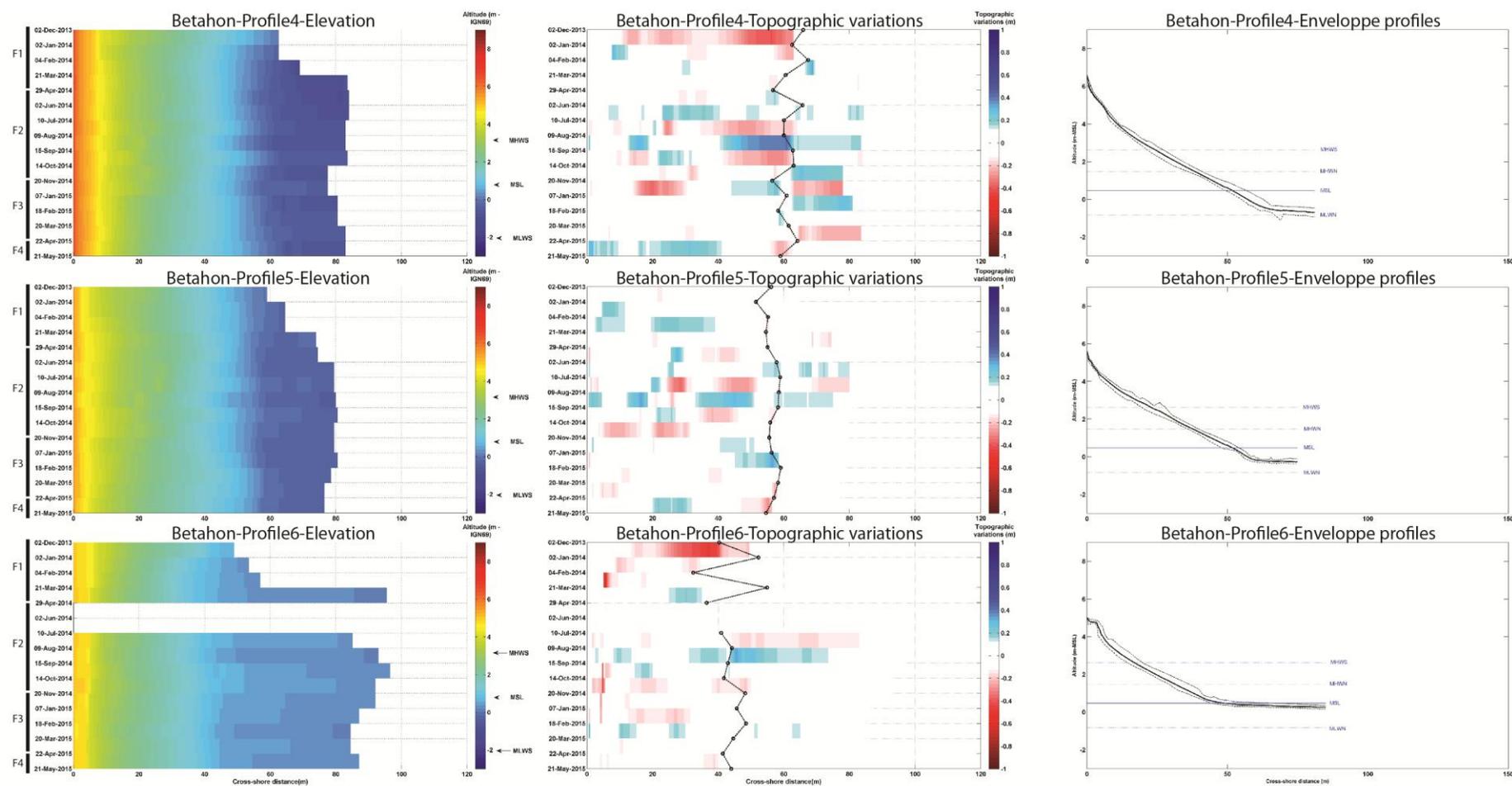


Figure 118. Variations d'altitudes, différentiels d'altitudes et profils enveloppes des profils P4, P5 et P6 de la plage de Bétahon.

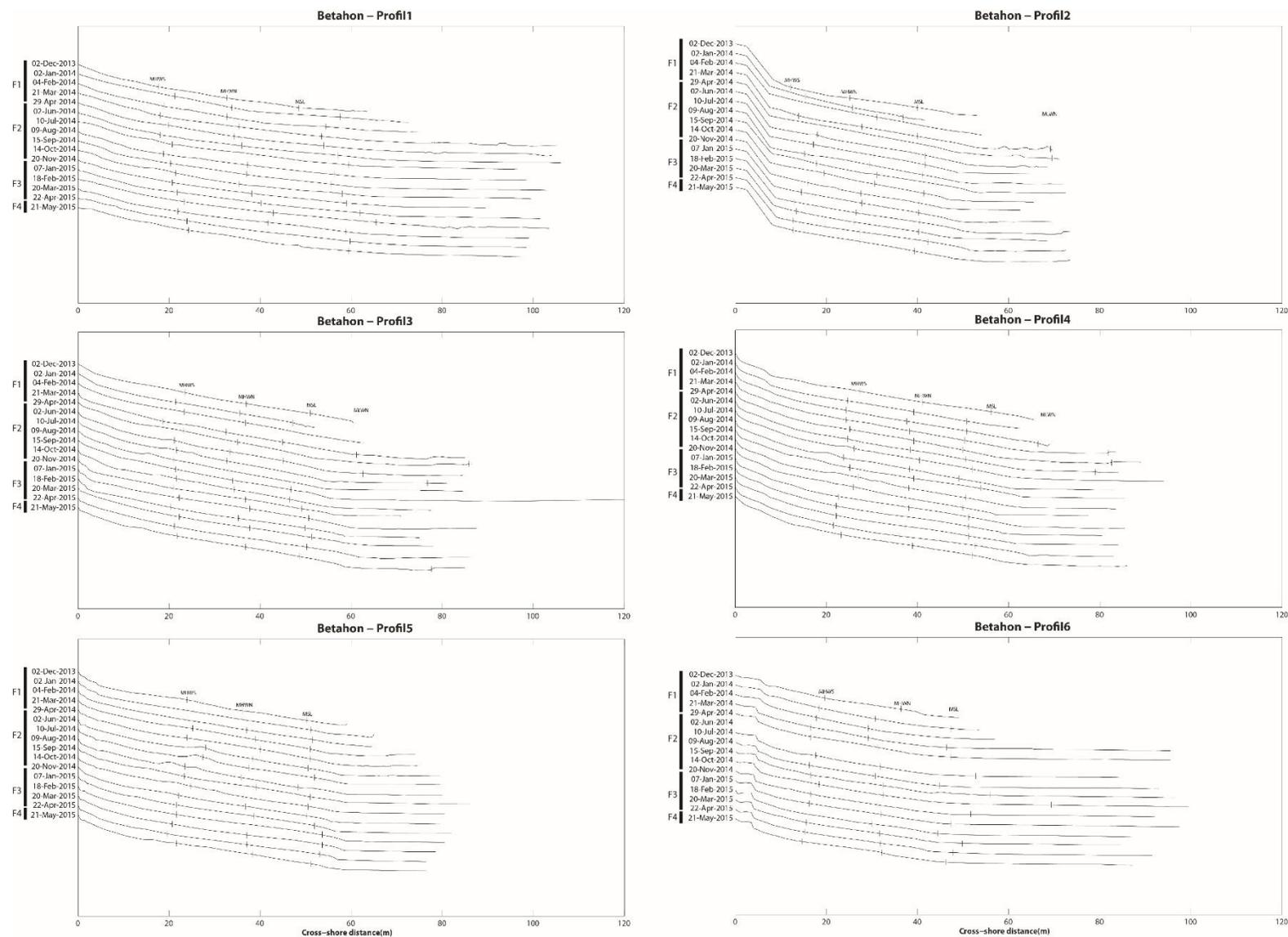


Figure 119. Évolution des profils P1, P2 P3, P4, P5 et P6 de la plage de Bétahon de décembre 2013 à mai 2015.

### II.A.1.b. Variations d'altitude du platier vaseux

Des variations d'altitude relativement importantes caractérisent le platier vaseux de Bétahon. Celles-ci peuvent être associées à la présence ou non de *ridges and runnels*. La série temporelle de mesures d'altitude du platier vaseux pour chaque profil couvre la période de mars 2014 à mai 2015. Comme présenté dans la section précédente, nous pouvons observer que les parties latérales de la plage (P1 et P6) sont plus élevées d'une manière globale (Figure 120A). La partie Ouest de la plage (P5 et P6) est plus stable pendant la série temporelle. L'altitude minimale est observée au P3, qui présente une variation maximale de 0,93 m (mars 2014 (Figure 121A)). En période d'énergie moins extrême, la partie centrale du platier vaseux (P2 à P4) présente des altitudes plus proches. La concavité *longshore* est pratiquement observée pendant toute de la série de mesures. Le platier vaseux présente la surface la plus plane (concavité réduite au minimum) pour le mois d'octobre 2014 et février 2015 (Figure 120A, Figure 121C). L'altitude du platier vaseux est alors maximale, sans présence de *R-R* qui sont comblés de vases (Figure 120B). A l'inverse, la concavité atteint un maximum pour le mois de mars 2014 (mars 2014). Suite aux tempêtes de l'hiver 2013/2014, le platier vaseux atteint une altitude minimale en partie centrale, laissant apparaître des anciens *ridges and runnels* très déstructurés (*paléo-R-R*, Figure 121A). La valeur du 99ème percentile de la hauteur significative des vagues au large ( $H_{s99\%}$ ) permet d'observer la sortie de cet épisode hivernal fortement agité (Figure 120B). Une augmentation continue de l'altitude du platier vaseux en section centrale de la plage se produit jusqu'en août 2014 par comblements successifs de vase fluide (Figure 121B). Le platier vaseux retrouve alors son équilibre dynamique hors conditions hydrodynamiques extrêmes. **La résilience du platier vaseux suite à l'hiver 2013/2014 de tempêtes extrêmes aura été de six à sept mois.**

Le platier vaseux présente des variations d'altitude proches en P1 au P3, avec des amplitudes cependant différentes. Au niveau du profil P4, les variations successives rejoignent celles du P2 et P3 à partir du début de l'été 2014 (Août 2014). Un fonctionnement plus uniforme de la partie centrale du platier est alors observé jusqu'en mai 2015. Les dépôts importants de vases fluides sont relativement homogènes en section centrale (P2 à P4). En dehors de l'hiver 2013/2014, la phase de variations la plus importante se situe en novembre 2014 (Septembre 2014), pour la première tempête automnale. Le platier vaseux est érodé de 0.5 à 0.7 m dans sa partie centrale. Un recouvrement direct apparaît le mois suivant par un dépôt de vase fluide de forte amplitude. Le platier vaseux retrouve pratiquement son altitude pré-tempête. Les variations d'altitude sont également d'amplitudes relativement importantes (< 0.4 m) pendant les mois printaniers et estivaux 2014 (Avril à septembre 2014) les moins énergétiques, particulièrement sur les sections latérales de la plage. Ces variations correspondent à des dépôts ponctuels de vases fluides (exemple pour le mois de mai 2014). Il est difficile à ce stade de généraliser sur l'impact direct de l'augmentation de l'énergie des vagues sur les variations d'altitudes du platier vaseux. En effet, l'érosion de la vase peut se produire sous l'impact des vagues mais les courants de retour ne sont pas suffisants pour transporter la vase au large. Les dépôts de vases fluides représentant alors un volume plus important qu'une vase compactée, une augmentation d'altitude du platier peut être enregistrée, du moins,

ponctuellement. Nous pouvons noter que la vase fluide ne se dépose parfois que sur certaines parties de la plage, ce qui induit potentiellement des mouvements localisés de vase fluide.

Nous pouvons observer que la présence de *ridges and runnels* n'est pas forcément associée à une baisse d'altitude du platier vaseux. Un drainage de la nappe phréatique de la plage suite à des fortes pluies ou après une grande marée de vive-eau entraîne potentiellement un écoulement sur le platier vaseux de faible pente et conduit ainsi à une initiation d'un système de *ridges and runnels*.

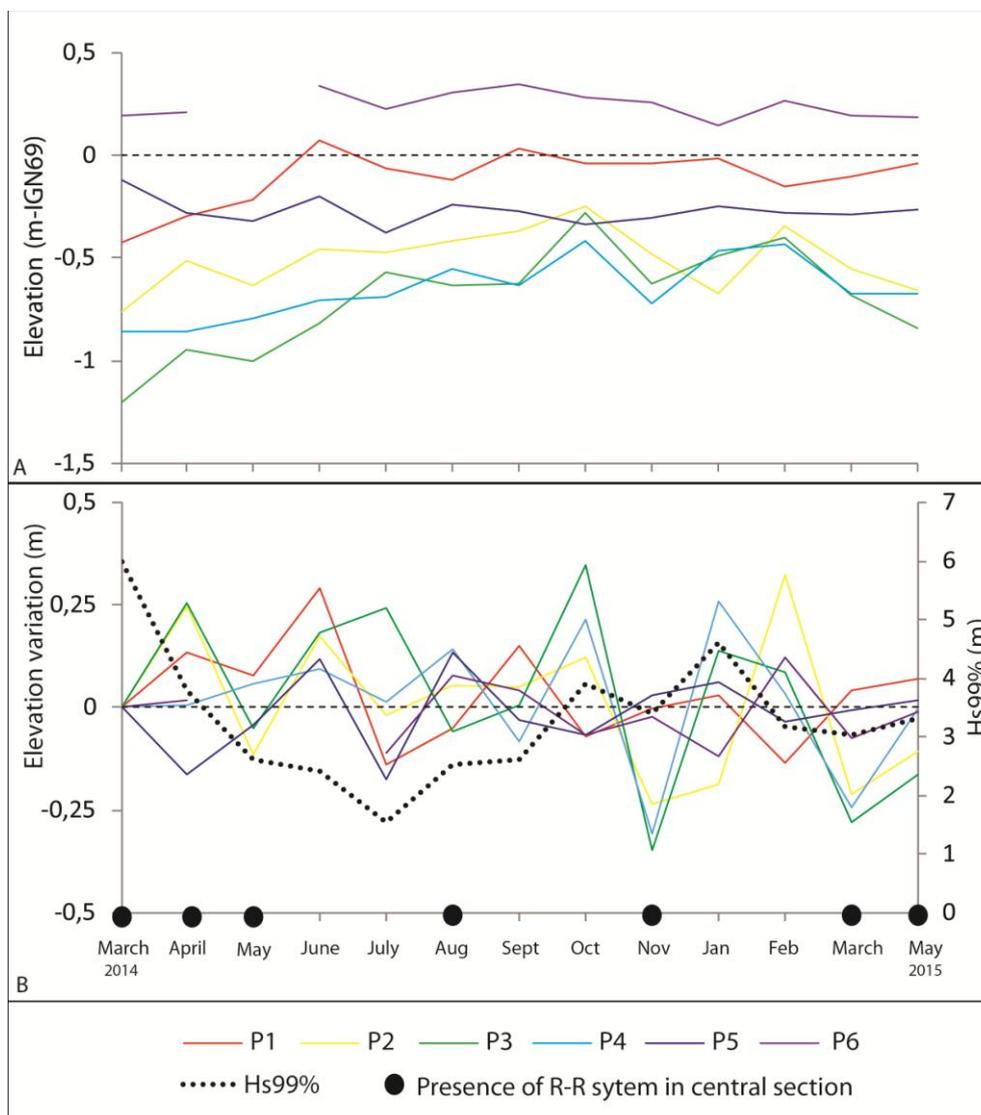


Figure 120. A. Altitudes du platier vaseux aux points 10 mètres après la rupture de pente pour les profils P1 à P6 de la plage de Bétahon de mars 2014 à mai 2015. B. Différentiel d'altitude d'un levé à l'autre sur le platier vaseux pour le point 10 après la rupture de pente des profils P1 à P6 de la plage de Bétahon.



Figure 121. Photographies de la partie centrale du platier vaseux - A. Fin de période F1, mars 2014 (suite aux tempêtes extrêmes), le platier vaseux est en configuration R-R fortement marquée ; B. Début de période F2, juillet 2014, Le système R-R est en voie de comblement par de la vase fluide ; C. Période F3, février 2015, le platier vaseux présente une surface plane de vase fluide ; D. Période F4, mai 2015, un système R-R caractérise la surface du platier vaseux partiellement rempli de vases fluides.

#### II.A.1.c. Variations de la surface d'enveloppe mobile

La variation de la surface mobile (battement de profil) entre deux levés permet d'estimer l'intensité des mouvements des profils sur une longueur commune pendant la période de suivi (Figure 122). Nous raisonnons ici toujours suivant les périodes F1 à F4 (Figure 110). Les données présentées ne sont pas normalisées sur la longueur du profil et les profils sont considérés dans leur ensemble (réflectif et début dissipatif).

D'un point de vue général, nous observons une forte variabilité des enveloppes mobiles suivant les sections de la plage. Sur la partie orientale de la plage (P4 à P6), les battements de l'enveloppe sédimentaire sont maximaux en période estivale ou en conditions hydrodynamiques plus faibles. C'est également le cas au niveau du profil P1, tandis que les profils plus centraux de la plage (P2 et P3) présentent des mouvements plus irréguliers. Les profils P5 et P6 présentent une enveloppe mobile globalement plus faible que les autres, les variations d'altitude du platier vaseux étant moins prononcées.

Dans une approche plus détaillée, lors de la **période F1** (hiver 2013/2014), une décroissance de l'enveloppe sédimentaire mobile est identifiée suite à la tempête de Noël 2013 et jusqu'à avril 2014 au niveau du profil P1, P3 et P6. Le phénomène inverse se produit en P2 et plus finement en P3 et P5, où la surface maximum de l'enveloppe mobile est atteinte fin mars 2014. **Lors de la période F2**, caractérisée par des conditions d'hydrodynamisme faible, deux tendances sont observées. La première est une augmentation de l'enveloppe mobile, traduisant l'accrétion sédimentaire observée au cœur de l'été 2014. Cette tendance caractérise les profils P1 et P4 à P6. La deuxième tendance est une décroissance de l'enveloppe mobile, le minimum étant atteint en conditions hydrodynamiques faibles. Au cours de cette période, nous pouvons détecter un décalage temporel dans les variations d'enveloppes entre le profil P1 et les autres profils. La variation d'enveloppe sédimentaire mobile est maximale en juillet au P1 et en septembre pour les autres profils. **La période F3** correspond aux conditions hydrodynamiques de l'hiver 2014/2015. Le début de l'hiver se caractérise par un pic de surface sédimentaire mobile sur l'ensemble des profils, en accord avec le retour à des conditions d'agitation plus fortes. Ensuite, une augmentation progressive de la surface de l'enveloppe mobile est identifiée au cours de cet hiver sur les profils P1, P3 et P6. Les très grandes marées de février et mars 2015 sont associées à des battements de profils plus importants. Les autres sections de la plage présentent une enveloppe sable ou très légèrement décroissante. La fin de la période F3 est associée à une diminution de la surface mobile sur l'enveloppe des profils. Cette diminution se poursuit en **période F4** sur la partie orientale de la plage (P1 à P3). La surface mobile augmente par contre sur le domaine Est (P4 à P6) de la plage.

Les variations de l'enveloppe mobile sur les profils P4 à P6 de la plage sont mieux corrélées que sur la section Ouest de la plage de Bétahon (Figure 123). Concernant les variations générales de l'enveloppe de la plage, deux périodes à forte mobilité sédimentaire sont observées (Figure 124). **L'arrivée de conditions d'agitations fortes est associée à une érosion et à des mouvements sédimentaires cohésifs et non-cohésifs sur la plage. Le continuum des périodes à faibles hydrodynamismes est plutôt lié à des dépôts locaux ou généralisés (septembre 2015) de vases fluides. Les variations globales sont maximales lors de ces périodes de faibles agitations. La mobilité des sédiments est plus importante lors de l'hiver 2013/2014 que celui de 2014/2015, moins tempétueux. Les niveaux d'eau exceptionnels de février et mars 2015 induisent une augmentation de la mobilité des sédiments. Le battement minimum de la plage est observé en juin 2014, lorsque le platier vaseux est totalement érodé en *ridges and runnels*.**

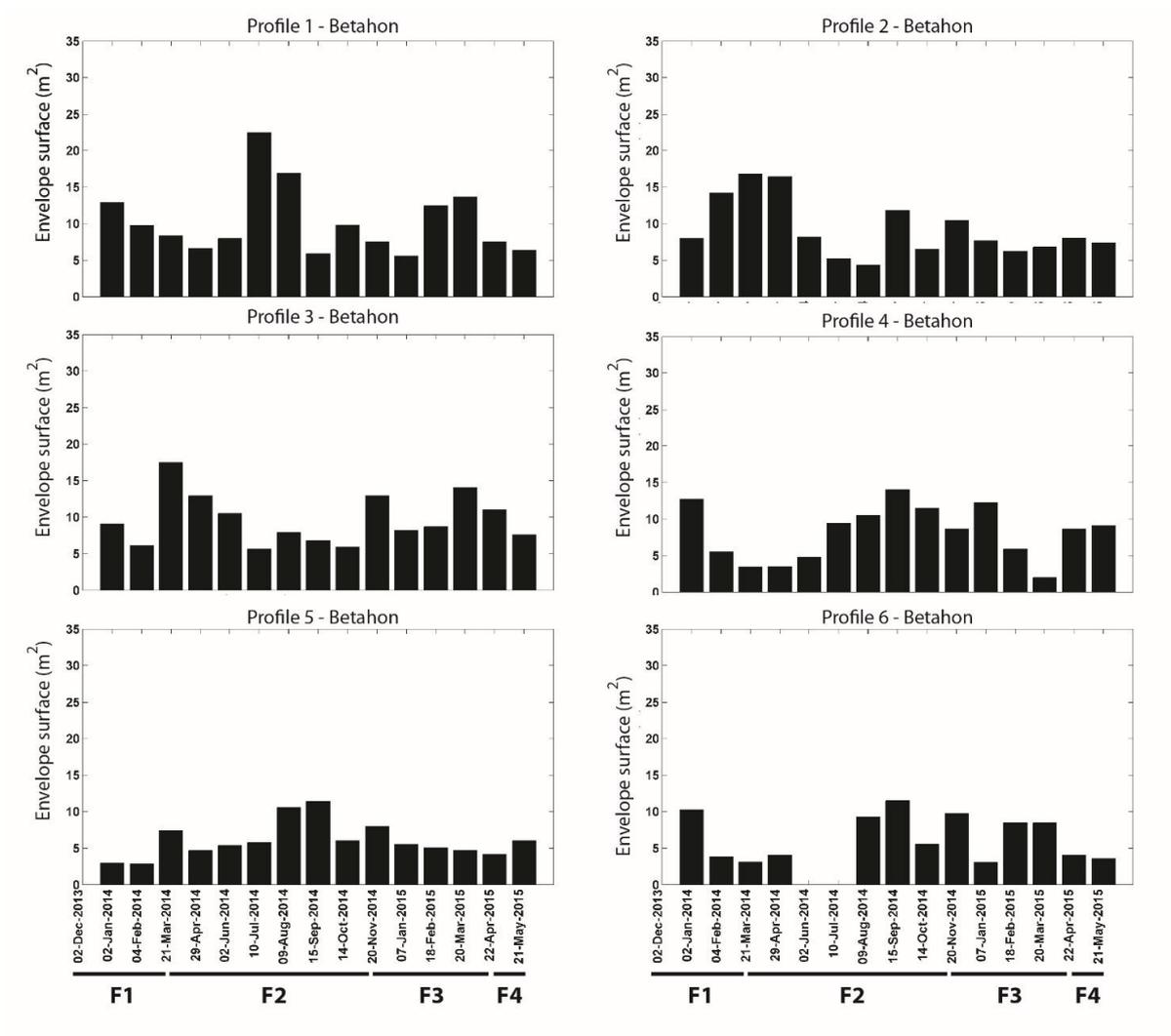


Figure 122. Variations des surfaces de l'enveloppe mobile des profils de la plage de Bétahon de décembre 2013 à mai 2015.

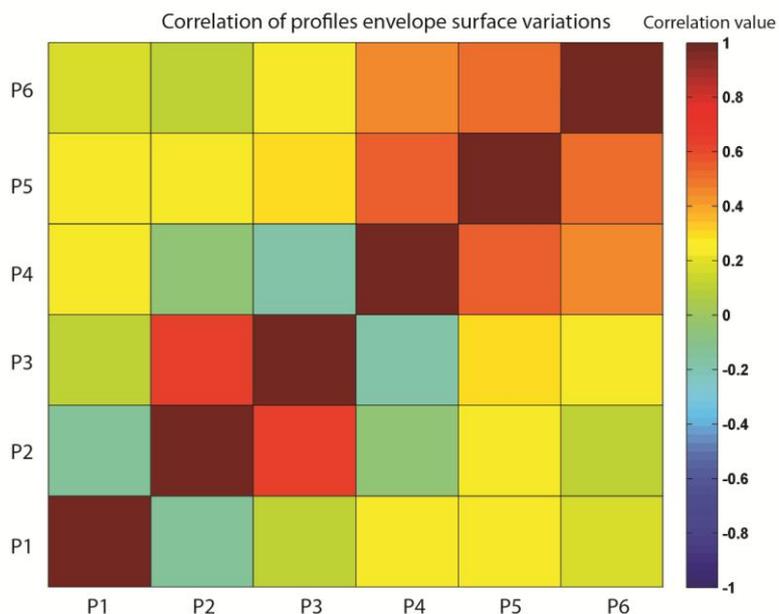


Figure 123. Corrélations des variations de surface de l'enveloppe mobile entre profils sur la plage de Bétahon.

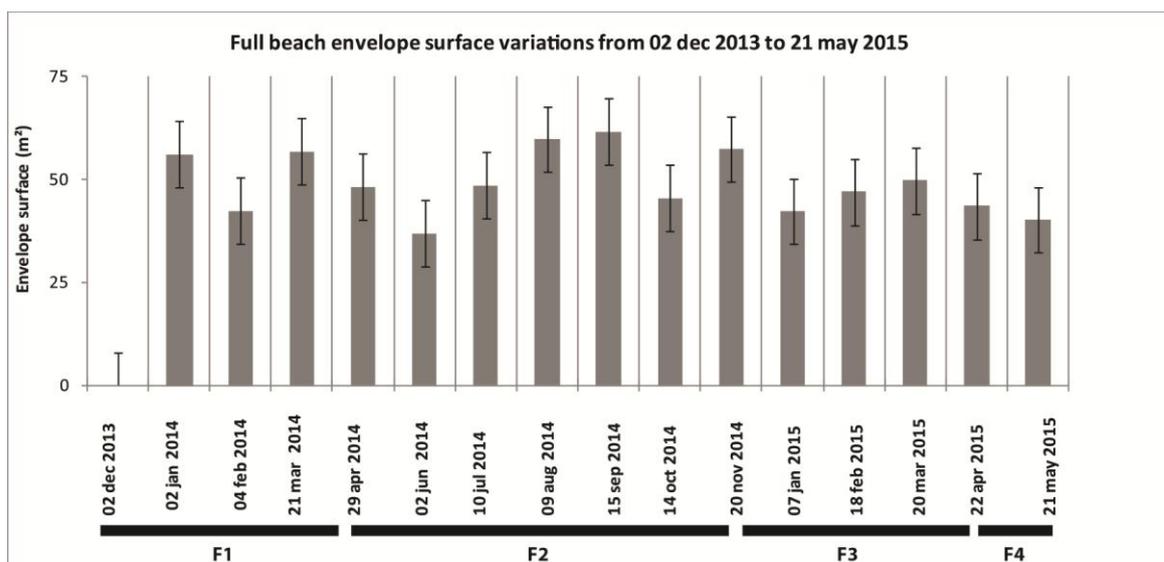


Figure 124. Variations de la surface de l'enveloppe mobile de la plage de Bétahon entre chaque levé de décembre 2013 à mai 2015.

#### II.A.1.d. Variations volumétriques par profil et pour l'ensemble de la plage

Si on analyse chaque profil pris dans sa totalité, c'est-à-dire incluant la section réfléchive et le début de section dissipative vaseuse, une augmentation globale du volume est détectée sur l'ensemble des profils (Figure 125, Figure 126). Cet engraissement général est principalement lié à l'apport en vase fluide suite à l'érosion massive du platier vaseux en novembre et décembre 2013. Nous nous intéressons ici plus spécifiquement à la partie réfléchive non-cohésive du profil. Les variations maximales sont observées sur les profils latéraux (P1 et P6) et sont bien plus faibles (+25 m<sup>3</sup>/m.l. pour le profil P1) qu'avec la section dissipative incluse (+140 m<sup>3</sup>/m.l.). En outre, l'engraissement sédimentaire généralisé identifié précédemment n'est pas observé sur l'ensemble des profils.

**En début de période F1**, les profils P3, P4 et P6 présentent une baisse de volume sédimentaire. Au contraire, un engraissement se produit sur les profils P1. Les volumes sédimentaires des sections réfléchives des profils P2 et P5 sont quant à eux stables. Une augmentation de volume est ensuite observée sur les profils P2 et P3, associée à une baisse du volume sédimentaire du profil P1. Un déplacement *longshore* de l'Ouest vers l'Est de la plage est donc potentiellement détecté en début d'année 2014. Les conditions de fortes énergies en février/mars 2014 entraînent peu de variations de volume.

**Au cours de la période F2** et les conditions d'énergie faible associées, les volumes sédimentaires augmentent ou sont stables sur l'ensemble des profils pour le mois de juillet 2014. Le reste de la tempête tropicale « Bertha » d'août 2014 entraîne une érosion ponctuelle. La fin de la période F2 est caractérisée par une augmentation de volume jusqu'en octobre 2014.

**Les conditions hivernales 2014/2015 en début de période F3** entraînent un gain de sédiments pour les profils P1, P3 et P5. Les profils P2 et P6 sont en érosion progressive et retrouvent leur volume initial à la fin de la période. Le profil P4 a un volume sédimentaire stable.

En résumé, entre le début des mesures et la fin du suivi, un gain de sédiments est observé au niveau du profil P1, apport potentiellement issu de l'érosion de la falaise de Cromenach (Stephan, 2008). La partie centrale de la plage est relativement stable (P2 à P5). Une perte de volume est observée en P4 et plus fortement en P6. Les sédiments sont potentiellement accumulés vers la pointe de la flèche sablo/graveleuse sur la partie Est de la plage ou transportés vers le profil P1 à partir des profils P2 et P3 par les courants de dérive littorale identifiés à court terme. Une partie des sédiments est également potentiellement déplacée de la partie réfléchive vers la partie vaseuse lors des conditions d'énergie plus forte entraînant des courants de retour vers le large. Il convient de noter que les variations de volume de la zone réfléchive sont calculées pour la position de la rupture de pente la plus haute. Des déplacements ou accumulations sédimentaires peuvent donc se produire en dessous des positions maximales et ne sont donc pas prises en compte dans l'analyse. Cela est notamment le cas lors des épisodes de tempêtes transportant du sédiment vers le bas de profil et donc potentiellement non pris en compte dans le volume.

Concernant les variations volumétriques de la plage dans son ensemble (somme des volumes des profils), on observe que celles-ci sont très faibles et globalement comprises dans la marge d'erreur des mesures (Figure 127). Cependant, les variations les plus nettes sont identifiées pendant la période F2 en août et septembre 2014, où une perte et un gain de volume se produisent successivement. Le stock sédimentaire de la partie réfléchive de la plage est stable sur la période de mesures (Figure 128). Les échanges de volumes sédimentaires sont donc localisés principalement au niveau de partie réfléchive et une dérive *longshore* est potentiellement identifiée.

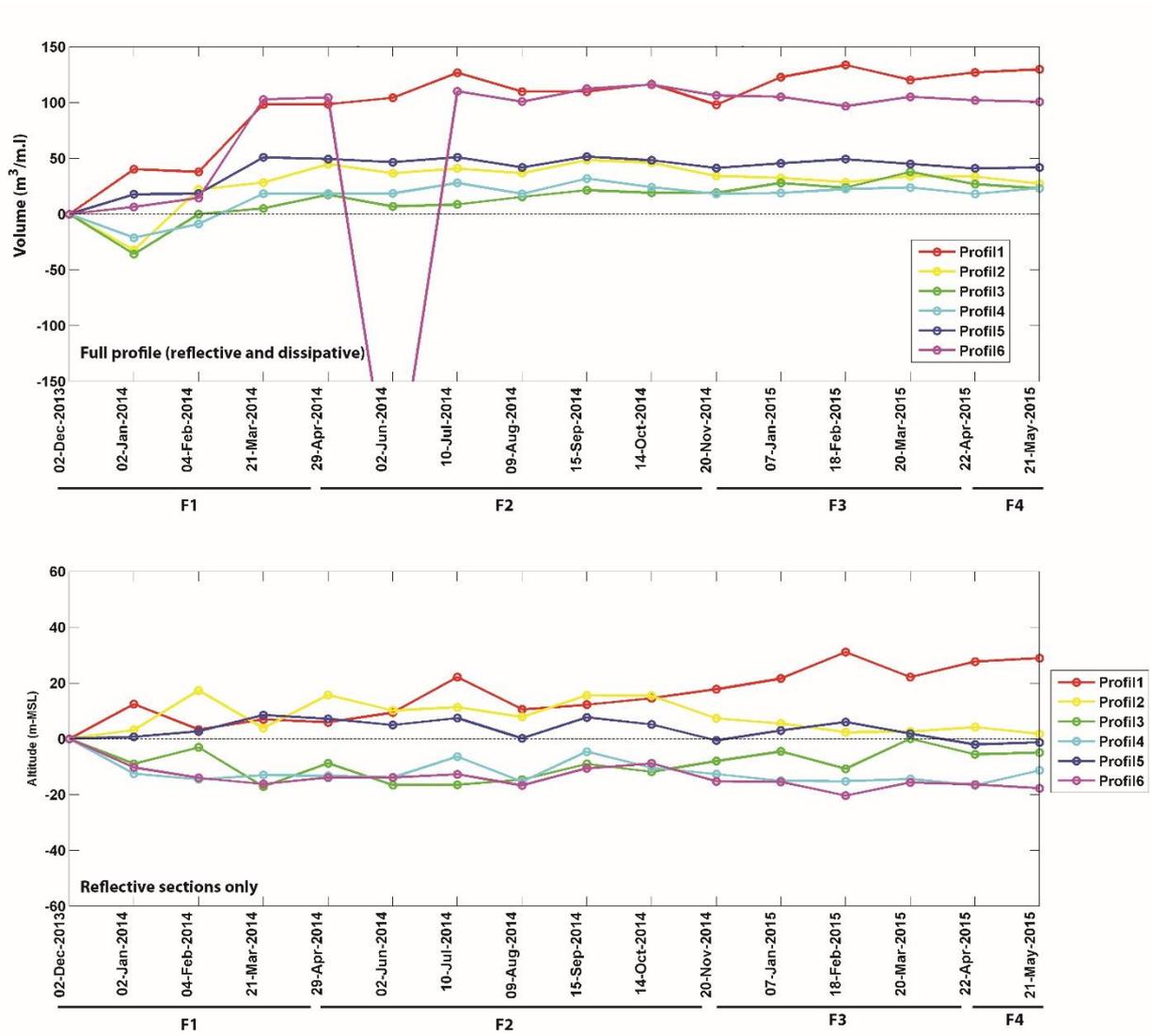


Figure 125. Variations des volumes sédimentaires cumulés de la plage de Bétahon - décembre 2013 à mai 2015 - profils pris en entier (réflectifs et dissipatifs) et sections uniquement réflectives.

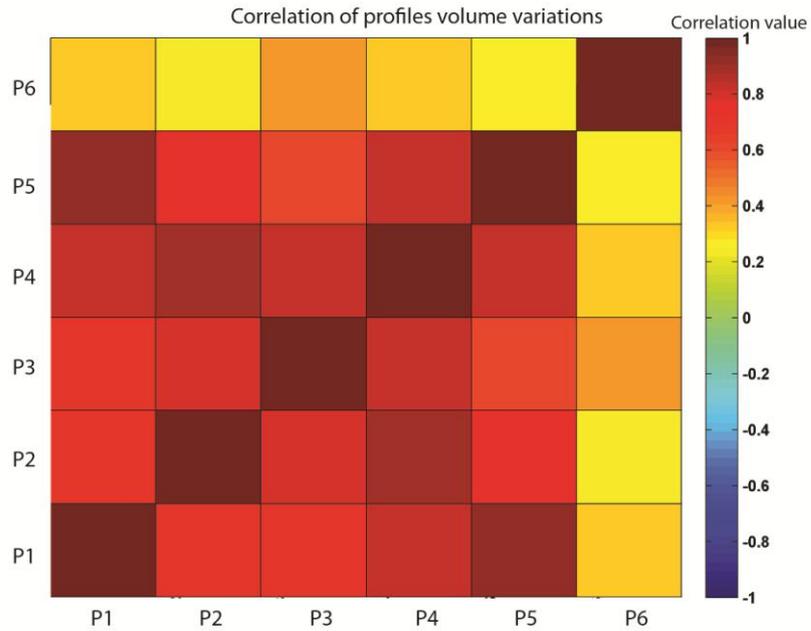


Figure 126. Corrélation des variations de volumes (réflectif + dissipatif) entre les profils sur la plage de Bétahon.

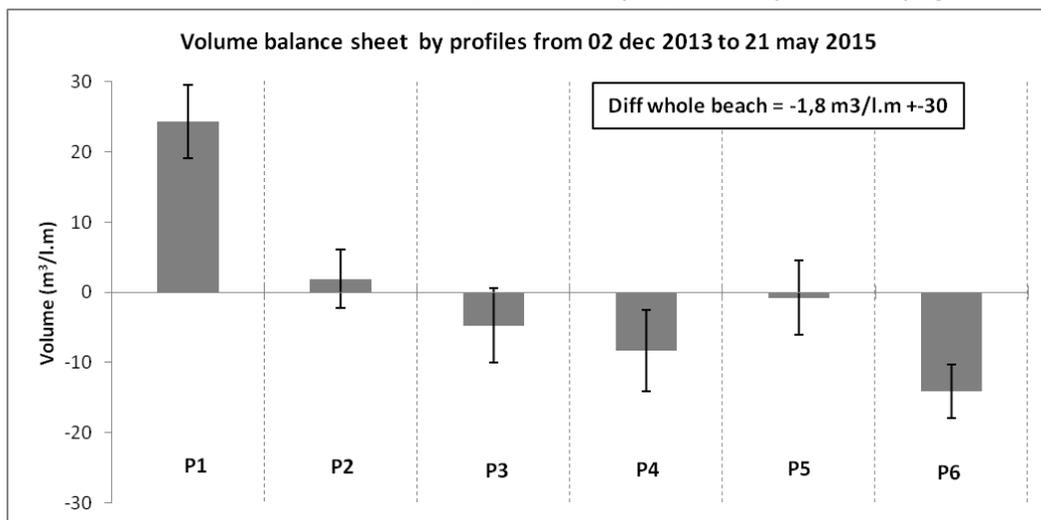


Figure 127. Variations des volumes par profil de la plage de Bétahon entre décembre 2013 et mai 2015.

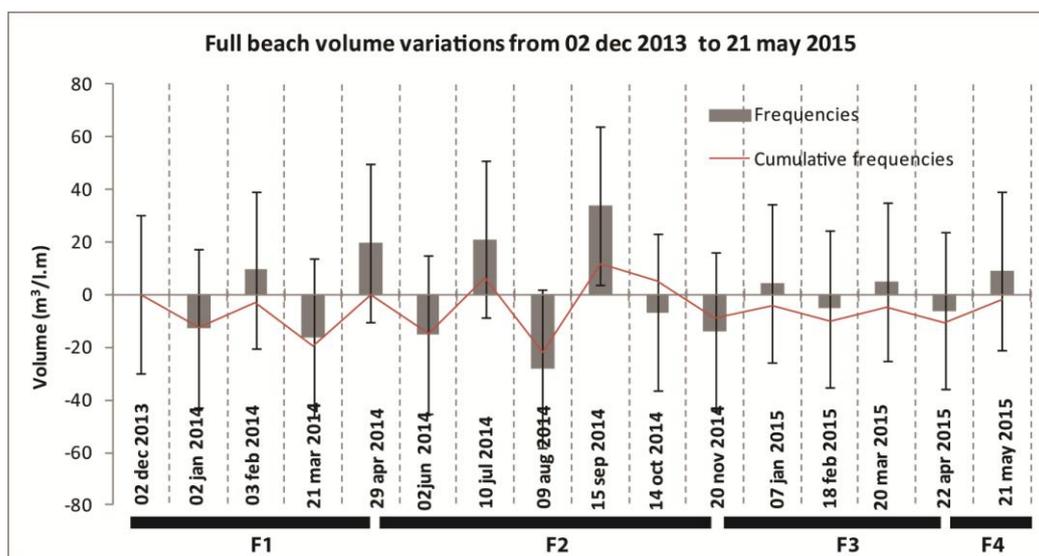


Figure 128. Variations des volumes sédimentaires totaux de la plage de Bétahon- fréquences séparées et fréquences cumulées.

## II.A.2. Variabilité morphologique sectorielle de la plage de Bétahon

Une approche plus détaillée de l'étude de la morpho-dynamique de plage est proposée *via* la définition de secteurs dynamiques des profils. Basée sur la variabilité verticale moyenne de la série de mesures (écart-type), cette approche permet de mieux comprendre les dynamiques sédimentaires intra-profil et d'observer des dynamiques communes sectorielles inter-profil. Les variations verticales maximales (*Maximum Vertical Variation* - Almeida *et al.*, 2011) sont analysées pour les différents secteurs.

### II.A.2.a. Définition des secteurs par profil

Trois à quatre secteurs sont définis sur les profils *cross-shore*. Le **secteur A** correspond à la zone de dynamique de la dune et/ou aux sections supérieures de la pente réfléchive (Figure 129). On observe que le secteur A du profil P2 correspond à l'enrochement. Sa dynamique est donc nulle. Le **secteur B** définit la zone des variations d'altitude de la partie supérieure réfléchive (amont au niveau de PMME) et médiane (autour du NM). Le **secteur C** est établi pour la zone dynamique du bas de la section réfléchive (incluant la rupture de pente). Le **secteur D** est quant à lui relié à la dynamique de la section dissipative sablo/vaseuse des profils. Le Tableau 16 récapitule ces secteurs et leurs limites le long de l'axe *cross-shore*.

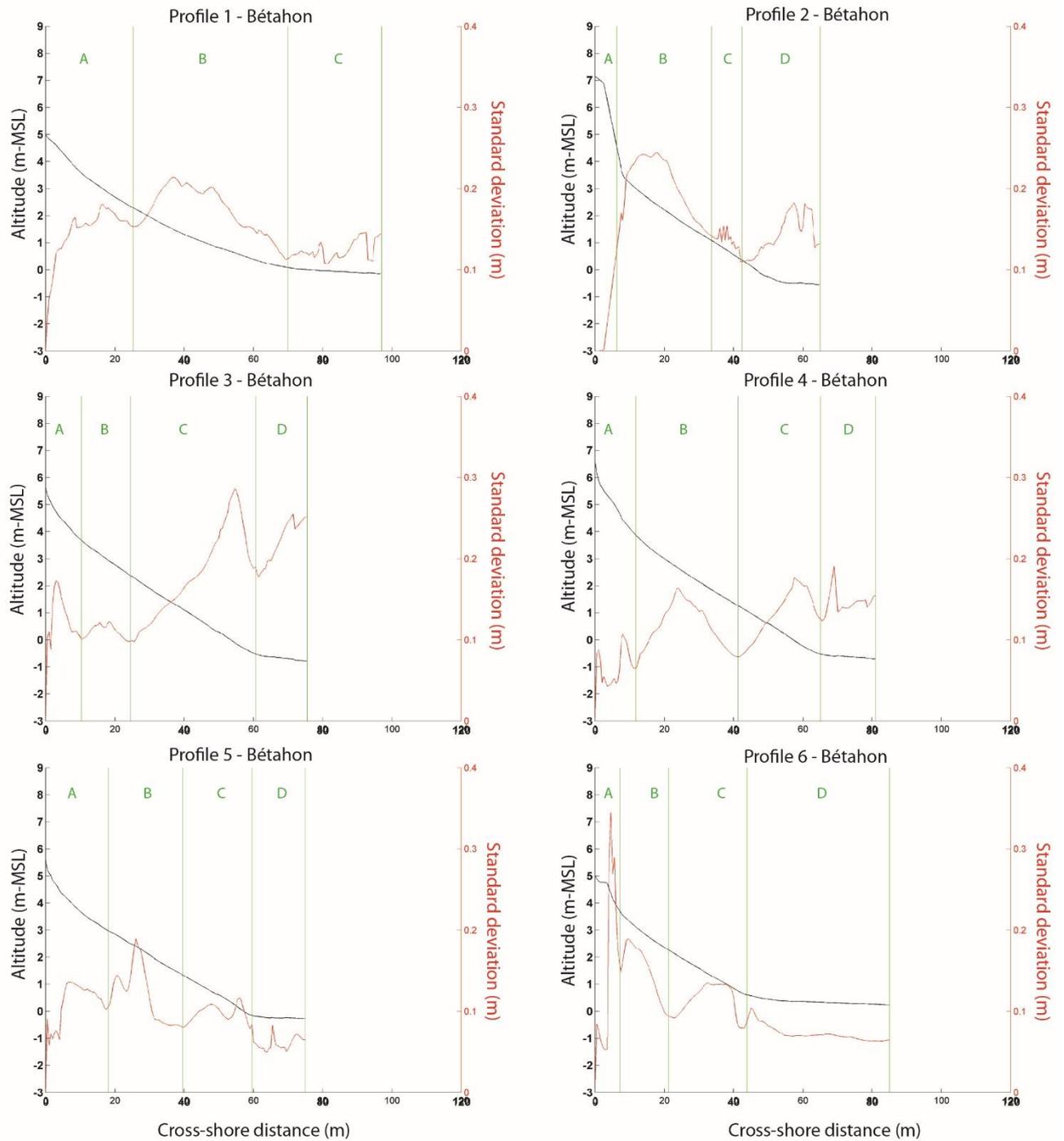


Figure 129. Sectorisation des profils de la plage de Bétahon suivant l'écart-type des variations d'altitude.

Profile ID	Profile sector	Cross-shore limits	Average MVV	Maximum MVV
Profile P1	A	0-25	0,23	0,36
	B	25-70	0,20	0,32
	C	70-97	0,13	0,33
Profile P2	A	0-6	0,11	0,36
	B	6-34	0,32	0,55
	C	34-42	0,19	0,55
	D	42-65	0,31	0,42
Profile P3	A	0-10	0,21	0,53
	B	10-24	0,22	0,39
	C	24-61	0,29	0,48
	D	61-75	0,24	0,42
Profile P4	A	0-12	0,15	0,3
	B	12-41	0,19	0,34
	C	41-65	0,23	0,43
	D	65-81	0,17	0,33
Profile P5	A	0-18	0,17	0,34
	B	18-40	0,15	0,36
	C	40-60	0,18	0,33
	D	60-75	0,09	0,18
Profile P6	A	0-7	0,20	0,54
	B	7-21	0,33	0,2
	C	21-44	0,17	0,47
	D	44-85	0,12	0,34

Tableau 16. Limites *cross-shore* et description des secteurs dynamiques des profils de la plage de Bétahon ; moyennes et maximums des variations verticales maximales par secteur pour la période de décembre 2013 à mai 2015.

#### II.A.2.b. Variations verticales maximales par secteur

Basée sur l'approche méthodologique établie par Almeida *et al.* (2011), la variabilité verticale maximale est établie pour chaque secteur interne des profils (Figure 130). La moyenne et la valeur maximale des MVV par secteur sont établies pour la période de mesures (Tableau 16). Exceptés les profils P2 et P3 qui présentent des variations verticales moyennes relativement plus faibles en haut de profil par rapport à la partie inférieure du profil, la partie supérieure réfléchissante (secteurs A et B) est globalement la plus dynamique. Les variations verticales maximales sur la période de mesures sont observées en pied de dune pour les profils P6 et P3, mais de manière très ponctuelle, tandis que ces variations maximales de topographie sont détectées dans les secteurs médians et inférieurs de la partie réfléchissante des autres sections de la plage. Le profil P2, faisant face à l'enrochement, présente la variation verticale la plus forte (MVV=0.55m). Les MVV moyennes des secteurs latéraux de la plage sont plus uniformes et présentent moins d'extremum qu'en partie centrale de la plage (P2 à P4). Le profil P3 présente les variations verticales moyennes les plus importantes. Lors des périodes hivernales, plus énergétiques, les variations verticales maximales augmentent, notamment en haut de profil (Figure 130). Les secteurs B et C des profils présentent des tendances similaires sur l'ensemble de la période de mesures. Les amplitudes maximales sont atteintes au cours de la période F1 (hiver 2013/2014), ainsi qu'en fin de période estivale F2 (automne 2014). Cependant, les variations topographiques verticales les plus importantes des profils ne sont pas atteintes au même moment. En effet, au cours de l'hiver 2013/2014 (période F1), un décalage temporel est observé entre les profils P1/P2, dont les MVV les plus fortes sont observées en début de période, et P3/P4, en

fin de période (Figure 130). Le même constat peut être fait pour la fin de la période F3 (hiver 2013/2014) et la période F4, où un décalage temporel de quelques mois est observé entre les profils P1/P3 et les profils P2/P4, ces deux derniers atteignant un maximum au printemps 2015. Les MVV les plus importantes sont atteintes en période F3 pour le profil P5. Ce dernier ne suit pas les mêmes tendances pour les conditions de forte énergie.

L'analyse des corrélations entre secteurs inter et intra-profils montre une multiplicité des relations (Figure 131). Il en ressort que les secteurs du bas (secteur C) et du milieu (secteur B) des profils réfléchifs montrent les mêmes tendances d'évolution au cours de la période de mesures. Les variations des profils latéraux (P5, P6 et P1) sont bien corrélées ( $R^2 > 0.5$ ), témoignant de variations topographiques communes.

**Les secteurs médians et inférieurs de la partie réfléchive des profils, correspondant à la zone comprise entre le niveau moyen de la mer et la rupture de pente, sont globalement les plus mobiles sur la plage de Bétahon. Les variations verticales les plus fortes sont observées en pied de dune et au niveau du profil P2 situé face à l'enrochement. Les variations verticales les plus importantes sont atteintes lors des périodes hivernales et en fin de période estivale avec le retour à des conditions agitées. Cependant, des décalages temporels de quelques mois peuvent être observés sur des zones de la plage. Les parties latérales de la plage (P1, P5 et P6) sont plus stables et les variations verticales moins importantes. La pointe de la flèche sablo/graveleuse présente des variations verticales maximales relativement uniformes au niveau intertidal.**

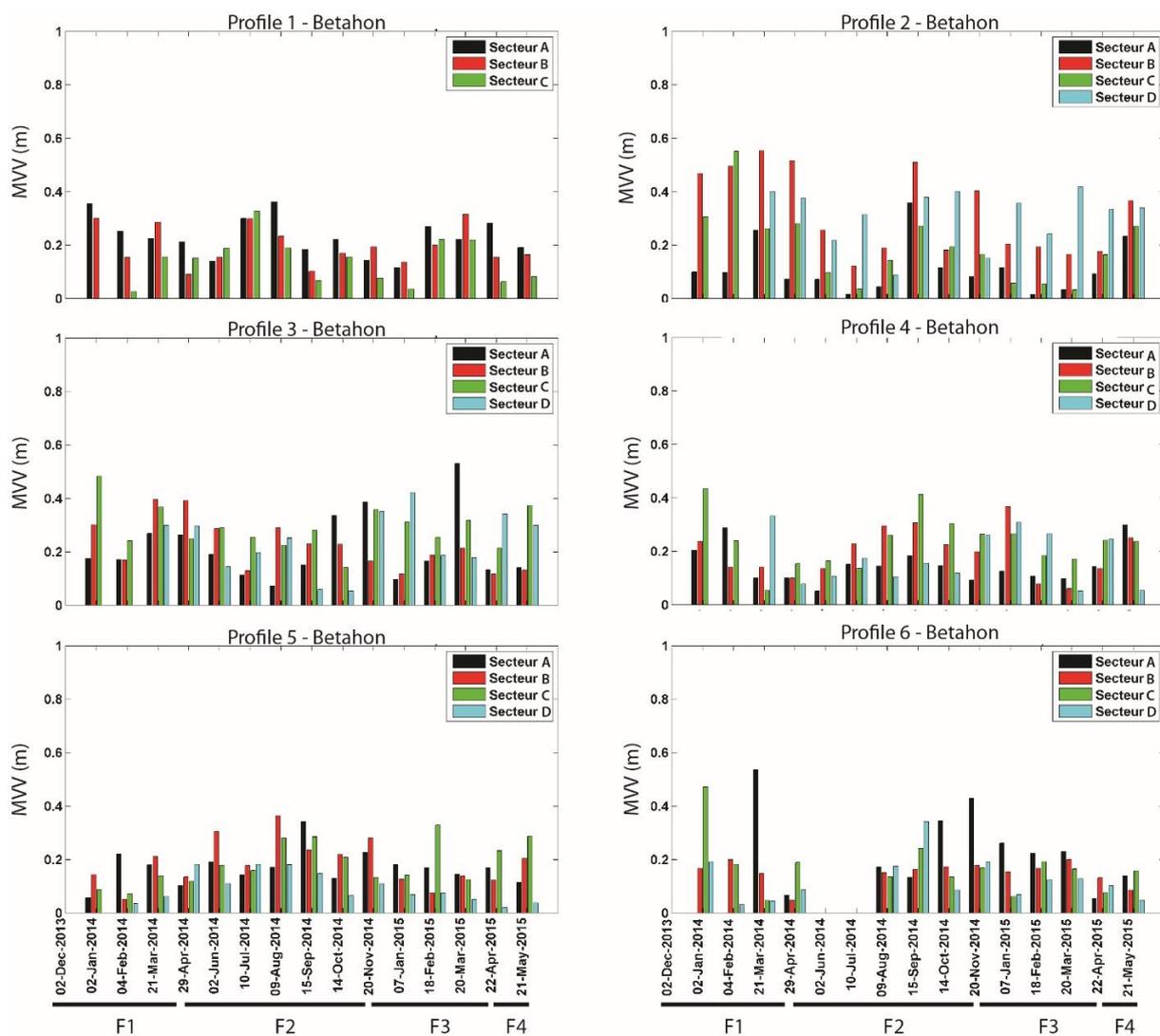


Figure 130. Variations Verticales Maximales (MVV) par secteurs de profils sur la plage de Bétahon.

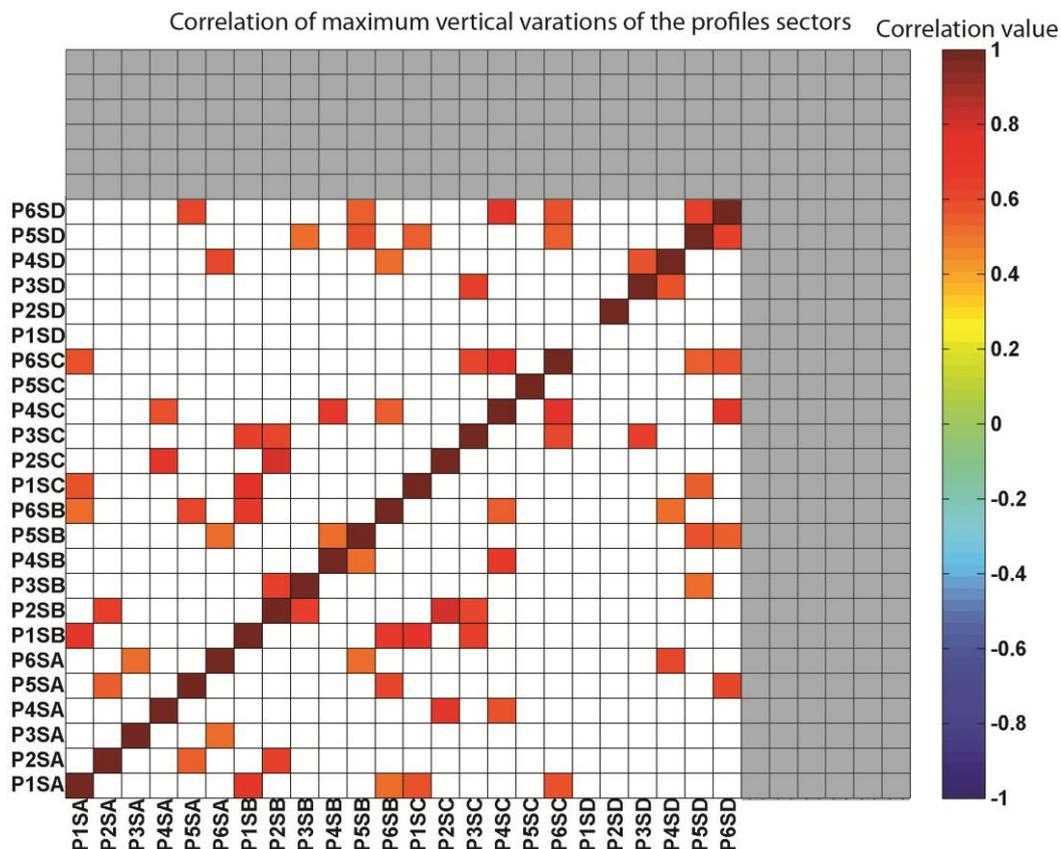


Figure 131. Corrélations des variations verticales maximales (MVV) par secteurs sur la plage de Bétahon.

#### II.A.2.c. Variations des volumes par secteurs de profils

Les corrélations des variations de volume permettent d'analyser les variations sédimentaires communes et les échanges potentiels entre les différents secteurs d'un profil et le long de la plage (Figure 132). Les variations volumétriques des secteurs D des profils (secteur C pour le profil P1), correspondant à la rupture de pente et à la limite sablo-vaseuse des profils, sont corrélées positivement ( $R^2 > 0.5$ ). La partie centrale de la plage (P3 à P5) montre une très forte corrélation des variations de volumes sédimentaires. Les secteurs A et B des profils P1, P3, P5 et P6 présentent une variation de volume identique entre les secteurs A et B, c'est-à-dire que ces deux secteurs, correspondant aux secteurs du pied de dune et haut de partie réfléchive, montrent une même évolution des variations de volume sédimentaire. Le profil P6 est le seul profil présentant des variations volumétriques très proches sur tous les secteurs du profil. Des corrélations négatives ponctuelles, indiquant des variations opposées de volume sédimentaire au cours de la période de mesures, sont également identifiées. Lorsque la partie réfléchive du profil P1 (partie réfléchive) présente une diminution de son volume sédimentaire, une accrétion est observée sur les profils P2 à P4.

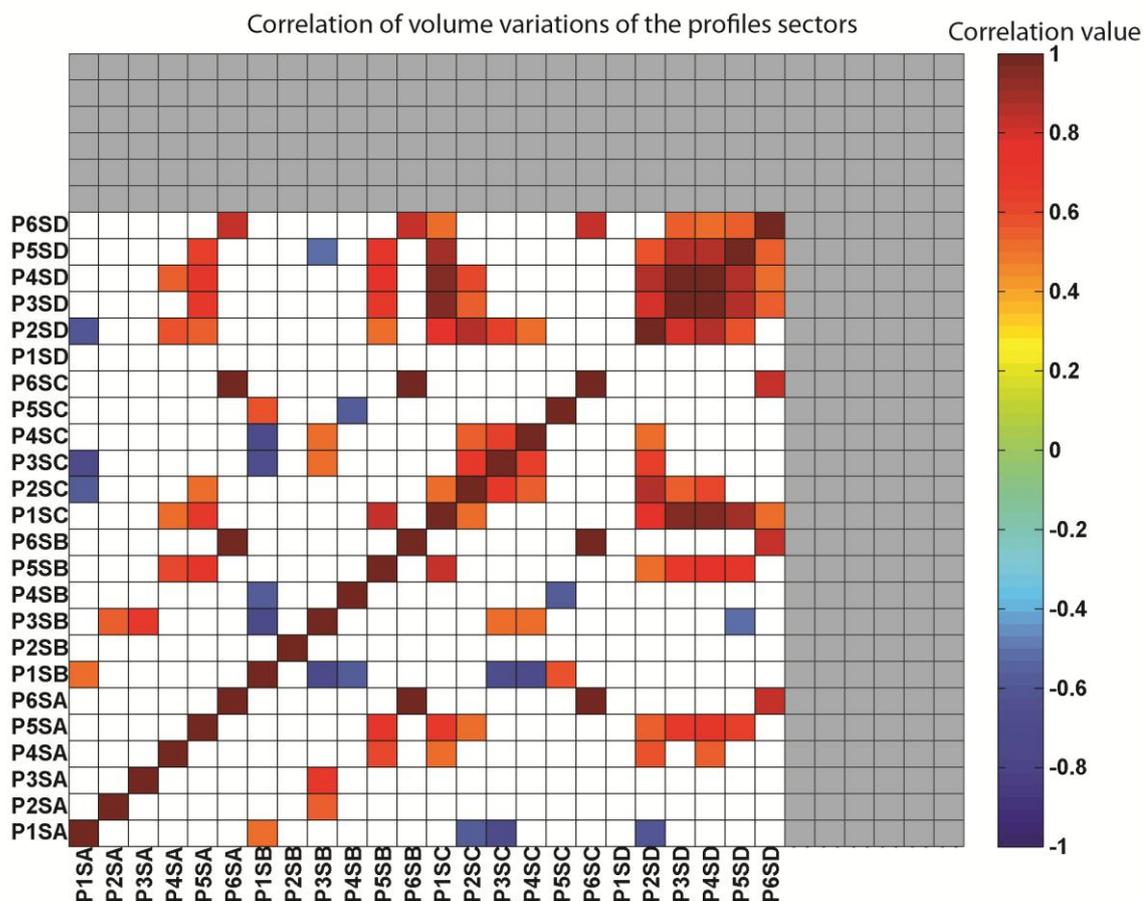


Figure 132. Corrélations croisées des variations de volumes sédimentaires par secteurs de profils de la plage de Bétahon sur la période décembre 2013 à mai 2015 (18 levés topographiques).

### II.A.3. Dynamique sédimentaire de la plage de Bétahon

#### II.A.3.a. Variation des fractions sédimentaires cibles

Quatre fractions, dites "cibles" sont identifiées suivant leurs variabilités au cours de la série de mesures. Ainsi, les graviers ( $\varnothing > 2 \text{ mm}$ ), les sables très grossiers ( $1 \text{ mm} > \varnothing > 2 \text{ mm}$ ), les sables moyens ( $250 \mu\text{m} > \varnothing > 500 \mu\text{m}$ ) et les sables fins ( $125 \mu\text{m} > \varnothing > 250 \mu\text{m}$ ) présentent les écarts-types maximaux entre décembre 2013 et mai 2015. Les trois profils (P1, P3 et P6) échantillonnés sont analysés du haut vers le bas des profils (S3 à S1) et de l'Ouest vers l'Est de la plage. Le raisonnement suit les mêmes périodes temporelles hydrodynamiques : la période F1 correspond à l'hiver 2013/2014, la période F2 s'étend de fin avril 2014 à octobre 2014 (printemps/été/automne 2014), la période F3 correspond à la période hivernale 2014/2015 et la période F4 correspond au printemps 2015 (avril et mai).

#### ✓ Variabilité granulométrique au niveau du profil P1

Les analyses sédimentaires présentées ne concernent que la section non-cohésive du profil (Figure 133). La variabilité sédimentaire la plus importante est observée en milieu de profil P1 entre les niveaux PMME et PMVE. Les points amont et aval du profil présentent une variabilité de la

médiane relativement proche. Le point le plus amont, P1S3, est situé au-dessus du niveau de PMVE et sera principalement soumis aux processus de *swash*. Les deux points (P3S2 et P3S1), localisés à une altitude plus basse, seront quant eux soumis au processus de *surf* et *swash* (*shoaling* possible) suivant les positions des niveaux d'eau.

**En haut de plage**, un sédiment relativement hétérogène composé majoritairement de graviers est observé en début d'hiver 2013/2014 (Figure 133). Suite aux tempêtes de fin d'année 2014, le sédiment fin recouvre la zone du haut de plage. Un remaniement sédimentaire se produit en février 2014. Les graviers deviennent de nouveau majoritaires dans l'échantillon. Un sédiment hétérogène est ensuite observé jusqu'au début de la période F2. À partir de juin 2014, le sédiment en haut de profil est composé de sables fins. Ces caractéristiques granulométriques sont associées à une stabilité du profil. L'engraissement du haut de plage observé le mois suivant met en exergue un sédiment composé de gravier et de sable fin. En fin de période F2, la répartition granulométrique du sédiment est stable. Celui-ci est composé de sables très grossiers et de graviers. Aucun changement de topographie n'est observé. Jusqu'en février 2015, le début de période F3 est caractérisé par un sédiment relativement stable avec seulement la fraction de sables fins qui décroît progressivement. En février 2015, une légère érosion entraîne un remaniement sédimentaire. Le sédiment est alors hétérogène. Jusqu'à la fin de la période F4, les sables fins dominent suite aux apports de sables en haut de plage. **Les apports de sédiments en haut de plage sont caractérisés par des sables fins bien classés. La dynamique éolienne peut être prépondérante lors des conditions d'énergie plus faible et de la mise en place de vents d'intensité suffisante. Lors des épisodes de plus forte énergie, le *swash* du haut de plage provoque un remaniement de la couche sédimentaire et une augmentation de l'hétérogénéité du sédiment.**

**En milieu de plage** (P1S2), la période F1 est caractérisée par une dominance de graviers jusqu'à la fin mars 2014 (Figure 133). Le retour à des conditions d'énergie plus modéré en fin de période entraîne une modification de la composition granulométrique du sédiment. Le sable fin devient la fraction prépondérante et montre la même composition qu'en haut de plage (P1S3). Au cours de la période F2 et avec les conditions de faible énergie, le sédiment est relativement hétérogène, alternant entre graviers, sables grossiers et sables fins dominants. L'engraissement généralisé du profil observé début juillet 2014 est caractérisé par la dominance des graviers et par la disparition des fractions fines. Un abaissement du profil est observé le mois suivant (août 2014) avec des conditions de vagues au large plus agitées ; puis une stabilité morphologique apparaît jusqu'à la fin de la période F2. Une augmentation des fractions inférieures à 250  $\mu\text{m}$  est alors détectée dans le sédiment. En octobre 2014, un remaniement sédimentaire, sans variations particulières de la morphologie, s'opère et entraîne une hétérogénéité du sédiment. Tout comme en partie supérieure du profil, la composition sédimentaire au point S2 est relativement stable au cours du reste de la période de suivi. La fraction de sables fins est majoritaire dans le sédiment et diminue au profit des graviers lors des apports sédimentaires et des phases d'érosion plus importantes. **En milieu de section réfléchive du profil P1, les accrétions et les érosions sont associées à un mélange sédimentaire de granulométrie hétérogène. Les accrétions sont caractérisées par des dépôts de graviers et de sables grossiers, tandis que les phases d'érosion mettent en avant un sédiment plus fin. En conditions**

**d'énergie plus faible, un tri granulométrique se met en place. La fraction > 250 µm devient prépondérante dans le sédiment et la composition sédimentaire reste relativement stable.**

**En bas de section réfléchive**, près de la rupture de pente (P1S1), le sédiment est généralement plus grossier que sur le reste du profil (Figure 133). Au début de l'hiver 2013/2014 (F1), le sédiment est caractérisé par des sables très bien classés de granulométries supérieures à 1 mm. Une granulométrie hétérogène est associée au dépôt sédimentaire, les sables fins et les sables très grossiers étant alors en proportions proches dans une matrice de graviers. Le recul de la rupture de pente vers le large et la baisse des conditions d'énergie jusqu'en juillet 2014 sont associés à une composition granulométrique stable mais hétérogène. La proportion en sables fins diminue progressivement dans le sédiment. En août 2014, l'érosion généralisée du profil entraîne la mise place d'un sédiment dominé par les sables fins. La composition du sédiment est relativement similaire sur l'ensemble du profil. La fin de la période F2 est caractérisée par une diminution des fractions fines. Le profil est morphologiquement stable. Un tri granulométrique se met en place. Un apport de sable fin est observé au début de l'hiver 2014/2015, associé à une accrétion localisée. Bien que des variations morphologiques soient observées en ce point au cours de l'hiver 2014/2015, la composition du sédiment est hétérogène mais relativement uniforme dans le temps. Le sédiment est dominé par les sables très grossiers et les graviers. Les proportions fractions fines sont progressivement réduites. **En bas de section réfléchive du profil P1, les phases d'érosion mettent en évidence un sédiment plus fin, les fractions les plus grossières étant potentiellement entraînées par gravité plus bas dans le sédiment lors du dépôt (profondeur de remaniement plus importante). Lors des phases d'accrétion, un apport sédimentaire de granulométrie hétérogène, dominé par les fractions supérieures à 1 mm, est observé. En conditions d'énergie plus calme, un tri granulométrique s'opère par les mouvements d'eau, en faveur des fractions supérieures à 1mm. Les sables fins sont transportés en amont ou en aval sur le platier vaseux.**

**BETAHON - PROFILE 1 - from dec. 2013 to Apr. 2015**

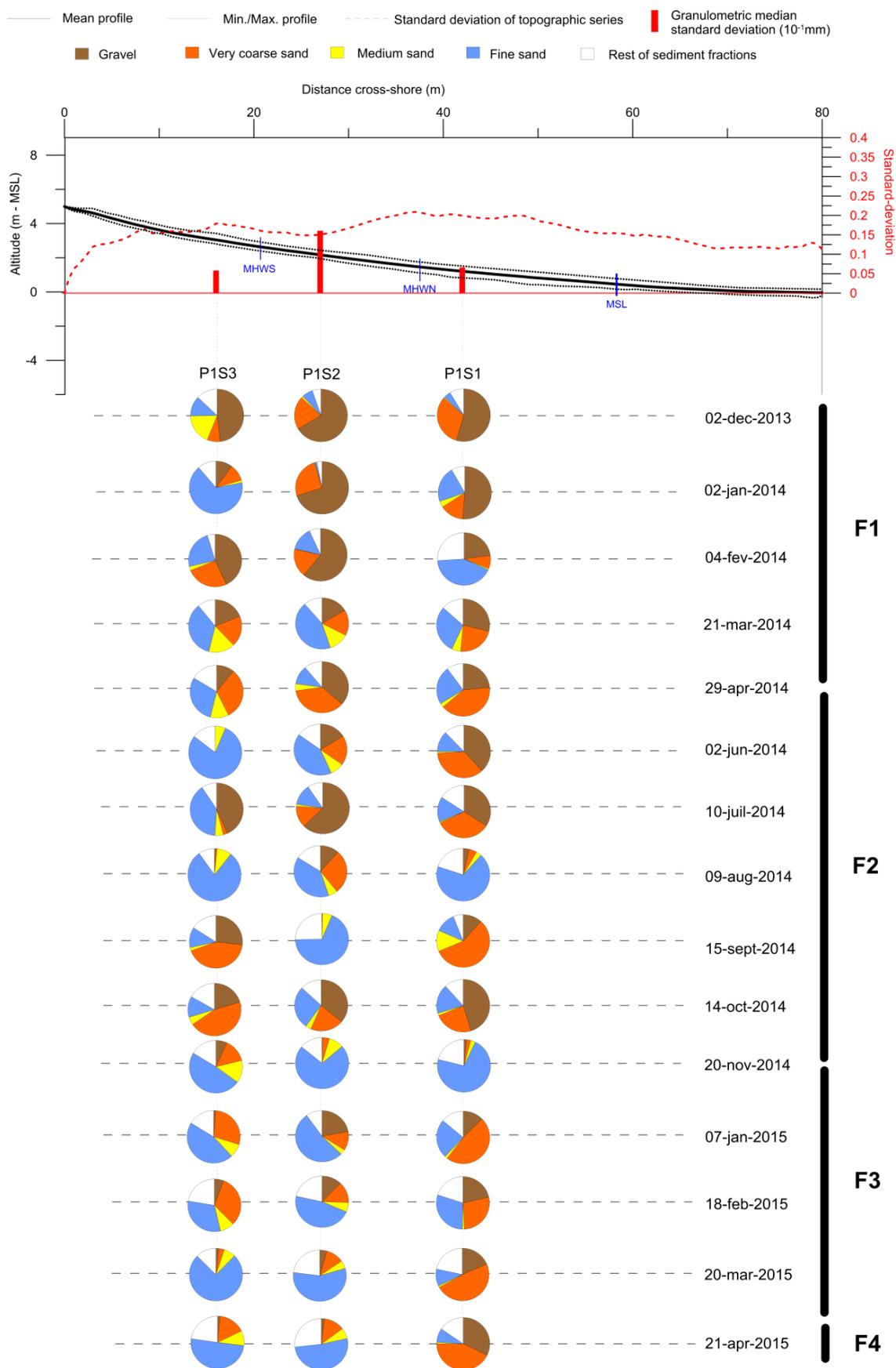


Figure 133. Variations des fractions granulométriques cibles sur le profil P1 de la plage de Bétahon entre décembre 2013 et avril 2015.

✓ Variabilité granulométrique au niveau du profil P3

Les trois points de mesures réalisés sur le profil P3 montrent une variabilité sédimentaire relativement uniforme (Figure 134). L'écart-type maximal est observé en haut de profil au point P3S3. De même que pour le profil P1, ce point, localisé au-dessus du niveau de PMVE, est principalement soumis aux processus éoliens et de *swash*. La variabilité la plus faible est identifiée en bas de section réfléchive (P3S1). Les sections du profil correspondant au point P3S2 et P3S1 sont soumises à l'ensemble des processus hydrodynamiques liés aux vagues (*swash*, *surf* et *shoaling* dans une moindre mesure) en fonction des niveaux d'eau.

**En haut de profil (P3S3)**, au début de la période hivernale 2013/2014, le sédiment est caractérisé par un mélange hétérogène dominé par les sables très grossiers (Figure 134). Le pourcentage de graviers augmente dans le sédiment jusqu'en février 2014. La phase d'érosion importante de la deuxième moitié de l'hiver se traduit par un sédiment hétérogène, dont les fractions majoritaires sont supérieures à 500  $\mu\text{m}$ . Le retour à des conditions météo-marines plus calmes (période F2) entraîne un tri granulométrique en faveur des graviers. Le sédiment est très bien classé et le pourcentage de fractions fines est quasi nul en août 2014. Une accrétion en haut de plage est observée en septembre 2014. Cependant, les variations de la composition granulométrique sont très faibles. Le début de l'hiver 2014/2015 (F3) est caractérisé par un changement granulométrique important. À partir de janvier 2015, les graviers sont totalement absents du sédiment. Celui-ci est composé de sables moyens et de sables fins, dont le pourcentage augmente jusqu'à la fin de la période. La morphologie du haut de plage est stable, induisant peut-être un tri sédimentaire lié à la dynamique éolienne. **En haut du profil P3, les conditions de forte agitation, associées à des phases d'érosion ou d'accrétion, sont caractérisées par un sédiment hétérogène dont les fractions grossières (> 500  $\mu\text{m}$ ) sont dominantes. En conditions calmes, un tri granulométrique initié par les mouvements du *swash* régulier à pleine mer se met en place, lessivant les fractions fines. Le sédiment est alors composé principalement de graviers. Un tri sédimentaire par dépôt éolien, issu de la déflation en aval du profil, s'opère potentiellement en haut de plage.**

**En milieu de section réfléchive (P3S2)**, lors de la période F1, le sédiment est plus grossier qu'en haut de plage mais présente les mêmes tendances dans le changement de composition (Figure 134). Les fractions grossières supérieures à 2 mm atteignent 75 % en février 2014. Cette répartition sédimentaire est associée à une relative stabilité morphologique du profil sur ce secteur. Les phases d'érosion et d'accrétion de la fin de la période F1 sont caractérisées par la présence d'un sédiment hétérogène dont les fractions >1mm sont dominantes et plus importantes qu'en haut de profil. Une relative stabilité de la composition sédimentaire est identifiée en début de période F2, jusqu'en juillet 2014. Le pourcentage de sables fins augmente progressivement avec les conditions de faible énergie. En août, avec l'augmentation des conditions d'énergie, le sédiment devient plus grossier et les graviers dominant. Un changement brutal de la composition granulométrique s'opère en septembre

2014. Les sables grossiers (0.5 - 1 mm) et les sables fins deviennent prépondérants dans le sédiment. Il s'agit potentiellement d'un dépôt sédimentaire non identifié dans les variations morphologiques car vraisemblablement inférieur à 10 cm. Le retour à des conditions de plus haute énergie lors de l'hiver 2014/2015 se traduit par des phases de stabilité, d'érosion (février 2015) et d'accrétion (mars 2015). L'érosion met en évidence un sable hétérogène, issu du remaniement de la couche sédimentaire de surface, tandis que le dépôt de sédiment présente une composition granulométrique dominée par des fractions inférieures à 1 mm. **En milieu de profil P3, les phases d'érosion et de stabilité en très haute énergie sont associées à un remaniement sédimentaire important par le déferlement des vagues et le *swash*, induisant une composition granulométrique hétérogène. Un tri granulométrique en faveur des fractions supérieures à 1 mm s'opère lors de phases de stabilité morphologique associées à des conditions d'énergie élevée. En conditions de faible énergie, la composition du sédiment est relativement hétérogène également. Une augmentation de la proportion de sables fins est observée avec l'installation de faibles hauteurs de vagues. Des dépôts de sédiments à granulométrie plus fine (< 1 mm) sont détectés ponctuellement lors des conditions de faible énergie.**

En bas de plage, au-dessus de la rupture de pente (P3S1), la composition granulométrique est plus stable que pour les autres secteurs amont du profil et présente une dominance globale des graviers (Figure 134). Un granoclassement inverse est donc globalement observé du haut vers le bas de plage (plus grossier). Lors de la période F1, un remaniement sédimentaire entre décembre et janvier 2013 s'opère suite à la première série de tempêtes. Le pourcentage de graviers diminue et des fractions moins grossières sont observées. Un tri sédimentaire se poursuit jusqu'en février 2014, avant un nouveau remaniement en mars 2014, suite à la deuxième série de tempêtes de l'hiver 2013/2014. La fraction de gravier diminue au profit de sables moyens et grossiers. Le sédiment présente ensuite une composition relativement similaire jusqu'en août 2014. La fraction de sables fins augmente progressivement dans le sédiment comme en partie médiane du profil. Un apport sédimentaire en sables grossiers et moyens est observé en septembre, modifiant brutalement la composition du sédiment : le pourcentage de graviers devient quasi nul. Un apport en sédiment est observé également en bas de profil en début de période F3. Cependant, les caractéristiques sédimentaires sont différentes, le sédiment étant essentiellement composé de graviers. La période hivernale 2014/2015 montre des variations plus importantes dans la composition granulométrique du sédiment. Un remaniement sédimentaire conduisant à une hétérogénéité sédimentaire est observé sans variations morphologiques significatives mais en lien avec des conditions de plus forte énergie. Le retour à des conditions plus calmes en fin de période F3 entraîne un lessivage des particules fines au profit des graviers. **En bas de la section réfléchive du profil P3, la répartition granulométrique du sédiment est relativement stable au cours de l'hiver 2013/2014 jusqu'au cœur de l'été 2014. Cette constance peut être induite par une profondeur de remaniement minimale plus importante en ce secteur du profil, et par un tri granulométrique opéré lors du déferlement et du *shoaling* des vagues. Les accrétions morphologiques sont associées à des sédiments plus hétérogènes parfois dominés par des fractions très grossières (> 2 mm), parfois par des fractions**

**plus fines (< 1 mm). L'augmentation de l'énergie entrante dans le système induit un remaniement sédimentaire et une hétérogénéité granulométrique.**

**BETAHON - PROFILE 3 - from dec. 2013 to Apr. 2015**

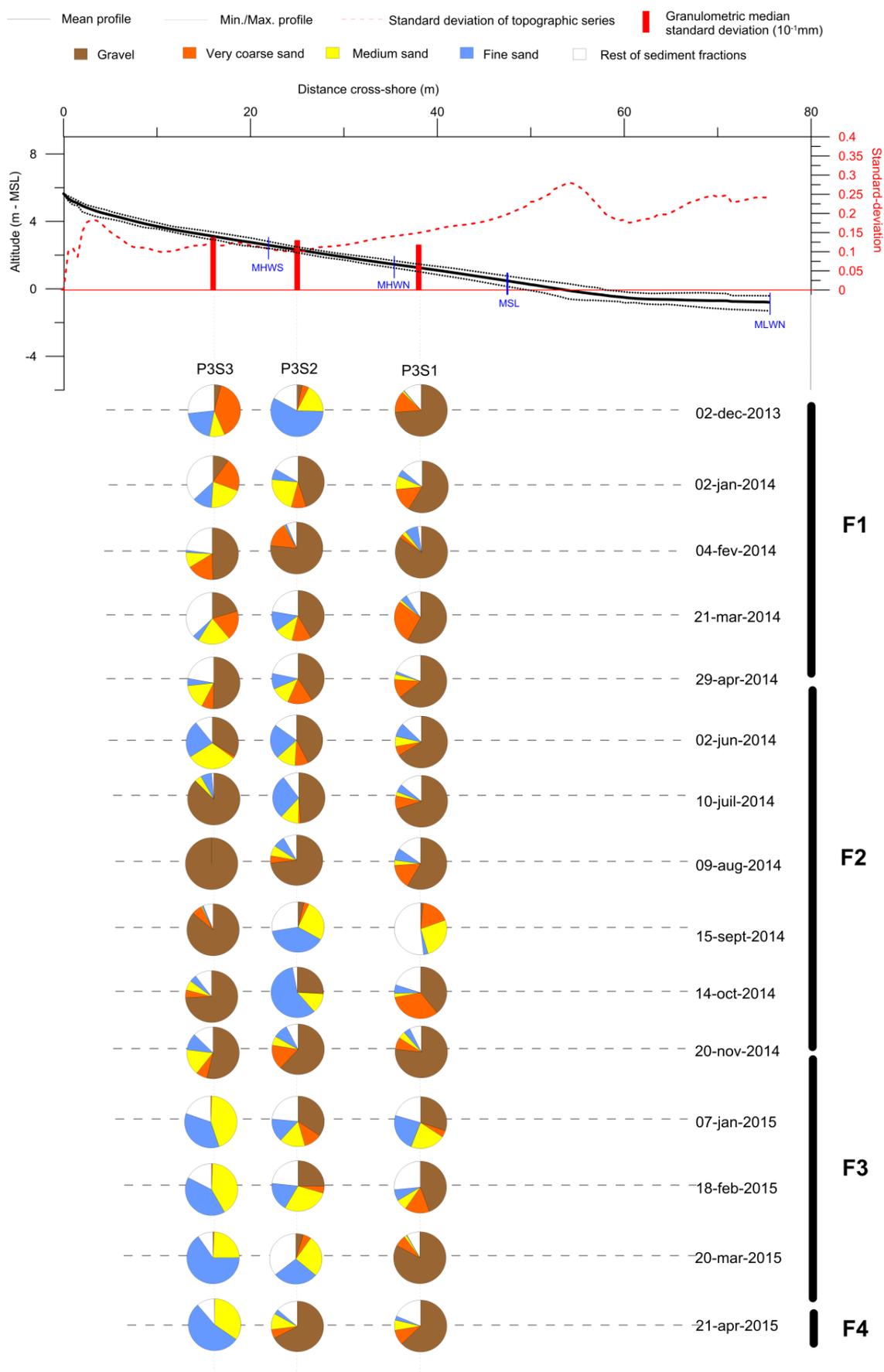


Figure 134. Variations des fractions granulométriques cibles sur le profil P3 de la plage de Bétahon entre décembre 2013 et avril 2015.

✓ Variabilité granulométrique au niveau du profil P6

Le sédiment caractérisant le profil P6, localisé en bout de flèche sableuse, est plus grossier d'une manière générale (Figure 135). Graviers et sables très grossiers sont principalement observés en haut de profils tandis que des sables fins alternant avec des graviers sont identifiés dans le sédiment mieux classé au niveau de la rupture de pente. La variabilité granulométrique (médiane) la moins importante est détectée en milieu de profil (P6S2) et c'est au point P6S3 que la médiane change le plus. Contrairement aux autres profils de plage dont la section réfléchive est plus longue, le point P6S3 est localisé en dessous du niveau de PMVE. Ce secteur du profil est principalement soumis aux processus de *swash*, de déferlement ainsi qu'au transport éolien ponctuellement et dans une moindre mesure. Les autres secteurs d'échantillonnage sont soumis aux divers processus hydrodynamiques (*shoaling*, *surf* et *swash*) et ponctuellement à la dynamique éolienne lors des marées basses.

Au point P6S3, en haut de plage, un sédiment composé principalement de graviers et de sables très grossiers caractérise la période hivernale 2013/2014 (F1-Figure 135). L'érosion de la partie haute du profil de plage découvre un sédiment de granulométrie supérieure à 1 mm : les fractions fines sont totalement absentes du sédiment. Le retour à des conditions moins énergétiques en période F2 est associé à un apport en fractions moins grossières (< 1 mm). Les sables fins représentent une proportion non négligeable à partir de juillet 2014, conséquence d'une potentielle déflation sédimentaire sur le reste de la plage ou d'un transport sédimentaire par les courants. En fin de période F2, la fraction de sables fins disparaît en association à une érosion du haut de plage suite à des conditions ponctuelles de haute énergie. Le reste de la période hivernale 2014/2015 est caractérisé par un sédiment de répartition granulométrique stable et dominé par les graviers. Le profil est morphologiquement stable. **Pour la partie haute du profil P6, les périodes d'érosion lors des conditions de haute énergie découvrent un sédiment très bien classé dont la granulométrie est supérieure à 1mm. Les conditions d'énergie plus faible associées à des niveaux d'eau plus faibles entraînent des dépôts de sables fins. Le retour à des conditions d'énergie plus fortes entraîne un tri granulométrique de cette section moins exposée de la plage. Les fractions fines sont transportées ou infiltrées dans le sédiment ; les fractions supérieures à 2 mm dominent alors. La composition sédimentaire est relativement constante dans le temps lorsque les variations morphologiques ne sont pas significatives.**

En milieu de profil (P6S2), après la première série de tempêtes de la période F1 (janvier 2014) et l'érosion conséquente du profil, le sédiment est constitué de fractions supérieures à 2mm (Figure 135). Le retour à des conditions plus calmes est associé à des apports de sables moyens et fins dans le sédiment. Un tri granulométrique en faveur des sables grossiers à très grossiers et des graviers s'opère au cours de la première moitié de la période printanière 2014 (période F2). En juillet, le pourcentage de graviers diminue dans le sédiment en accord avec la variation sédimentaire observée en amont du profil, potentiellement attribuée à un dépôt issu d'une dynamique éolienne ou d'un transport sédimentaire par les courants (le levé de ce profil n'est pas disponible pour le mois de juin 2014). La répartition granulométrique du sédiment est relativement stable sur la suite de la période F2 où les fractions supérieures à 1mm dominent. Au cours de l'hiver 2014/2015, peu de variations

morphologiques sont observées sur ce secteur du profil et la répartition sédimentaire est stable. Nous pouvons noter un remaniement sédimentaire en janvier 2014 conduisant à un sédiment plus hétérogène, suite à des conditions d'énergie plus élevée mais sans impact morphologique. **Au milieu de la section réflective du profil P6, les phases d'érosion associées aux conditions d'énergie plus forte mettent en évidence un sédiment très bien classé constitué majoritairement de graviers et de sables grès grossiers. Des dépôts ponctuels de sables plus hétérogènes sont observés localement. Lors de conditions d'énergie plus faible, un apport de sables fins et moyens dans le sédiment (moins important qu'en haut de profil) se produit. Lors des périodes de stabilité morphologique, une répartition également constante est identifiée.**

A proximité de la rupture de pente (P6S1), la répartition granulométrique au point de prélèvement est variable au cours de la période F1 (Figure 135). En effet, lors de l'avancée de la rupture de pente vers le large, un sédiment typique de la section réflective est alors observé (graviers). Le recul de la limite réflectif/dissipatif vers la côte met en avant un sédiment composé principalement de fractions de granulométrie inférieure à 250  $\mu\text{m}$ . Au cours de la période F2, de faible énergie, un sédiment grossier (graviers et sables fins dominants) et de composition granulométrique stable est observé. Une augmentation massive des sables moyens dans le sédiment est conjointe au dépôt temporaire de bas de plage en septembre 2014. Les conditions énergétiques d'octobre 2014 induisent un apport de sables fins en bas de section réflective. Au cours de la période F3, une répartition stable des fractions supérieures à 1 mm est observée et le pourcentage de la fraction de sables fins fluctue. Celle-ci semble croître avec l'augmentation des conditions d'agitation de l'hiver 2014/2015. **En bas de profil P6, Les phase d'érosion sont associées à un sédiment plus grossier, en lien avec l'avancée vers le large de la rupture de pente. Des apports ponctuels de sables fins et très fins dans le sédiment sont observés après des conditions ponctuelles d'agitation forte. Un dépôt ponctuel de sables moyens très bien classés a été observé lors d'une phase d'engraissement massif du profil.**

**BETAHON - PROFILE 6 - from dec. 2013 to Apr. 2015**

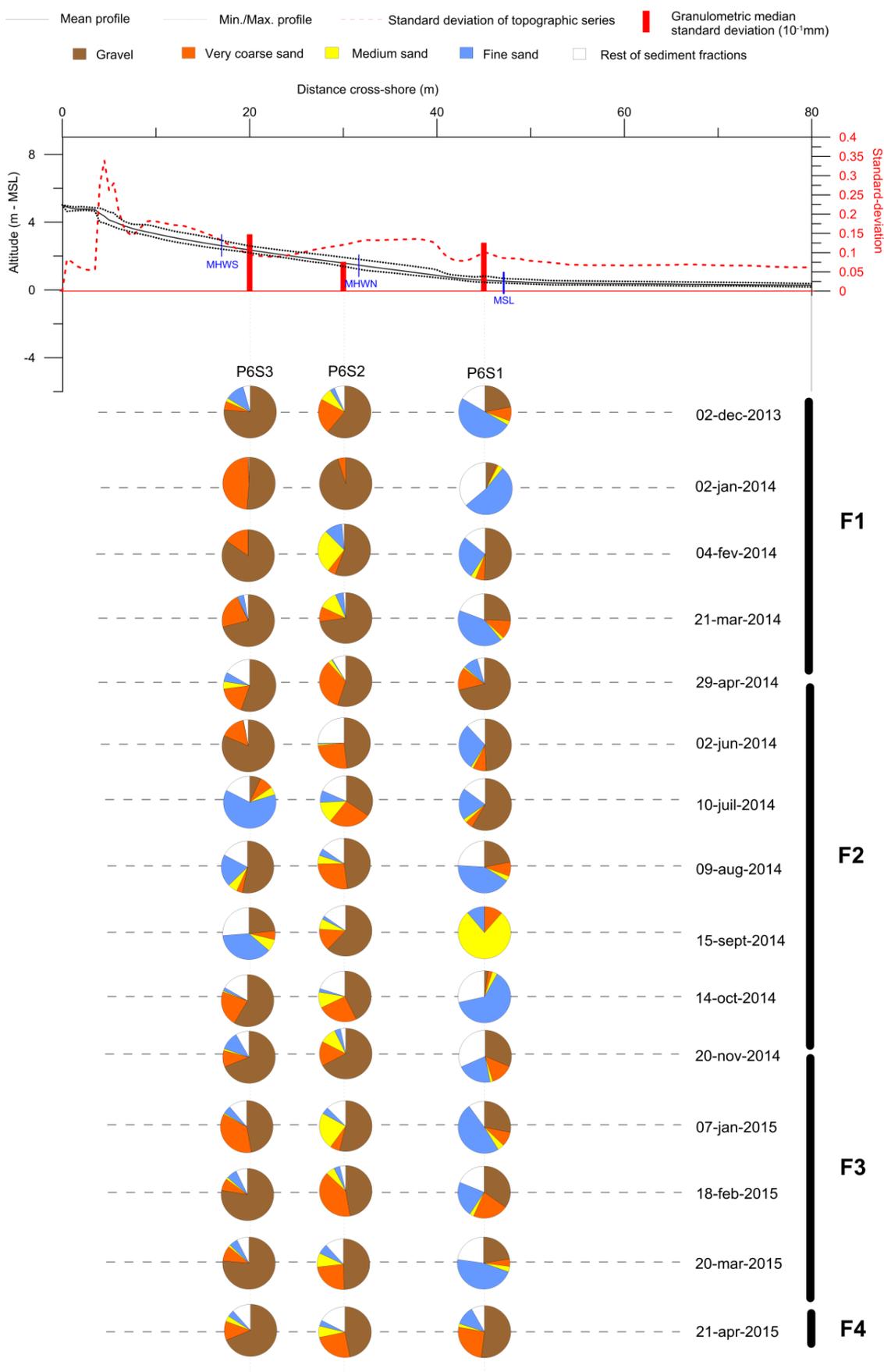


Figure 135. Variations des fractions granulométriques cibles sur le profil P6 de la plage de Bétahon entre décembre 2013 et avril 2015.

### II.A.3.b. Variation des médianes granulométriques

L'étude des variations de la médiane granulométrique permet de prospecter les tendances d'évolution des sédiments sur la plage et le long des profils en fonction de la hauteur significative au large ( $H_{s99\%}$ ) (Figure 136). A l'entrée de l'hiver 2013/2014, la médiane granulométrique est relativement élevée sur l'ensemble des parties de la plage. L'amplitude des variations du  $D_{50}$  est globalement moins importante en milieu de section réfléchive que sur les secteurs amont et aval du profil. Les secteurs S3 et S2 de la plage présentent une médiane décroissante avec la diminution des hauteurs significatives des vagues en début du printemps 2014, tandis que la granulométrie augmente autour de la rupture de pente. Les valeurs les plus faibles de la médiane sont atteintes sur l'ensemble de la plage en septembre 2014. La médiane granulométrique moyenne de la plage est minimale avec les conditions d'énergie les plus faibles. Le retour à des conditions d'énergie plus forte en début de période F3 (hiver 2014/2015) est associé à une augmentation de la médiane sur l'ensemble des secteurs du profil ; le sédiment en haut de plage atteignant une granulométrie maximale sur les profils P3 et P6. Cependant, une baisse globale de la granulométrie du profil P1 est détectée. Un décalage des pics de granulométrie est observé entre P1 et P3 au niveau du point S2 au cours de la période F2 et au début de la période F3. Au cours de l'hiver 2014/2015, les variations de la granulométrie moyenne de la plage sont cohérentes avec les variations de la hauteur significative au large ; c'est à dire que le  $D_{50}$  diminue avec la baisse de l'énergie. L'analyse des corrélations entre les variations granulométriques montre une dynamique très proche entre le secteur bas du profil P1 et le secteur médian du profil P3 (Figure 137). **Suite à l'hiver 2013/2014 et aux tempêtes extrêmes, où la médiane granulométrique moyenne de la plage était la plus élevée, une diminution progressive de la granulométrie du sédiment est observée, conjointement à la baisse de la hauteur significative des vagues. Le retour à des conditions de forte énergie entraîne une augmentation globale de la granulométrie de la plage. Bien que la variation d'énergie d'un mois à l'autre soit relativement faible, des changements de granulométrie importants en surface peuvent s'opérer. Des variations locales fortes d'une section à l'autre de la plage sont détectées, notamment entre la partie Ouest et le centre/Est de la plage. Le décalage temporel (un mois) observé dans les pics de granulométrie sur le secteur central réfléchif (S2) résulte potentiellement d'un transport sédimentaire progressif d'Ouest en Est.**

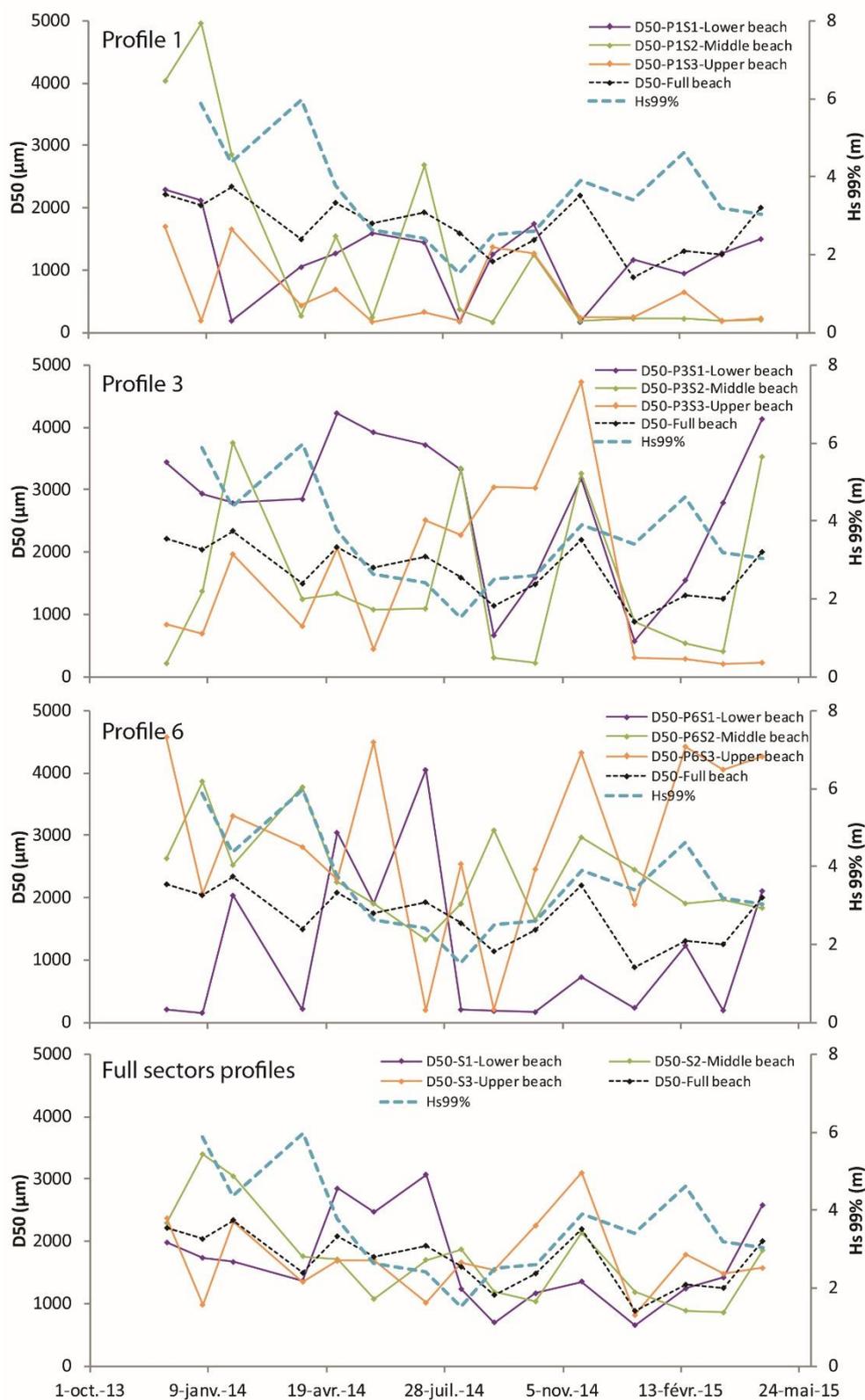


Figure 136. Variations des médianes granulométriques pour les profils P1, P3 et P6 par secteurs et pour la médiane moyenne de la section réfective de la plage de Bétahon. Superposition de la variation du Hs<sub>99%</sub>.

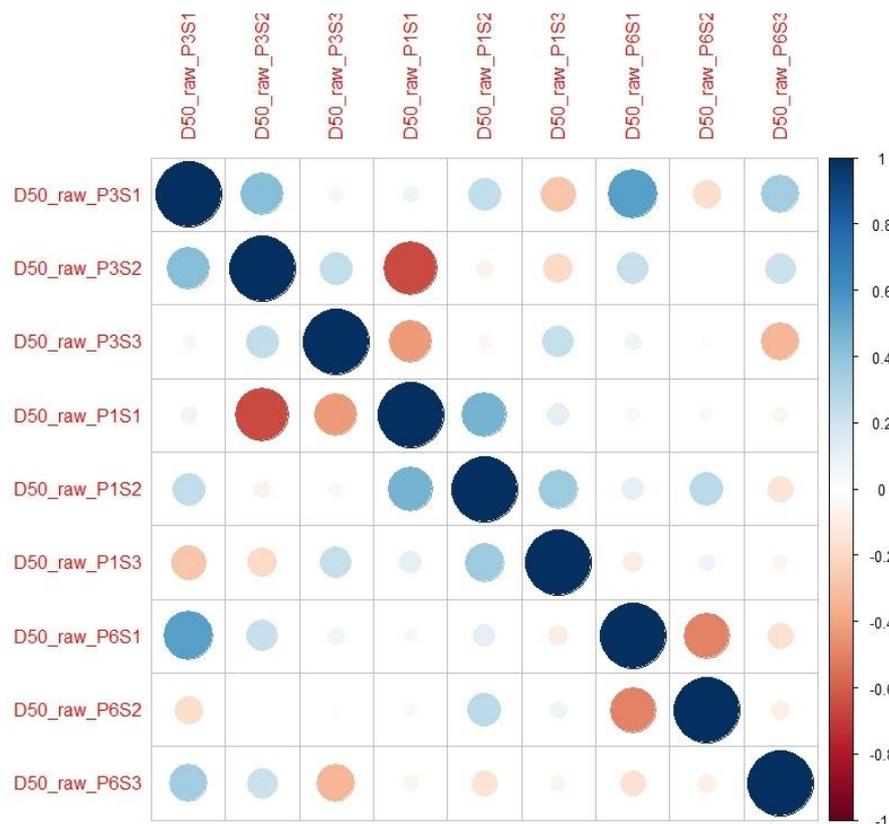


Figure 137. Corrélations des variations de la médiane granulométrique entre les différents échantillons (série continue) prélevés sur la plage de Bétahon.

### II.A.3.c. Variabilité granulométrique saisonnière de la surface du platier vaseux

Les prélèvements ont été réalisés en section centrale du platier vaseux à 10 mètres après la rupture de pente et dans l'alignement du profil P3 entre mai 2014 et juin 2015. Le sédiment cohésif composant le platier vaseux est généralement bimodal (Figure 138) : une fraction composée de silt / argile et une fraction de sables fins. La médiane granulométrique oscille entre 13 et 34  $\mu\text{m}$ , le  $D_{10}$  entre 89 et 363  $\mu\text{m}$  et le  $D_{90}$  s'échelonne de 3  $\mu\text{m}$  à 4.8  $\mu\text{m}$ . De mai à octobre 2014, la médiane passe de 14.5 à 34,4  $\mu\text{m}$  et le  $D_{10}$  triple (363  $\mu\text{m}$ ), témoignant d'un apport de sables fins et moyens dans la vase. Le platier est alors sculpté en *ridges and runnels*. Cet apport est également détecté sur la courbe de répartition granulométrique qui indique un volume maximal de sables fins en octobre 2014. En janvier 2015, une augmentation de la médiane est également observée suite à la présence de *ridges and runnels*. Le comblement des structures par des apports en vase fluide entraîne une baisse de la granulométrie générale du sédiment entre janvier et février 2015. Puis un apport de sables fins dans le sédiment est observé. Différentes hypothèses peuvent être émises pour expliquer ces variations. Les structures en *ridges and runnels* sont potentiellement initiées par un drainage et une augmentation de l'énergie, et l'hydrodynamisme associé induit un transfert de sables fins depuis la partie réfléchive non-cohésive vers le platier. La granulométrie du mélange vase/sables augmente ainsi. Les apports de vase fluide en conditions de temps peu agité entraînent une diminution de la granulométrie. En effet, celles-ci sont constituées principalement de silt et d'argile. Les fractions de sables fins et très fins sont réduites au minimum (février 2014) dans l'échantillon vaseux. La

consolidation de la vase est associée à un potentiel apport de sables très fins depuis la section supérieure réfléchive.

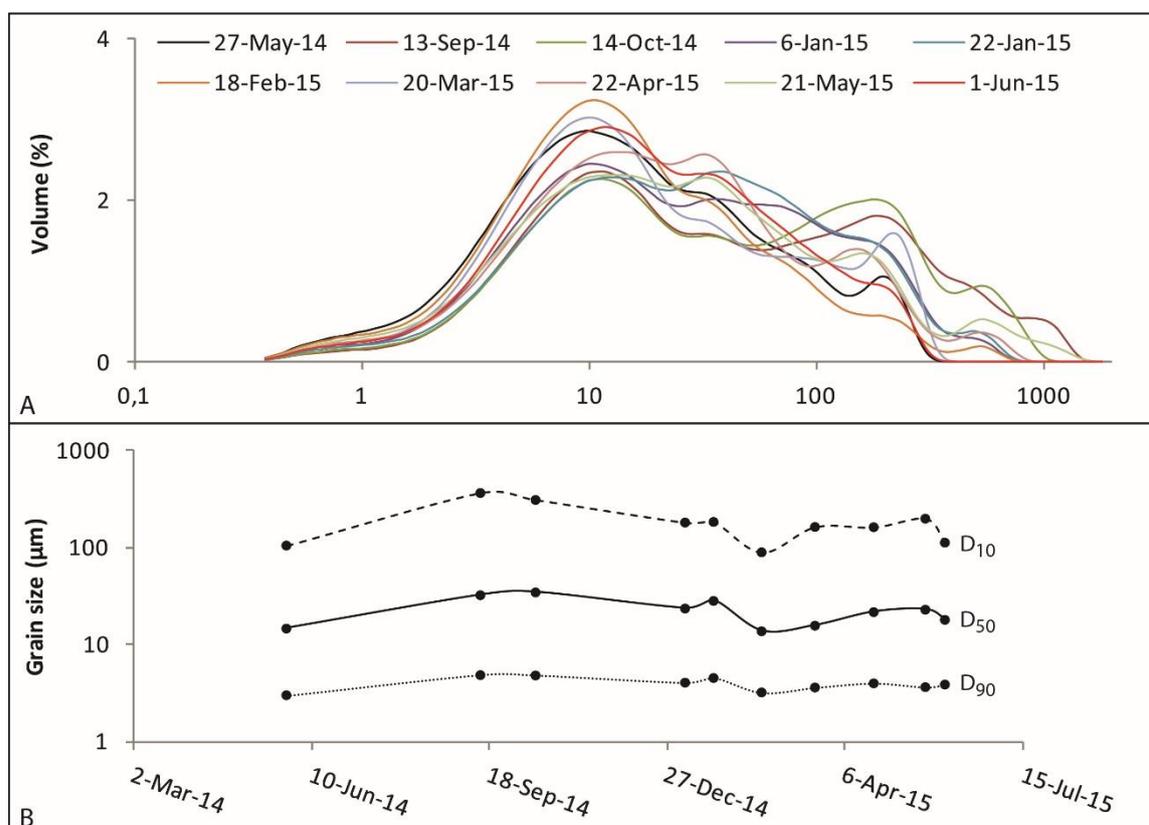


Figure 138. Variations granulométriques de la couche de sédiment de surface du platier vaseux de mai 2014 à juin 2015- A. courbe de la répartition granulométrique de 0.5 à 2 000µm ; B. Évolution de la médiane granulométrique et des percentiles 10% et 90%.

#### II.A.3.d. Analyse de la variabilité verticale sédimentaire et de la contrainte de cisaillement

Une expérimentation ponctuelle couplant mesures de la contrainte de cisaillement (*shear stress*) à différentes profondeurs et carottages sédimentaires a été menée sur le platier vaseux au niveau du profil P3, sur le platier vaseux (Figure 139). Ces mesures ont été réalisées en juin 2016 au niveau d'un *ridge*. L'objectif de ce suivi est de prospector les relations entre l'érosion saisonnière du platier vaseux et ses caractéristiques rhéologiques et sédimentaires simples.

Une alternance de couches sableuses (130-160 µm) et de couches vaseuses (15-25 µm) est observée sur le profil vertical. Le nombre et les épaisseurs des alternances vase/sable sont variables selon les profils verticaux et les positions *cross-shore*. Un pic de la contrainte de cisaillement est observé au niveau des couches sableuses, mais les valeurs de contraintes sont potentiellement invalides en raison de la gamme d'utilisation de l'appareil. On observe une augmentation de la contrainte vers le fond tant au niveau des couches vaseuses que des couches sableuses. La première couche vaseuse est caractérisée par des valeurs de cohésion non drainée inférieures à 5 KPa. Des contraintes allant de 10 à 25 KPa sont observées dans la seconde couche vaseuse. La couche de vase fluide plus ou moins épaisse à la surface ne présente aucune contrainte mesurable par le scissomètre. A l'intérieur d'une même couche vaseuse, une légère augmentation de la cohésion

apparaît sur les profils PS1 et PS3. Bien que des augmentations internes de la contrainte de cisaillement au sein des couches vaseuses apparaissent, des paliers sont détectés d'une couche vaseuse à l'autre, séparée par une couche sableuse de granulométrie inférieure à 200  $\mu\text{m}$ . Ces observations sont discutées en fin de section et mises en lien avec l'érosion du platier vaseux.

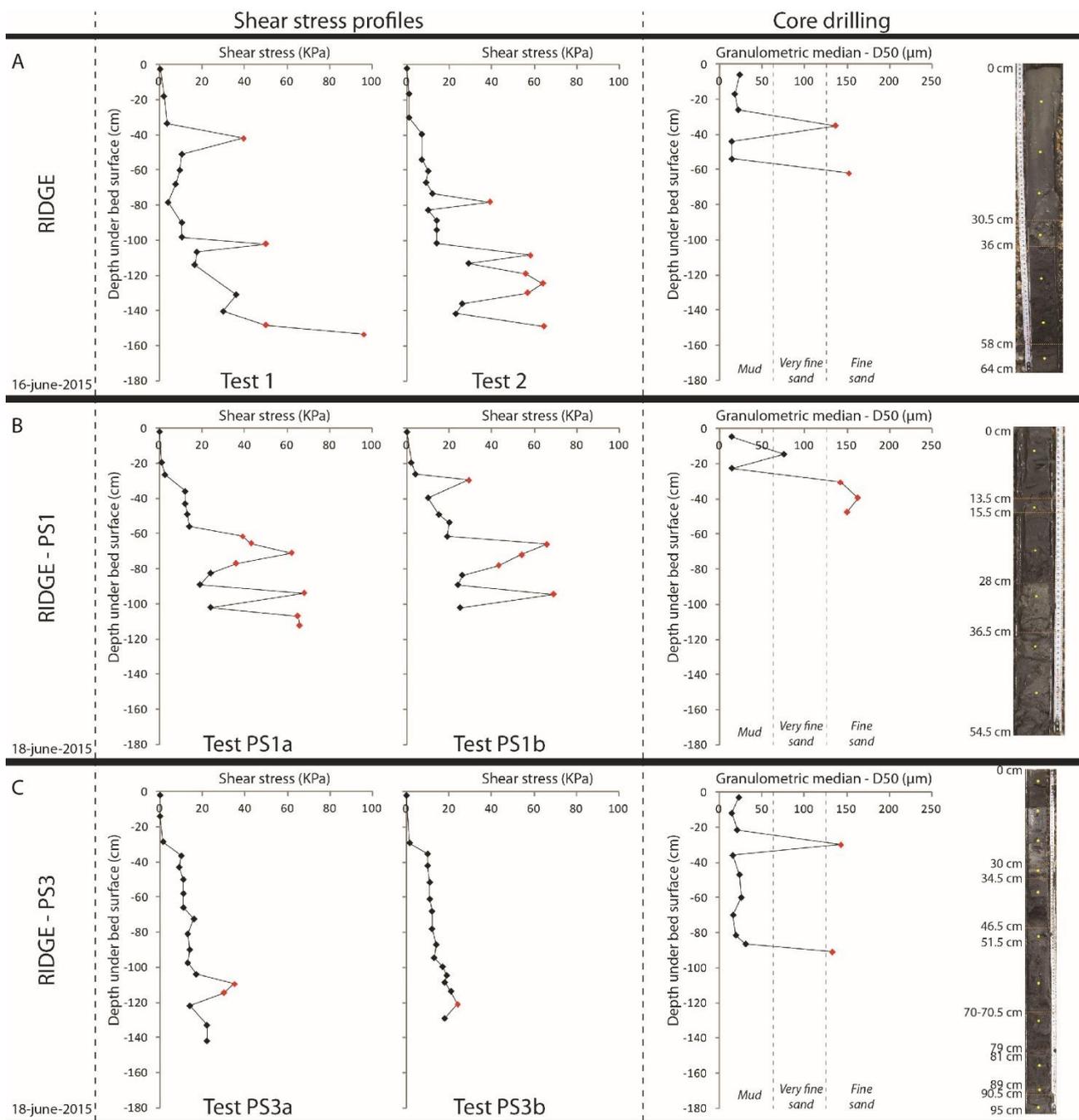


Figure 139. Mesures des contraintes de cisaillement et profils sédimentaires verticaux associés au niveau d'un ridge vaseux de la section centrale de la plage de Bétahon- A. Mesures réalisées le 16 juin ; B et C. Mesures réalisées le 18 juin à 1 mètre de la bordure interne du platier vaseux (B) et à 10 m vers le large (C) (cf. chapitre matériel et méthode).

#### II.A.4. Analyses morpho-sédimentaires complémentaires du platier vaseux

Dans cette partie, deux approches complémentaires de la dynamique du platier vaseux de Bétahon sont proposées. La première concerne la variabilité de la limite vase/sable. Celle-ci permet d'identifier les variations d'extension de la section sableuse supérieure et de la section vaseuse inférieure. La seconde approche porte sur le suivi morpho-sédimentaire par l'analyse photogrammétrique des prises de vues aériennes par cerf-volant (présentée sous forme d'article).

##### II.A.4.a. Variabilité de la limite vase/sable

Comparé à la mesure d'altitude, il est plus difficile de définir une délimitation vase/sable (équivalent à la délimitation du platier vaseux) sur une plage mixte de ce type. Par analogie, cette approche est comparable à celle de la mesure de la limite du trait de côte qui peut être défini par différents repères morphologiques. En effet, plusieurs types de limites peuvent être identifiés suivant la présence ou non de bordure interne du platier vaseux, la présence ou non d'une zone dissipative sableuse en amont du platier. La question en préambule de l'étude étant : « Comment définir le début du platier vaseux ? » On s'attachera donc dans un premier temps à définir ces différentes limites rencontrées sur le terrain.

La Figure 140 montre la pluralité des limites vase/sable sur la plage de Bétahon. La limite peut être caractérisée par un bourrelet vaseux plus ou moins consolidé et parallèle au trait de côte. Celui-ci est plus ou moins proche de la rupture de pente suivant l'état d'érosion du platier vaseux. Lors de l'érosion maximum, une sous-couche vaseuse apparaît, complexifiant la cartographie de la limite. Nous considérons dans le cadre de ce travail que la limite vase/sable correspond alors au bourrelet supérieur du platier. Lors des dépôts de vase fluide, la limite vase/sable correspond à la bordure de ce dépôt si l'épaisseur est considérée significative (> 5 - 10 cm). Lors du remplissage maximum du platier vaseux par de la vase fluide, la limite vase/sable peut être confondue avec la rupture de pente et même surpasser celle-ci. Des dépôts de sables fins peuvent recouvrir la vase plus ou moins consolidée. La limite vase/sable sera alors considérée comme la position du bourrelet si l'épaisseur de la couche sableuse empêche un enfoncement. Sinon, la limite est considérée à la position de l'enfoncement dans la vase sous-jacente. Dans le cadre d'une éventuelle future étude sur les variations d'extensions du platier vaseux, une cartographie multicouche serait à considérer en prenant en compte la vase fluide, la couche ancienne sous-jacente et la couche la plus récente (bourrelet supérieur), les trois types de vases étant observés conjointement lors des phases intermédiaires entre les moments d'érosion et de dépôt. Bien qu'incomplète, cette approche simplifiée permet d'appréhender les variations d'amplitude du platier vaseux par rapport à la section réflective.

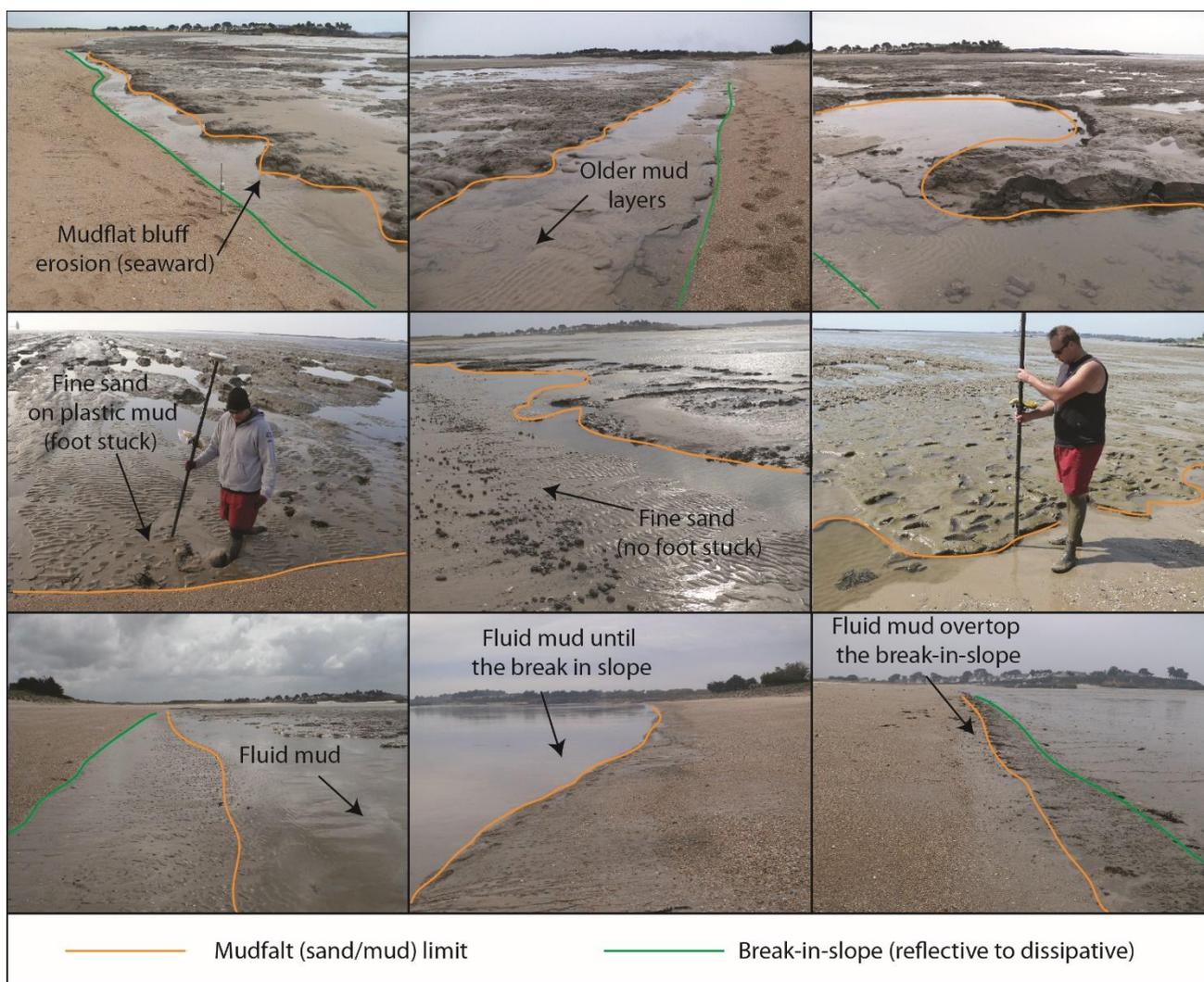


Figure 140. Différentes limites vase/sable identifiées sur la plage de Bétahon suivant la morphologie du platier vaseux. Le trait orange correspond aux limites vase/sable sélectionnées retenues lors des différents levés topographiques ; Le trait vert correspond à la position de la rupture de pente (limite réflectif/dissipatif).

D'une manière générale, la limite vase récente/sable est nettement plus mobile sur la partie Ouest de la plage (P1 et P2 - Figure 141). Cette limite atteint une mobilité maximale de 40 m au niveau du profil P1 et diminue progressivement jusqu'au niveau du profil P3 : la mobilité maximale de la limite vase/sable est alors de 13 m. L'affleurement rocheux en section centrale de la plage induit un battement plus important de la limite du platier vaseux. La mobilité atteint un minimum, autour de 10 m, en zone orientale de la plage et est relativement stable à partir du profil P5. Sur presque deux années de suivis, on peut observer un recul de la limite vase/sable (-5 m/an) entre le début et la fin de la période de mesures sur la partie Ouest de la plage (P1 à P3). La partie orientale est quant à elle relativement stable ou présente une légère avancée (+ 1 à 3 m) vers la pointe du cordon. Le platier vaseux n'a pas retrouvé son état initial suite à l'hiver extrême de 2013/2014. De plus, cette analyse permet d'observer que l'hydrodynamisme local impacte plus le platier vaseux dans la partie occidentale de la plage. En outre, la partie la plus avancée de l'enrochement, localisée entre les profils P1 et P2, induit une variabilité plus importante de la limite vase/sable. Cela est potentiellement lié à la réflexion des vagues et l'intensification de l'énergie associée.

Une analyse couplant la variabilité du déplacement de la limite vase/sable et l'étude des conditions hydrodynamiques à court terme ou événementielles serait potentiellement intéressante. La compréhension de l'impact de l'enrochement sur le recul et l'érosion accentuée de la bordure interne du platier vaseux nécessiterait également une étude instrumentée à court terme.

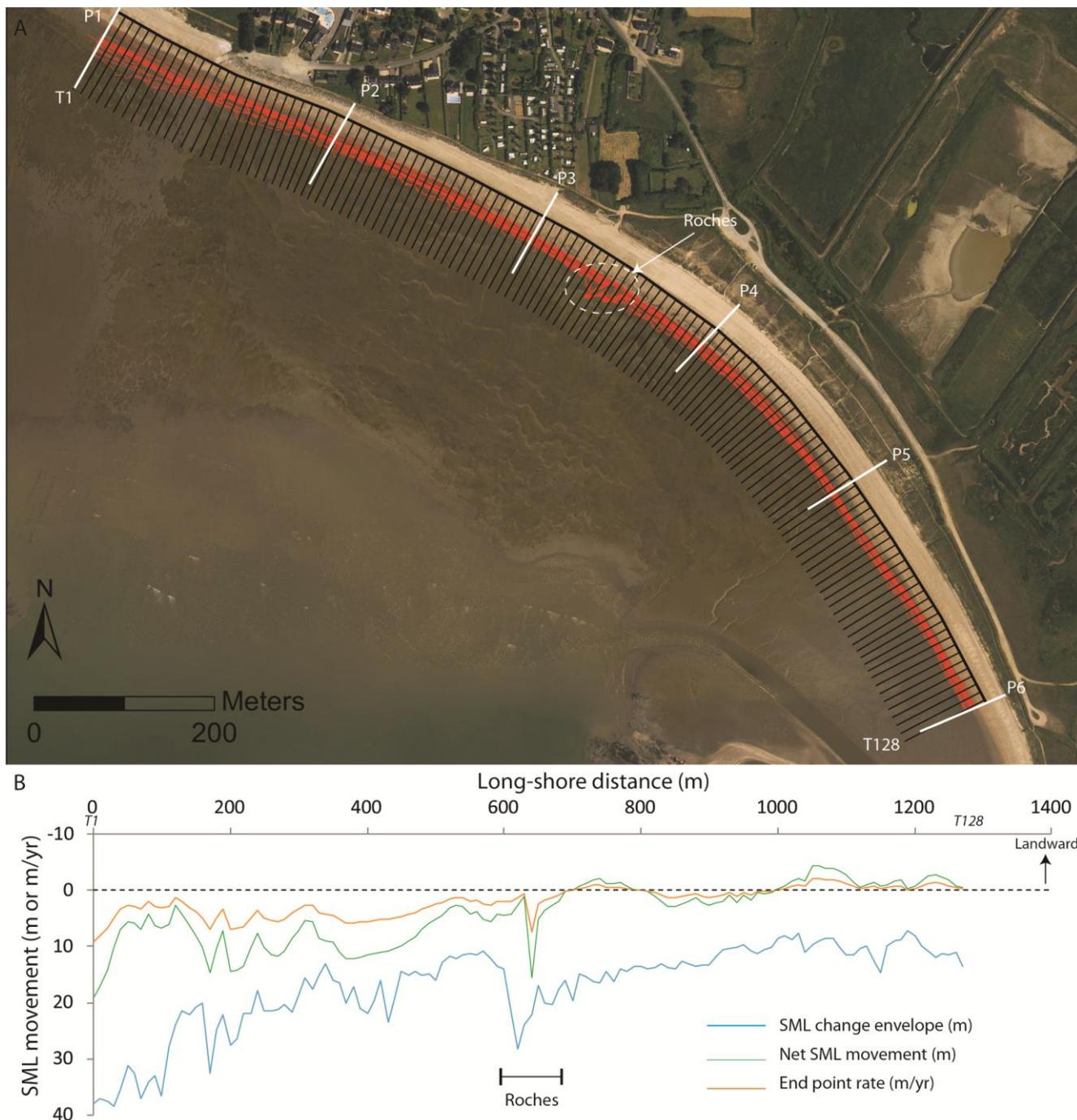


Figure 141. Visualisation des limites vase/sable relevées sur la plage de Bétahon entre décembre 2013 et mai 2015 - les transects d'analyse (T1 à T128) via le module DSAS© (Theier et al., 2017) sont espacés de 10 m ; Taux de variation de la limite vase-sable sur la période de mesures (End point rate), de la distance entre le premier levé – décembre 2013 - et le dernier – mai 2015 - (Net Sand/Mud Layers – SML movement) et de l'enveloppe des variations de la limite (SML change envelope).

#### II.A.4.b. Suivi morpho-sédimentaire de la section centrale du platier vaseux par photographie aérienne par cerf-volant

L'étude des variations morpho-sédimentaires du platier vaseux de Bétahon à moyen terme a fait l'objet d'une analyse par photogrammétrie à partir de prises de vues aériennes par cerf-volant. Cinq sessions de prises de vues par cerf-volant ont été réalisées sur la section centrale du platier entre juin 2014 et février 2016, pour différentes conditions d'agitation et de configurations morphologiques du platier (*ridges et runnels* ou surface plane). Les analyses par photogrammétrie ont permis d'obtenir des orthophotographies et des modèles numériques de terrain à très haute résolution (< 2 cm) de cette section dissipative atypique.

Les principaux résultats de ce travail sont présentés dans la publication « *Mudflat ridges-and-runnels system : a conceptual model of the seasonal morpho-sedimentary dynamics on a sandy-muddy macrotidal estuarine beach (Vilaine estuary, France)* » (voir Chapitre 5).

#### II.A.5. Discussion autour de la dynamique morpho-sédimentaire de la plage de Bétahon

Une analyse statistique par corrélation multicritères (conditions de vagues et d'énergie au large) est proposée afin d'explorer les facteurs contrôlant la dynamique morpho-sédimentaire de la plage de Bétahon. Les quatre grandeurs testées sont les suivantes : le 99<sup>ème</sup> percentile de la hauteur significative ( $H_{s99\%}$ ), la valeur maximale de la hauteur significative ( $H_{s_{max}}$ ), l'énergie cumulée ( $Pow_{cum}$ ) et l'énergie moyenne ( $Pow_{mean}$ ) au large entre deux levés topographiques. Les dynamiques sectorielles des profils, les variations sédimentaires et la dynamique générale de la plage sont successivement présentées.

##### II.A.5.a. Dynamique sectorielle des profils

Des corrélations sont détectées entre les variations verticales maximales des secteurs de profils et les variations des paramètres hydrodynamiques sélectionnés (Figure 142). Seuls les coefficients de corrélation supérieurs à 0.5 ou inférieurs à -0.5 ont considérés significatifs et sont discutés. Les corrélations les plus fortes sur l'ensemble des secteurs sont obtenues pour le paramètre  $H_{s99\%}$ . Le secteur A correspondant au pied de dune ou d'enrochement ne présente pas de corrélation avec les variations des conditions hydrodynamiques au large. En effet, ce secteur n'est atteint que ponctuellement lors des forts marnages et des épisodes fortement énergétiques, entraînant un recul du pied de la dune. Des dynamiques éoliennes peuvent de surcroît intervenir. Une relation entre la hauteur significative, ainsi que la puissance (intégrant la hauteur d'eau) des vagues au large et les variations topographiques est détectée sur la partie Ouest (P1 à P3) de la plage pour les secteurs B et C. Les variations morphologiques de la section orientale de la plage ne semblent pas contraintes par ces paramètres. Après la rupture de pente (début du platier vaseux secteur D), les variations verticales maximales en zone centrale de la plage (P2 à P4) sont corrélées aux variations de hauteurs significatives et d'énergie. On observe que la section Est de la flèche sableuse ne semble pas être régie par cet hydrodynamisme. **Les variations du pied de dune semblent indépendantes de l'énergie**

et de la hauteur des vagues aux larges. Il conviendrait de s'intéresser à la hauteur d'eau locale atteignant ce secteur lors des pleines mers et d'isoler les variations d'énergie et de vagues associées uniquement à ces valeurs. Les secteurs intertidaux de la plage présentent de meilleures corrélations. Les variations morphologiques de la partie supérieure du profil jusqu'à la rupture de pente semblent être contrôlées par la hauteur et l'énergie des vagues au large. Les variations verticales de morphologie en section dissipative au centre de la plage (P2 à P4), qui correspondent aux variations d'altitude en début de platier vaseux, sont en lien avec les hauteurs significatives les plus fortes et dans une moindre mesure la puissance des vagues. Les variations des parties latérales de la plage (P1 et P5/P6) ne sont pas en lien avec les paramètres hydrodynamiques liés aux vagues. Les variations topographiques maximales de la pointe de la flèche sableuse ne semblent pas être régies par ces paramètres. La protection de cette zone par la pointe de Billiers peut induire des effets importants d'amortissement de la houle par diffraction/réfraction. De même, le chenal de navigation et l'écoulement entre le marais arrière flèche et l'entrée du port de Billiers peuvent modifier la courantologie locale. Les variations morphologiques les plus fortes sont étroitement liées aux positions du déferlement. La composition sédimentaire locale du platier vaseux, et notamment la présence d'un substrat tourbeux très difficilement érodable vers les falaises de Cromenach, permet potentiellement d'expliquer l'absence de lien avec l'hydrodynamisme lié aux vagues. De même, les caractéristiques sédimentaires du platier au niveau de la pointe de la flèche sableuse (platier sablo-vaseux et non vaso-sableux comme en section centrale de la plage) peuvent expliquer ce contrôle contrasté des caractéristiques des vagues et de l'énergie sur la plage. Le paramètre  $H_{s99\%}$  est le plus explicatif des liens entre les vagues et les variations morphologiques observées au niveau de la partie centrale de la plage de Bétahon, et dans une moindre mesure au niveau de la partie occidentale.

Pour les corrélations fortes ( $R^2 > 0.5$ ), les relations entre les variations verticales maximales et les paramètres représentatifs de l'hydrodynamisme au large sont proposées (Tableau 17).

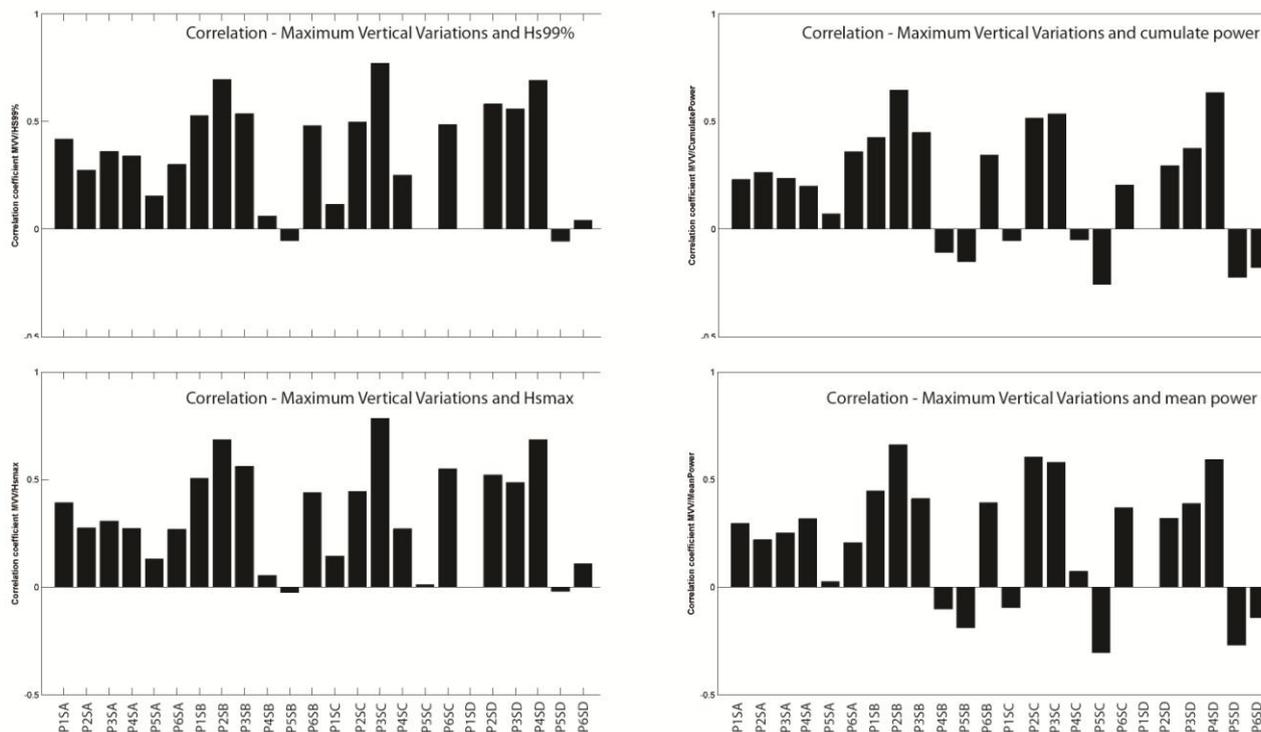


Figure 142. Corrélations des variations verticales maximales (MVV) par secteurs des profils de la plage de Bétahon avec les paramètres de hauteur de vague au large  $H_{s99\%}$  et  $H_{smax}$  ainsi que l'énergie des vagues cumulée et moyenne entre les levés topographiques.

Profile	Secteur	MVV mean (m)	Relation Hs99%	Relation Hsmax	Relation Powmean	Relation Powcum
P1	Secteur A	0,23				
	Secteur B	0,20	$MVV=0,017*Hs99+0,14$	$MVV=0,013*Hsmax+0,14$		
	Secteur C	0,13	$MVV=0,027*Hs99+0,22$			
P2	Secteur A	0,11				
	Secteur B	0,32	$MVV=0,073*Hs99+0,06$	$MVV=0,055*Hsmax+0,01$	$MVV=0,056*(Powmean/10000)+0,21$	$MVV=0,058*(Powmean/10^7)+0,22$
	Secteur C	0,19	$MVV=0,043*Hs99+0,04$		$MVV=0,044*(Powmean/10000)+0,11$	$MVV=0,039*(Powmean/10000)+0,13$
P3	Secteur A	0,21				
	Secteur B	0,22	$MVV=0,024*Hs99+0,14$	$MVV=0,022*Hsmax+0,13$		
	Secteur C	0,29	$MVV=0,041*Hs99+0,15$	$MVV=0,034*Hsmax+0,15$	$MVV=0,027*(Powmean/10000)+0,24$	$MVV=0,026*(Powmean/10000)+0,25$
P4	Secteur A	0,15				
	Secteur B	0,19				
	Secteur C	0,23				
P5	Secteur A	0,17				
	Secteur B	0,15				
	Secteur C	0,18				
P6	Secteur A	0,20				
	Secteur B	0,33	$MVV=0,0024*Hs99+0,14$			
	Secteur C	0,17	$MVV=0,027*Hs99+0,07$	$MVV=0,026*Hsmax+0,06$		

Tableau 17. Moyennes des variations verticales maximales par secteurs de profils et relations entre les MVV,  $H_{s99\%}$  et l'énergie moyenne entre levés topographique (la relation est établie pour les secteurs de la plage de Bétahon dont le coefficient de corrélation est supérieur à 0.5).

### II.A.5.b. Dynamique sédimentaire

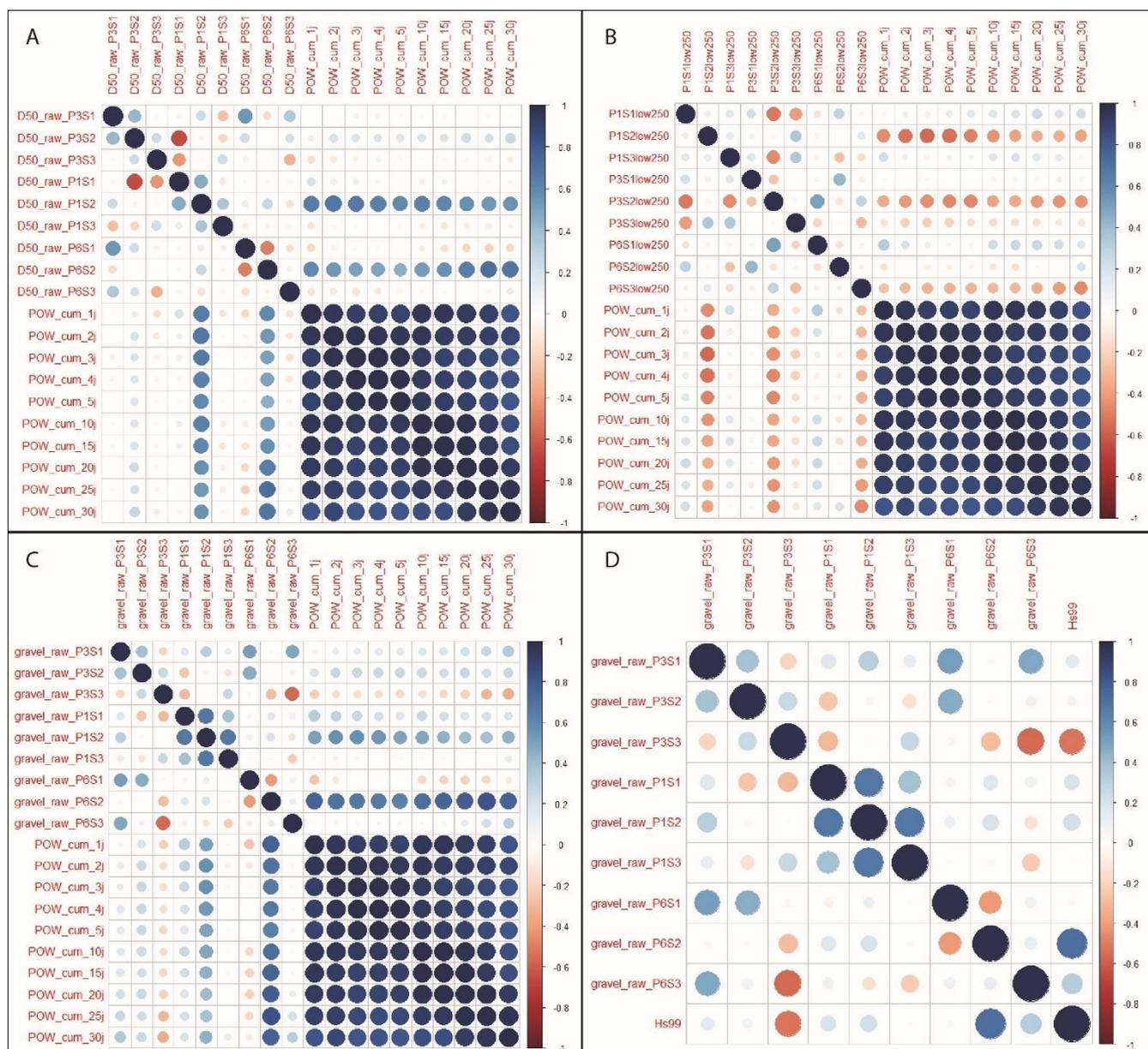
Trois approches sont proposées afin d'analyser la dépendance des variations granulométriques de la plage aux conditions hydrodynamiques au large (moyenne de la puissance des vagues cumulée de 1 à 30 jours avant le relevé). La première aborde les variations de la médiane granulométrique, la seconde les fractions sédimentaires inférieures à 250  $\mu m$  et la dernière concerne les variations des fractions supérieures à 2 mm.

Les variations de la médiane granulométrique des échantillons prélevés au milieu (S2) des profils latéraux de la plage (P1 et P6) montrent des corrélations inverses ( $< -0.6$ ) avec la puissance des vagues, qu'elle soit moyennée sur 1 ou 30 jours avant le prélèvement (Figure 143A). La corrélation maximale est atteinte pour le profil P6 avec la puissance moyennée sur les 30 jours précédant l'échantillonnage, tandis que la valeur maximale est observée à la puissance moyenne du jour précédent en P1. Les autres points ne présentent pas de corrélation significative avec la médiane sur la période totale de mesures. La description des variations temporelles de la médiane granulométrique présentée précédemment révèle cependant que la dynamique observée en hiver 2014/2015 semble être plus en lien avec la modulation des hauteurs significatives au large.

Des corrélations apparaissent entre les fractions inférieures à  $250 \mu\text{m}$  et la puissance des vagues sur les parties médianes de la plage (S2 - Figure 143B). Les corrélations sont maximales en P1 avec les variations d'énergie proches du jour d'échantillonnage (3-4 jours). En P3, la relation est maximale avec la puissance moyenne sur les 4 ou 5 derniers jours tandis qu'en P6, la corrélation (plus faible que sur les autres zones) est maximale avec l'énergie moyenne sur 1 mois.

En ce qui concerne les variations du pourcentage de graviers (Figure 143C), des corrélations négatives sont observées sur les secteurs médians des parties latérales de la plage : plus l'énergie est forte et plus la fraction de graviers diminue au niveau de la pointe de la flèche et à proximité des falaises de Cromenach. Pour les fractions inférieures à  $250 \mu\text{m}$  ainsi que pour la médiane granulométrique, les corrélations maximales ne sont pas atteintes pour les mêmes périodes de cumul de l'énergie des vagues. Au niveau de la pointe sableuse, les variations des pourcentages de graviers sont contrôlées par l'énergie moyenne intégrée sur les 20 à 30 jours précédents. En P1, l'énergie moyenne au cours des 5 derniers jours semble impacter le plus la composition sédimentaire. Les variations des teneurs en graviers sont également analysées vis-à-vis du 99<sup>ème</sup> percentile de la hauteur significative au large (Figure 143D). Plus la hauteur significative au large augmente, plus la fraction de graviers est importante en haut de profil P3. L'inverse est observé en section médiane du profil P6 (S2).

**Les variations granulométriques au niveau des secteurs médians des profils présentent un certain lien avec les conditions d'énergie au large. Des corrélations positives sont observées pour les fractions inférieures à  $250 \mu\text{m}$  correspondant aux sables moyens à très fins, le pourcentage de graviers décroît quant à lui lorsque l'énergie du système augmente. Le profil P1 présente une réponse sédimentaire à l'énergie entrant dans le système au cours des quatre derniers jours, tandis qu'au niveau de la pointe de la flèche, le système sédimentaire semble répondre à l'énergie moyenne au cours du mois précédent. En partie centrale de la plage, une augmentation de la hauteur significative au large est associée à un gain de graviers en haut de profil. Une hauteur de vagues plus importante induit un *run-up* potentiellement plus fort et de plus grande envergure sur la plage. Un balayage des fractions fines peut alors se produire laissant les fractions les plus grossières en place. Une autre hypothèse est plausible et concerne le dépôt en partie supérieure de la plage. A la vue des variations morphologiques (érosion) de la plage au cours des périodes de forte énergie, la première hypothèse semble la plus convaincante.**



**Figure 143.** Corrélations multiples entre différentes valeurs représentatives des variations de la granulométrie de la section réfléchive de la plage de Bétahon et différents paramètres hydrodynamiques - A. Corrélations des variations de la médiane granulométrique et de l'énergie cumulée des vagues entre chaque prélèvement ; B. Corrélations des variations des fractions granulométriques inférieures à 250  $\mu\text{m}$  et de l'énergie cumulée des vagues entre chaque prélèvement ; C. Corrélations des variations des fractions granulométriques supérieures à 2 mm et de l'énergie cumulée des vagues entre chaque prélèvement ; D. Corrélations des variations des fractions granulométriques supérieures à 2 mm et du 99<sup>ème</sup> percentile de la hauteur des vagues entre chaque prélèvement.

### II.A.5.c. Dynamique générale de la plage de Bétahon

Les variations volumiques, les changements de surface de l'enveloppe mobile et les positions de la rupture de pente sont analysés en fonction des quatre paramètres représentatifs de l'hydrodynamisme au large.

✓ Paramètres hydrodynamiques VS variations volumétriques par profil

Les variations de volumes sédimentaires des secteurs réfléchifs des profils ne montrent pas de corrélations positives ou négatives significatives ( $R^2 > 0.5$  ou  $R^2 < -0.5$ ) avec les hauteurs et la puissance des vagues (Figure 144). Des corrélations négatives faibles apparaissent tout de même pour les profils centraux de la plage (P2 à P4) avec l'énergie moyenne entre levés. Les augmentations de volumes, principalement en lien avec les apports de vases fluides et des apports sédimentaires en bas de section réfléchive, sont donc observées lors des conditions de faible énergie.

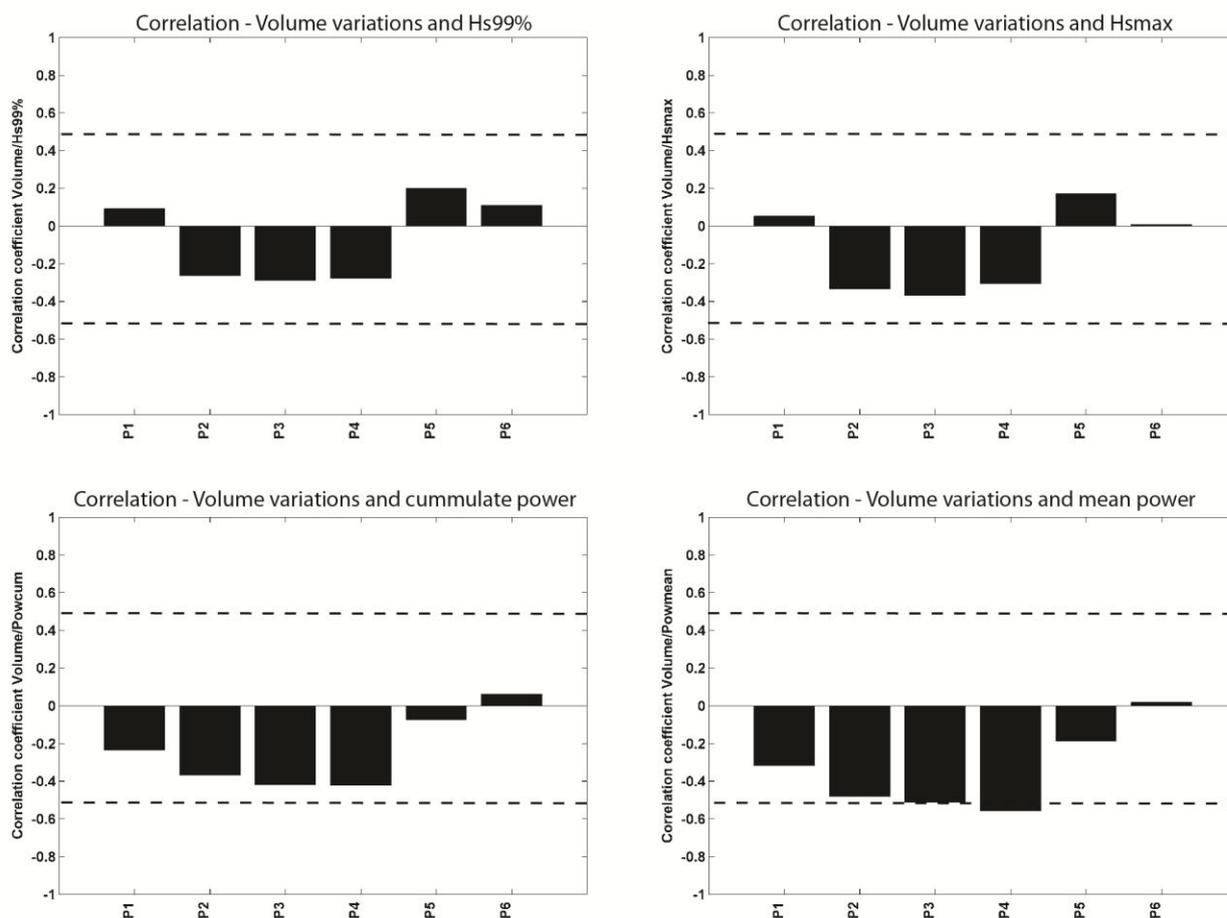


Figure 144. Corrélations des variations des volumes sédimentaires pour chaque profil de la plage de Bétahon avec les paramètres  $H_{s99\%}$ ,  $H_{smax}$ , l'énergie des vagues cumulée et moyenne entre chaque levé topographique.

✓ Paramètres hydrodynamiques VS variations des surfaces d'enveloppe mobiles par profil

Tout d'abord, rappelons la variabilité générale de l'enveloppe sédimentaire de la plage. Trois phases peuvent être détectées (Figure 145). On observe que les variations de l'enveloppe sont en lien direct avec l'énergie moyenne intégrée entre deux levés de décembre à juin 2014. L'augmentation des conditions d'énergie au large se traduit par une augmentation de la surface mobile de la plage. Le battement décroît progressivement jusqu'en juin 2014 avec la baisse progressive des conditions d'énergie. L'enveloppe minimale est alors atteinte en juin parallèlement aux conditions de très faible énergie. Cette première phase de variations est concomitante avec un platier vaseux fortement érodé en *ridges and runnels*. Les variations de l'enveloppe ne concernent principalement que la partie réfléchive des profils. À partir de juin, les variations de l'enveloppe sont maximales sur la plage pour les conditions de faible énergie. L'apport en vase fluide et les déplacements de ces sédiments non-cohésifs sur les différentes sections du platier vaseux ainsi que les apports sédimentaires non-cohésifs en bas de section réfléchive permettent d'expliquer ce contraste observé lors de cette deuxième phase. La troisième phase débute avec l'augmentation des conditions d'énergie en début d'hiver 2014/2015. Les variations de volume sont liées à celles de la puissance moyenne des vagues entre les levés jusqu'en mars 2015. Puis les apports de vase fluide et les niveaux d'eau exceptionnels des pleines mers de février et mars 2015 induisent une augmentation de la surface mobile de sédiment sur la plage. **Lorsque le platier vaseux est en mode R-R, les variations de l'enveloppe de la plage concernent principalement la partie réfléchive et sont en liens avec les changements d'énergie moyenne entre les levés. Le retour à des conditions calmes entraîne une baisse de mobilité des sédiments. Des apports de vase fluide et des déplacements locaux rapides des sédiments cohésifs sont observés avec l'installation de phases pérennes de faible énergie. Les amplitudes d'enveloppe sont alors maximales sur la plage. Les retours à des conditions ponctuelles de plus haute énergie entraînent une mobilité des sédiments cohésifs et non-cohésifs et une réponse instantanée (augmentation) de l'enveloppe mobile de la plage.**

À une échelle plus fine, les variations de l'enveloppe des profils P2 et P3 sont corrélées positivement avec les paramètres de hauteurs de vagues ainsi que l'énergie moyenne (Figure 146). Les autres sections de plage présentent peu de liens avec les conditions hydrodynamiques au large. L'exposition plus forte aux houles de ces sections centrales de la plage, contrairement aux autres profils pouvant être protégés par les obstacles naturels, est une hypothèse explicative.

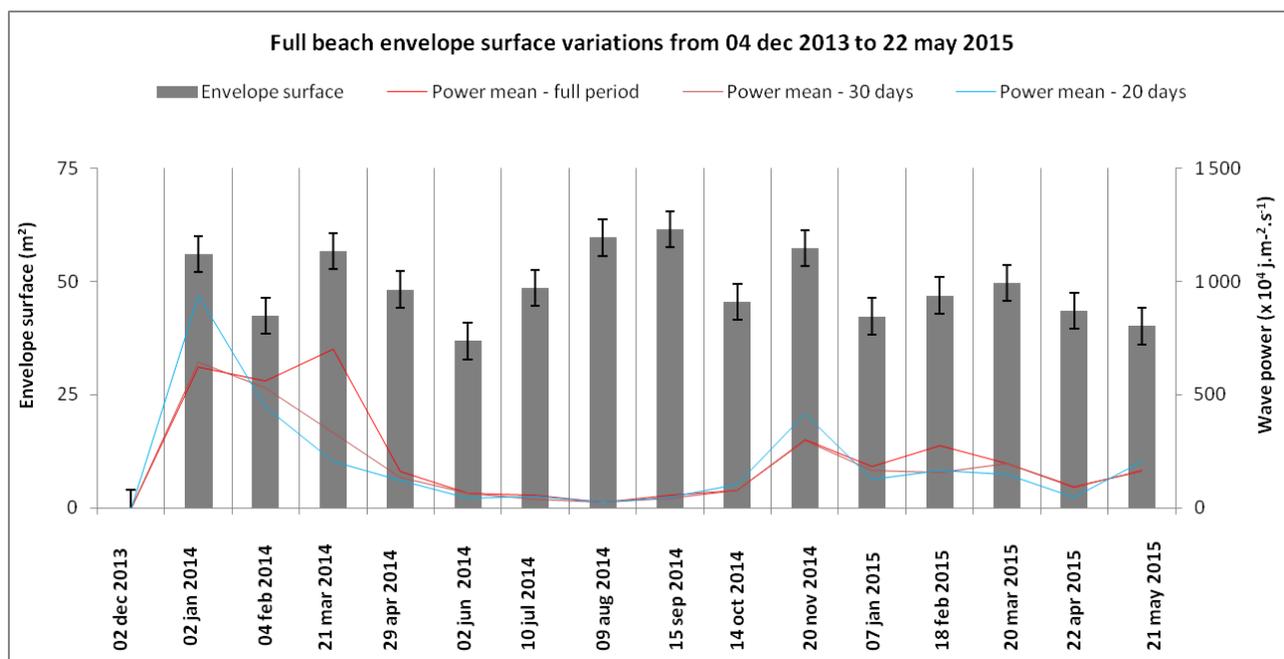


Figure 145. Variations de la surface de l'enveloppe mobile totale de la plage de Bétahon et variations de la puissance des vagues au large moyennée sur 20 jours et 30 jours avant le levé de terrain puis moyennée sur l'ensemble de la période entre deux levés.

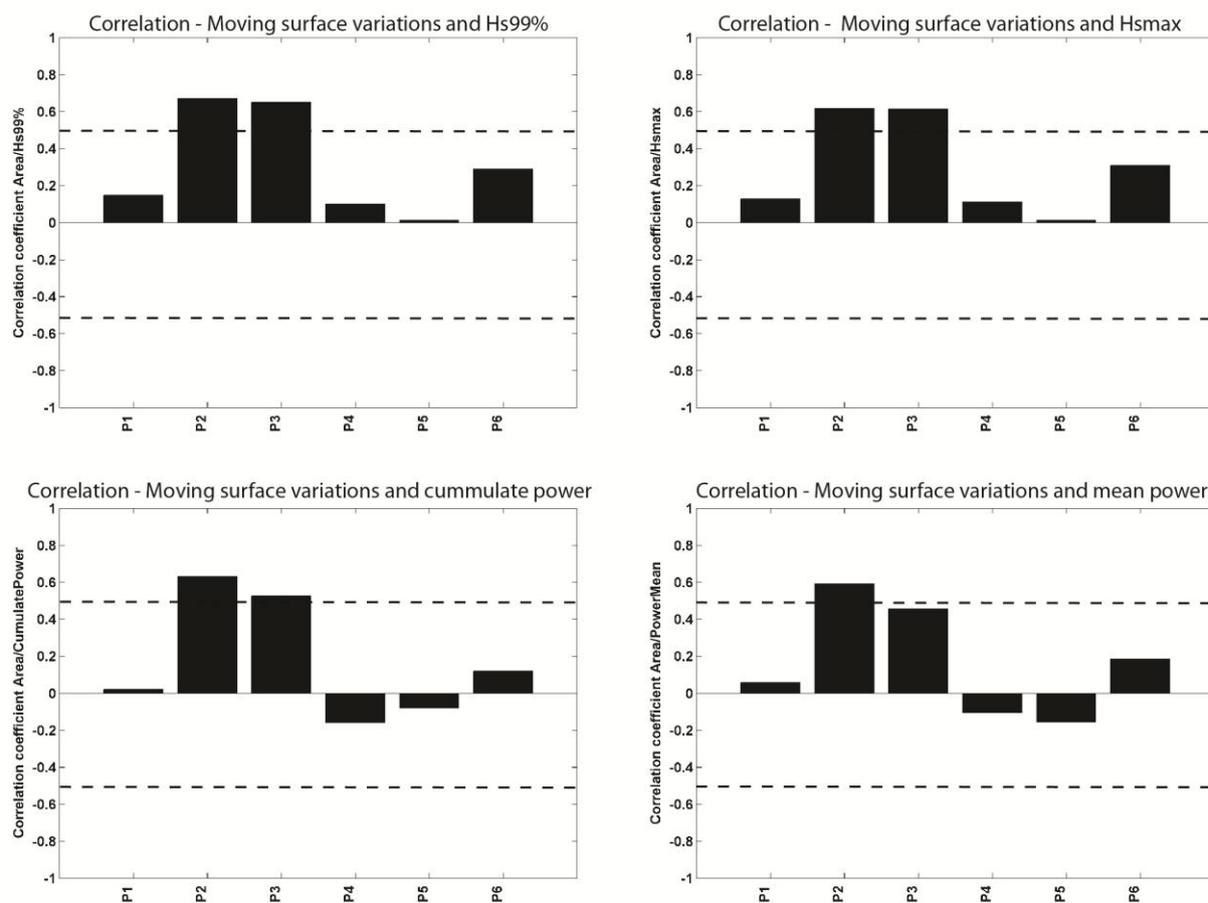


Figure 146. Corrélations des variations de surface de l'enveloppe mobile pour chaque profil de la plage de Bétahon avec les paramètres  $H_{s99\%}$ ,  $H_{smax}$ , l'énergie cumulée et l'énergie moyenne entre levés topographiques.

✓ Paramètres hydrodynamiques VS variations des positions de la rupture de pente par profil

La complexité à détecter la rupture de pente sur la plage de Bétahon, tantôt marquée par de la vase lors de phase d'accrétion du platier vaseux, tantôt établie par la fin de portion réflective lors des phases d'érosion du platier, rend plus difficile l'analyse vis-à-vis des paramètres caractéristiques de l'hydrodynamisme au large que sur les autres plages de la baie (Figure 147). Il ne ressort aucune corrélation vraiment significative avec les conditions d'énergie et de vagues au large. Nous pouvons cependant noter une certaine corrélation positive ( $R^2=0.4$ ) avec l'énergie cumulée sur les sections latérales de la plage et négative en section centrale. L'impact du platier vaseux sur la position de la rupture de pente étant moindre sur les sections latérales de la plage, un déplacement vers le large y est donc observé lors des conditions de forte agitation.

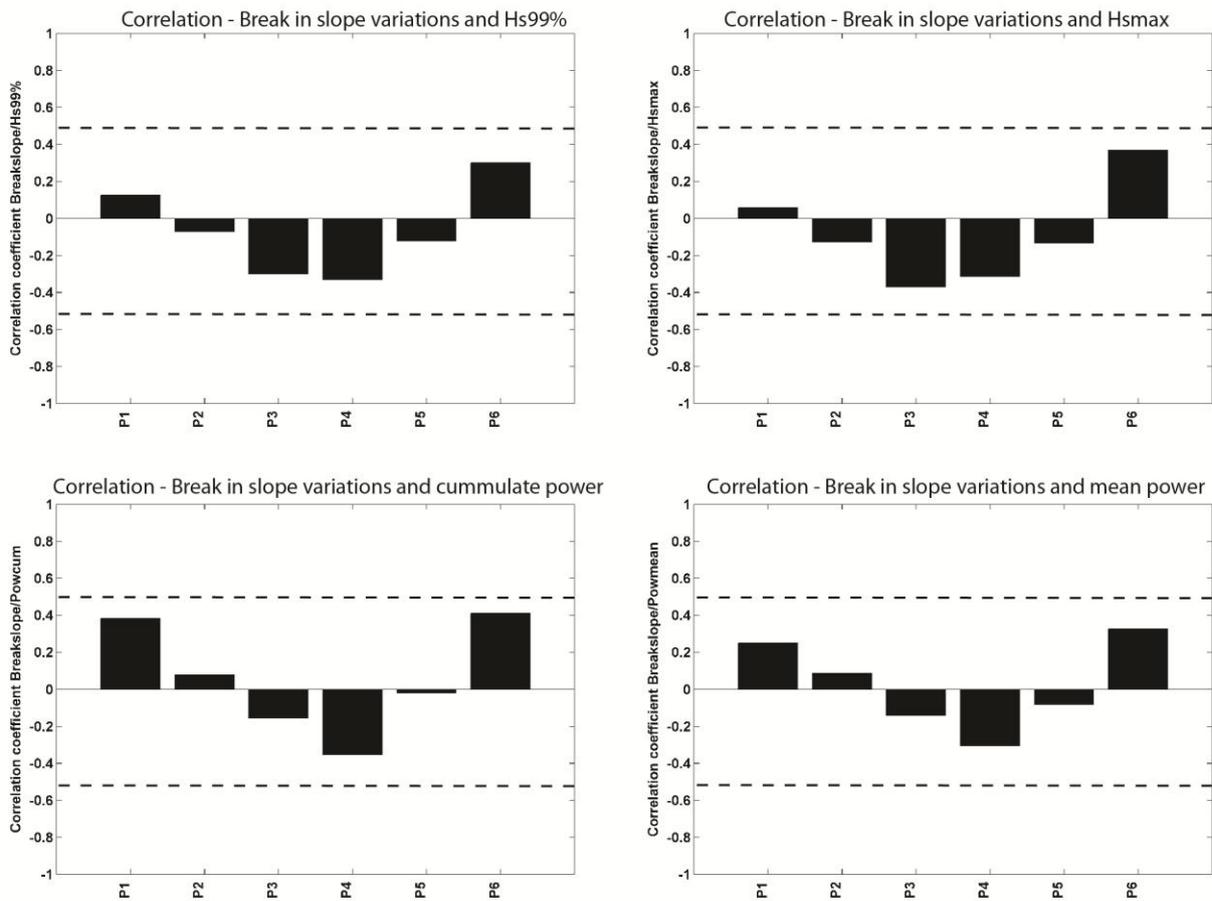


Figure 147. Corrélations des variations de position de la rupture de pente pour chaque profil de la plage Bétahon avec les paramètres  $H_{s99\%}$ ,  $H_{smax}$ , l'énergie cumulée et l'énergie moyenne entre levés topographiques.

II.A.5.d. Dynamique spécifique du platier vaseux

Les hypothèses de forçage externe de la dynamique morpho-sédimentaire du platier vaseux de Bétahon sont détaillées dans la publication « *Mudflat ridges-and-runnels system : a conceptual model of the seasonal morpho-sedimentary dynamics on a sandy-muddy macrotidal estuarine beach (Vilaine estuary, France)* » retranscrite dans le chapitre de discussion générale du manuscrit. Une discussion est également proposée sur le lien entre l'érosion du platier vaseux et la variabilité sédimentaire verticale.

## II.A.6. Points essentiels de la dynamique morpho-sédimentaire à moyen-terme de la plage de Bétahon

### Box - Dynamique à moyen-terme de la plage de Bétahon (1/2)

- **Variabilité topographique sectorielle** : Les parties médianes et inférieures de la section réflexive des profils, correspondant à la zone comprise entre le NM et la rupture de pente, sont les plus mobiles. Les variations verticales les plus importantes d'un mois sur l'autre sont observées en pied de dune et face à l'enrochement, lors des conditions de très forte énergie et en fin de période estivale avec le retour à des conditions agitées. Les portions latérales de la plage sont plus stables et présentent des variations verticales maximales moins importantes. L'impact saisonnier de l'énergie des houles est très peu significatif au niveau de la pointe de la flèche sableuse, les variations topographiques sont relativement stables durant la période de mesures.
- **Variabilité morphologique générale** : L'arrivée de conditions de fortes agitations est associée à une érosion et à des mouvements sédimentaires cohésifs et non-cohésifs sur la plage. Le continuum des périodes à faibles hydrodynamismes est plutôt lié à des dépôts locaux ou généralisés (septembre 2015) de vases fluides. Les battements des profils sont donc maximaux lors de ces périodes de faibles agitations. La mobilité des sédiments est plus importante lors de l'hiver 2013/2014 que celui de 2014/2015, moins tempétueux. Les retours à des conditions ponctuelles de plus haute énergie entraînent une mobilité des sédiments cohésifs et non-cohésifs, et une réponse instantanée (augmentation) de l'enveloppe mobile de la plage. Une avancée de la rupture de pente vers le large est observée avec un transfert de sédiment du haut vers le bas du profil. Les variations d'altitude du platier vaseux semblent liées aux variations d'énergie au large, même s'il convient de prendre en compte les degrés de consolidation de la vase qui limite l'effet des vagues. D'une manière générale, lorsque l'énergie croît, l'altitude du platier vaseux baisse. Le battement minimum de la plage est observé en juin 2014, au moment où le platier vaseux est totalement érodé en *ridges and runnels*. Suite à l'hiver 2013/2014 de tempêtes extrêmes, le retour à une altitude maximale du platier vaseux, par migration des vases depuis le large, a mis 6 mois.

### Box - Dynamique à moyen-terme de la plage de Bétahon (2/2)

- **Variabilité sédimentaire** : Suite à l'hiver 2013/2014 caractérisés par des tempêtes extrêmes, la médiane granulométrique atteint un maximum. Une diminution progressive de granulométrie du sédiment est observée conjointement à la baisse de la hauteur significative au large. Bien que le pourcentage de graviers décroisse lorsque l'énergie entrant dans le système augmente, une augmentation globale de la granulométrie de la plage est détectée. Lors des périodes de faible agitation et d'énergie relativement stable, des variations importantes de granulométrie peuvent s'opérer en surface. Un transport sédimentaire progressif se produit d'Ouest en Est. Un apport de sables fins et moyens dans la vase se produit lors des épisodes de plus forte énergie. Lors des phases de comblement, les sédiments cohésifs sont caractérisés par des argiles et des silts. Des alternances de couches vaseuses et sableuses (< 200  $\mu\text{m}$ ) sont constatées le long d'un profil vertical sur le platier vaseux. Cette alternance est caractérisée par une augmentation de la contrainte de cisaillement entre deux couches vaseuses séparées par une couche sableuse.
- **Bilan des volumes sédimentaires** : Les augmentations de volumes sont principalement en lien avec les apports de vases fluides et des apports sédimentaires en bas de section réfléchive lors des conditions de faible énergie. Au niveau réfléchif, une potentielle dérive *longshore* dirigée vers l'Est apparaît lors des périodes de temps calme, ce qui est concordant avec les observations des variations de granulométrie. Une partie des sédiments est potentiellement déplacée de la section réfléchive vers la section vaseuse si les courants de retour sont suffisants lors des conditions d'énergie plus forte. Dans son ensemble (somme des volumes des profils), la plage de Bétahon présente des variations volumiques globalement comprises dans la marge d'erreur des mesures. Entre le début des mesures et la fin du suivi, un gain de sédiments est détecté au niveau oriental de la plage. La partie orientale de la plage présente une légère érosion tandis que la portion centrale de la plage est morphologiquement stable. Un couplage d'apport des falaises de Cromenac'h et une rotation sédimentaire de la plage peut expliquer ces variations.

## II.B. Plage de La Turballe

Six profils *cross-shore* ont été suivis sur la plage de La Turballe pendant la période d'étude (Figure 148). L'analyse morphologique est réalisée suivant deux approches : globale (profils en entier) et sectorielle (secteurs *cross-shore* de profil). Pour chaque approche, les résultats sont présentés pour l'ensemble des profils en partant de la partie Nord (Profil P1) de la plage vers la partie Sud (Profil P6). L'analyse des variations granulométriques, réalisée pour les profils P1, P3 et P5, est présentée ensuite pour chaque profil.



Figure 148. Localisation des profils *cross-shore* et des prélèvements sédimentaires de surface sur la plage de La Turballe

### II.B.1. Variabilité morphologique des profils de la plage de La Turballe

Une approche générale est proposée dans cette première section. Elle repose sur les analyses des variations morpho-sédimentaires des profils *cross-shore* et des variations de la plage dans son ensemble.

#### II.B.1.a. Variations morphologiques et mouvements de la rupture de pente

D'une manière générale, du Nord vers le Sud de la plage, la partie réfléchissante des profils est réduite, passant d'un profil moyen réfléchissant dominant (P1 et P2) à un profil moyen de type intermédiaire (P3 à P5). Le profil P6 est quant à lui dissipatif (Figure 149), sa partie réfléchissante étant réduite au pied de l'enrochement à une dizaine de mètres. L'altitude de la limite externe des profils augmente du Nord vers le Sud. La variabilité morphologique de cette plage à croissants se traduit par la distribution de l'écart-type des altitudes le long des profils (Figure 149). Excepté pour le profil P6 qui présente une dynamique uni-modale en base de l'enrochement, deux ou trois inflexions d'écart-types sont identifiées sur les autres profils. Ces variations importantes d'altitudes sont situées au

niveau des sections supérieures de la plage (croissants de plage) et autour du niveau moyen (NM) de la mer (bas de section réfléchive et rupture de pente). Pour les profils P4 et P5, les variations d'altitude du pied de dune constituent la troisième zone dynamique. La variabilité verticale autour des altitudes moyennes des profils est comprise entre 0.1 et 0.4 m (Figure 149). La dynamique générale d'un profil de plage peut également se décrire par ses profils enveloppes. Les Figure 150 et Figure 151 présentent les profils moyens, maximum et minimum.

**Au niveau du profil P1**, trois zones particulières sont identifiées car elles présentent des écarts maximums entre les profils enveloppes. La première zone (autour de 1.3 mètres) se situe au-dessus du niveau des pleines-mers vives-eaux (PMVE) et correspond à la zone de crête des croissants (zone comprise en 30-40m *cross-shore*). La deuxième zone se localise autour du niveau de pleine-mer-morte-eaux PMME (0.8 m) et correspond à la partie la plus réfléchive du profil (zone comprise en 50 - 60 m *cross-shore*). **Le profil P2** présente aussi une variation maximale au niveau des croissants de plage, zone également située au-dessus du niveau de PMVE (variation autour de 1 m). La troisième zone d'écart maximum est identifiée au niveau de la rupture pente de la plage entre le niveau de basse mer de mortes eaux (BMME) et de basse mer de vives-eaux (BMVE).

**En ce qui concerne le profil P3**, deux zones d'écart maximum sont identifiées. La première est identique aux profils précédents et se localise au-dessus et au niveau de la limite de PMVE (écart maximum autour de 1 m) et correspond toujours aux figures sédimentaires en croissants. La seconde zone se localise au niveau de la rupture de pente entre la partie réfléchive et dissipative du profil (écart d'altitude proche de 0.9 m). Les altitudes maximum et minimum (profil enveloppe) permettent d'observer que ce profil P3 est un profil de transition sur la plage. Une section dissipative, certes réduite, est momentanément identifiable en limite externe du profil. Cette zone se situe en dessous du niveau de BMME.

**Les profils P4 et P5** sont de types intermédiaires bien définis (*Low Tide Terrasse - LTT*). **Le profil P4** présente deux zones d'écart maximum. La première zone est localisée au-dessus du niveau de PMVE (zone comprise entre 15 et 30 m de distance *cross-shore*). L'écart maximum d'altitude dans cette zone atteint 0.9 m. La seconde zone est localisée au niveau de la rupture de pente et présente un écart d'altitude maximum d'environ 1 m. Comme pour le profil P3, cette zone est située en dessous du niveau de BMME. Les secteurs d'écart maximum diffèrent légèrement au niveau du **profil P5**. Une zone de variation d'altitude majeure est identifiée au niveau de la rupture pente, localisée cette fois-ci autour du niveau NM. Le secteur correspondant au croissant de plage est localisé plus bas que sur les autres profils par rapport à la référence PMVE. L'écart maximum des profils enveloppes est pour les deux secteurs proche de 1 m. Un troisième secteur, présentant des écarts de profils enveloppes notables, correspond au recul de la falaise dunaire.

**Au niveau du profil P6**, faisant face à l'enrochement de la pointe de Pen Bron, un seul secteur est identifié. L'écart maximum au pied de l'enrochement est de 1.1 m. Ces secteurs montrant des écarts d'altitudes maximum entre les profils enveloppes sont globalement en corrélation avec la distribution des écarts-types le long des profils.

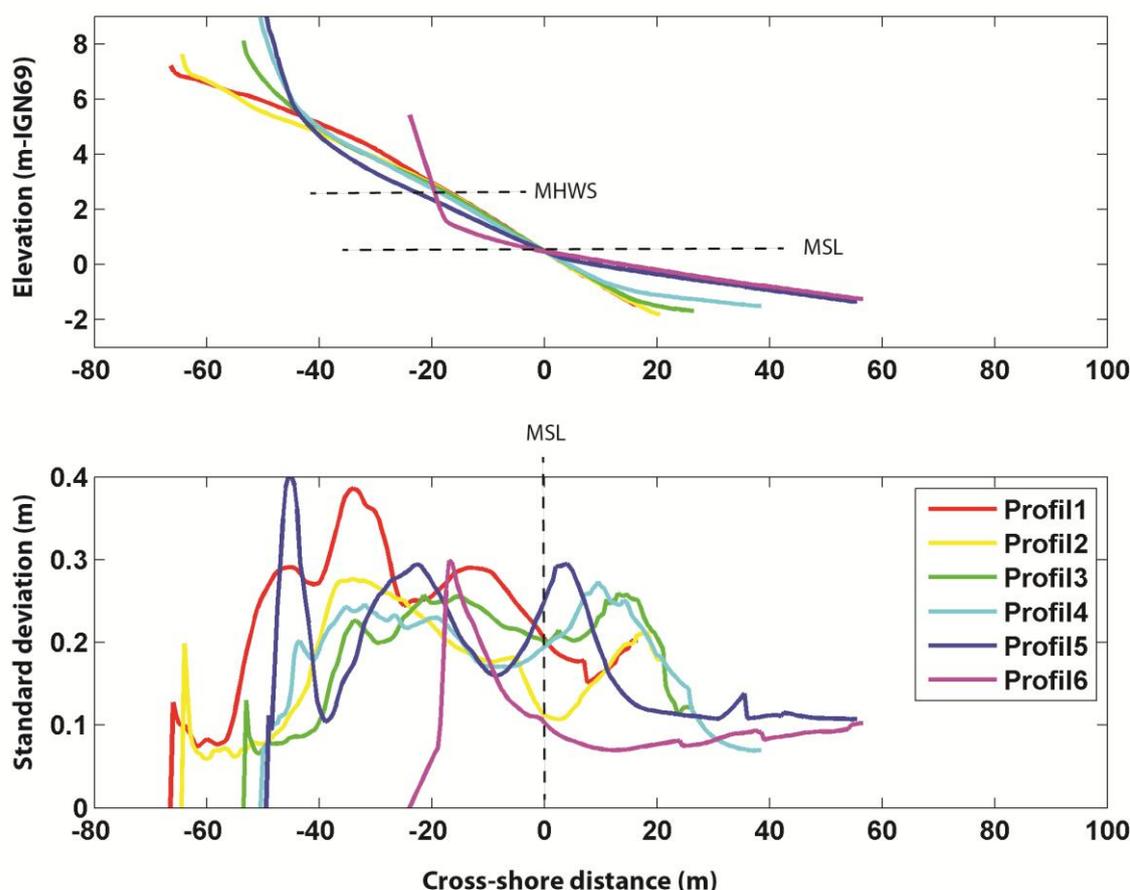


Figure 149. Altitudes moyennes et écarts-types des altitudes des profils de plage de La Turballe, centrés au niveau moyen de la mer (NM=0.47 m IGN69)

Les Figure 150 et Figure 151 présentent les évolutions des profils P1 à P6 de décembre 2013 à mai 2015. Les variations morphologiques d'un levé à l'autre sont couplées aux variations de positions de la rupture de pente. Suite aux observations de terrain, la position de la rupture de pente du profil P1 est établie comme étant la fin du profil. La superposition des séries temporelles des profils et les positions des niveaux caractéristiques de la marée sont présentées en Figure 152. L'analyse est réalisée pour les quatre périodes hydrodynamiques définies précédemment (F1 à F4, Figure 110).

**Lors de la période F1**, correspondant à l'hiver 2013/2014, une accumulation sédimentaire jusqu'à 0.8 m caractérise le profil P1, notamment entre décembre 2013 et fin janvier 2014 : un recul vers le littoral de la rupture de pente est notable (-15 m). Ce recul important est associé à une remontée des sédiments vers le milieu de plage. En fin de période F1, un début de migration vers le large s'opère (+ 6 m) après une période de stabilité. Le profil P2 présente également un exhaussement topographique entre décembre 2013 et janvier 2014 au niveau des croissants de plage. Une érosion des croissants est observable entre le début et la fin janvier 2014. Cette déstructuration des figures sédimentaires est associée à un engraissement en aval. Un recul de la rupture de pente de même amplitude est notable en début de période. En fin de période, une migration vers le large est également observable. **Pour les profils P1 et P2, un engraissement**

**sédimentaire du milieu des profils en début de période est observable. Puis une érosion des croissants s'opère, associée à un dépôt sédimentaire en aval de ces figures sédimentaires.** Au niveau du profil P3, l'hiver 2013/2014 débute par une érosion du bas du profil associée à un recul majeur de la rupture de pente. Jusqu'à fin janvier 2014, les mouvements de la rupture de pente sont les mêmes que pour le profil P2. Entre début et fin janvier 2014, contrairement au profil P2, un engraissement s'opère en partie supérieure. Les amplitudes des variations de morphologie sont moins importantes que pour les profils situés au Nord. Au niveau du profil P4, des alternances de phases d'érosion et de dépôts sédimentaires le long du profil caractérisent cette période hivernale. Le profil de plage devient concave après la série de tempêtes de fin décembre 2013, associé à une érosion. Une accrétion du bas du profil est observable, couplée à une avancée de la rupture de pente vers le large. Une érosion de cette section est observée sur le reste de la période. Un dépôt sédimentaire est identifié en haut de profil entre début et fin janvier 2015. Février et début mars 2014 sont caractérisés par des événements tempétueux de très haute énergie qui induisent une érosion de la section réfléchive supérieure et notamment du pied de dune. Le profil P5 est en érosion constante au début de la période F1. Le talus dunaire de la plage est érodé pendant tout l'hiver 2013/2014. Une variation morphologique cumulée de 1.3 m est mesurée et un recul majeur (- 6 m) du pied de dune est enregistré. Jusqu'à fin janvier 2014, un recul de la rupture de pente s'opère (- 24 m) associé à une érosion de la partie réfléchive du profil. Entre janvier et fin mars 2014, un engraissement de la partie supérieure du profil est observable en aval du pied de dune. Les sédiments de la partie dissipative de la plage sont érodés et déposés au niveau de la partie réfléchive. Il s'en suit une avancée de la rupture de pente vers le large. La section réfléchive du profil devient convexe. Il n'y a pas de figures sédimentaires en forme de croissant sur cette section de la plage. **Des variations morphologiques avec une alternance de phases de dépôts et d'érosion sont observées au niveau des profils P3 et P4. Le profil P3 présente une stabilité certaine avec des variations d'altitudes d'amplitudes réduites comparées aux autres profils de la plage Le talus dunaire du profil P5 présente une érosion constante durant la période hivernale 2013/2014. Entre janvier et fin mars 2014, l'érosion de la dune a été maximale au niveau des profils P4 et P5. Le profil P6** présente une dynamique totalement distincte. Une légère érosion est observée suite aux tempêtes de décembre 2013. Le sédiment en pied d'enrochement est érodé entre début et fin janvier 2014. Il s'en suit un dépôt de sédiments en ce secteur et sur la partie dissipative du profil pendant la fin de l'hiver 2013/2014.

**La seconde période F2** caractérise le printemps, l'été et l'automne 2014 (avril 2014 à novembre 2014). En début de période, de mars à avril 2014, une avancée de la rupture de pente est visible sur l'ensemble des profils. Le début de cette période est caractérisé par une tempête, les 26 et 27 avril 2014. La rupture de pente retrouve et dépasse sa position initiale de décembre 2013. Concernant les variations morphologiques, une érosion globale du haut de plage (- 0.6 m) et un engraissement du bas de profil réfléchif (+ 0.6 à + 0.8 m), en accord avec le déplacement de la rupture de pente, sont observés sur les profils P3 à P5 de la plage. La pente des sections réfléchives des profils est alors réduite. Les profils P2 et P6 présentent une stabilité ou une érosion du profil de l'ordre de - 0.1 à - 0.3 m, tandis que le profil P1 présente une légère érosion de la crête du croissant et un dépôt en aval de

celui-ci (+ 0.2 m). **Globalement, en début de période F2 et suite à la tempête du 26 et 27 avril 2014, on observe une stabilité sur la partie Nord de la plage et un transfert sédimentaire du haut et milieu de plage vers la rupture de pente sur les parties centrale et méridionale de la plage.** Entre avril et juillet 2014, période hydrodynamique plus calme, un dépôt sédimentaire en milieu de section réfléchive est observable. Cette accrétion sédimentaire atteint + 0.3 à + 0.7 mètre par secteurs en mai 2014, engraisant ou reformant les croissants de plage existants. La rupture de pente recule vers le littoral de l'ordre d'une dizaine de mètres, associée à une variation d'altitude négative de cette zone. L'ensemble des profils présente la même dynamique, ainsi que le profil P6 qui montre un dépôt de sédiments en pied d'enrochement. Entre début mai et juillet 2014, un dépôt de 0.6 à 1 mètre est observé au niveau des croissants de plage sur l'ensemble des profils. Un reste de tempête tropicale atteint la côte de Bretagne Sud début août 2014, avec des vents atteignant les 10 m/s. Cette tempête a très peu impacté les profils de plage. Deux zones d'érosion sont cependant observées au niveau du profil P2 et P5. Une érosion de faible amplitude est observable de l'ensemble du profil P2 et au niveau du pied de dune du profil P5. Les profils P1, P3 et P4 sont stables. L'engraissement en pied d'enrochement se poursuit au niveau du profil P6. Entre septembre et octobre 2014, un transport sédimentaire du milieu de la partie réfléchive vers le haut des profils, au-dessus du niveau de PMVE, est notable. La partie basse des profils, localisée entre les niveaux NM et PMME, initialement concave, devient convexe. **Entre mai et septembre 2014, une accrétion générale du haut de plage au-dessus du niveau de PMVE est observée, associée à une érosion entre le NM et le niveau de PMVE. Au niveau du profil P6, une accumulation sédimentaire persiste en pied d'enrochement et le long du profil, menant à une section plus pentue en haut de plage. La position de la rupture de pente est globalement stable.** La fin de cette période est caractérisée par des conditions agitées sur une période de deux semaines. Il en résulte une dynamique contrastée sur la plage. Un dépôt sédimentaire au niveau des croissants de plage et en bas de profil réfléchif est observé sur le profil P1, et une remontée du sédiment s'opère, associée à un recul de la rupture de pente. Du profil P2 au profil P5, une érosion du haut de plage et un dépôt de sédiments au niveau de la rupture de pente sont enregistrés. Nous pouvons noter au niveau du profil P5 un dépôt sédimentaire en haut de plage. La section basse des parties réfléchives des profils est plus « bombée » (convexe) et la rupture de pente avec la partie dissipative est plus marquée. La rupture de pente migre vers le littoral ou bien elle est stable. Le profil P6 ne présente pas de variations significatives.

**La période F3** correspond à l'hiver 2014/2015, c'est à dire de novembre 2014 à mars 2015. Cet hiver est beaucoup moins énergétique que l'hiver 2013/2014 et seuls deux événements tempétueux fortement énergétiques caractérisent ces mois. En début de période, entre fin novembre 2014 et janvier 2015, un échange sédimentaire s'opère avec une érosion des crêtes de croissant (- 0.2 à - 0.4 m) et des dépôts de sédiment plus en aval. Cette dynamique est généralisée sur l'ensemble des profils centraux et Nord de la plage. Le profil P5 présente un creusement du haut de plage (- 0.5 m) tout comme le profil P6 qui présente une érosion en pied d'enrochement. Entre janvier et février 2015, période la plus agitée de l'hiver, un mouvement vers le large de la rupture de pente est majoritairement observé. Ces mouvements sont cependant associés à des variations différentes de morphologie. Un transport de sédiments depuis le milieu vers le haut du profil, venant alimenter les

figures sédimentaires, est enregistré au niveau des profils P1, P4 et P5. Les zones de rupture de pente localisées entre les niveaux NM et BMME sont largement érodées (-0.7 m) au niveau des profils P4 et P5, conjointement à l'avancée vers le large de la limite des sections réfléchissantes/dissipatives. **Excepté pour le profil P1, un lissage du profil de plage s'opère, atténuant ainsi les figures sédimentaires. Un abaissement de l'altitude du profil est observé sur la partie dissipative des profils intermédiaires P4 et P5.** Une dynamique inverse s'opère sur la fin de la période hivernale 2014/2015. Un engraissement (+0.7 m) au niveau de la rupture de pente est identifié au niveau des profils P3 à P5. Un creusement du haut de plage est également observé. Les figures sédimentaires en croissant de plage sont également lissées. Sur les profils Nord de la plage, un dépôt sédimentaire est observé vers la rupture de pente et le long du profil, conjointement à une érosion des crêtes de croissant. Il convient de noter que cette période hivernale est associée à des niveaux d'eau de pleine mer astronomique (PMVA). Ces marées, d'occurrence cyclique de 18.6 ans, ont été observées le 20 février et 21 mars 2015. Ces marées n'ont pas été conjuguées à des événements tempétueux. La migration des ruptures de pente s'effectue toujours vers le large ou bien elle est stable (P1, P3 et P4). **Un dépôt sédimentaire au niveau de la rupture de pente, localisé autour du niveau NM, est identifié sur l'ensemble des profils. Les marées astronomiques de la fin de l'hiver 2014/2015 semblent avoir lissé les figures sédimentaires habituellement observées sur la partie médiane des profils de plage. Une érosion des faces pentues des croissants de plage est observée, créant des microfalaises d'escarpement.**

**La dernière période F4** correspond au printemps 2015 (avril et mai 2015). La réponse morphodynamique des profils est contrastée. Les profils latéraux des plages présentent une érosion légère, décimétrique (profils P1, P2 et P5) associée à un recul de la rupture de pente vers les terres (- 2 à - 7 m). Au contraire, une accrétion (+ 0.1 m) est observée sur l'ensemble du profil P3 et sa rupture de pente migre vers le large (+ 3 m). Le profil P6, face à l'enrochement, est quant à lui en accrétion en section centrale et le sédiment est érodé en pied d'ouvrage. La dernière campagne de mesures de mai 2015 présente une dynamique plus marquée. Une érosion du haut de plage (- 0.3 m), située dans une zone autour du niveau de PMVE, est identifiée sur les profils P5 et P6. Un dépôt sédimentaire au niveau de la rupture de pente est observé uniquement pour le profil P5 (+ 0.6 m). Les profils Nord de la plage (P1 à P4) montrent une dynamique inverse avec une érosion du bas de plage et un dépôt au-dessus du niveau de PMVE (+ 0.7 m en P2). **Une reformation des croissants de plage s'opère sur les parties Nord et centrale de la plage durant cette période printanière. Les ruptures de pente reculent vers le littoral. Le profil P4 semble être un point d'équilibre de la plage car très peu dynamique. La partie Sud de la plage présente une dynamique inverse, érosive.**

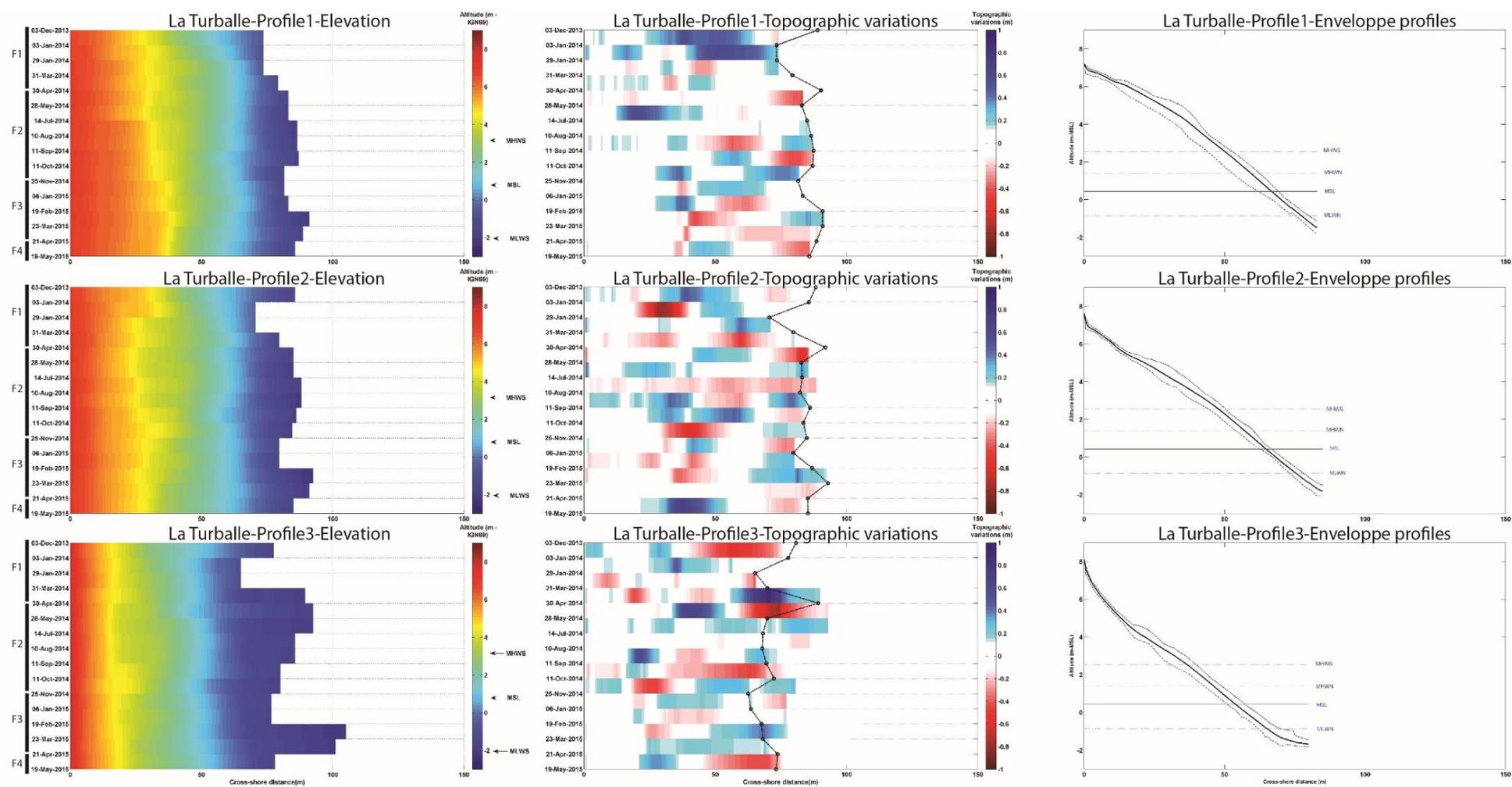


Figure 150. Variations d'altitudes, différentiels d'altitudes et profils enveloppes des profils P1, P2 et P3 de la plage de La Turballe.

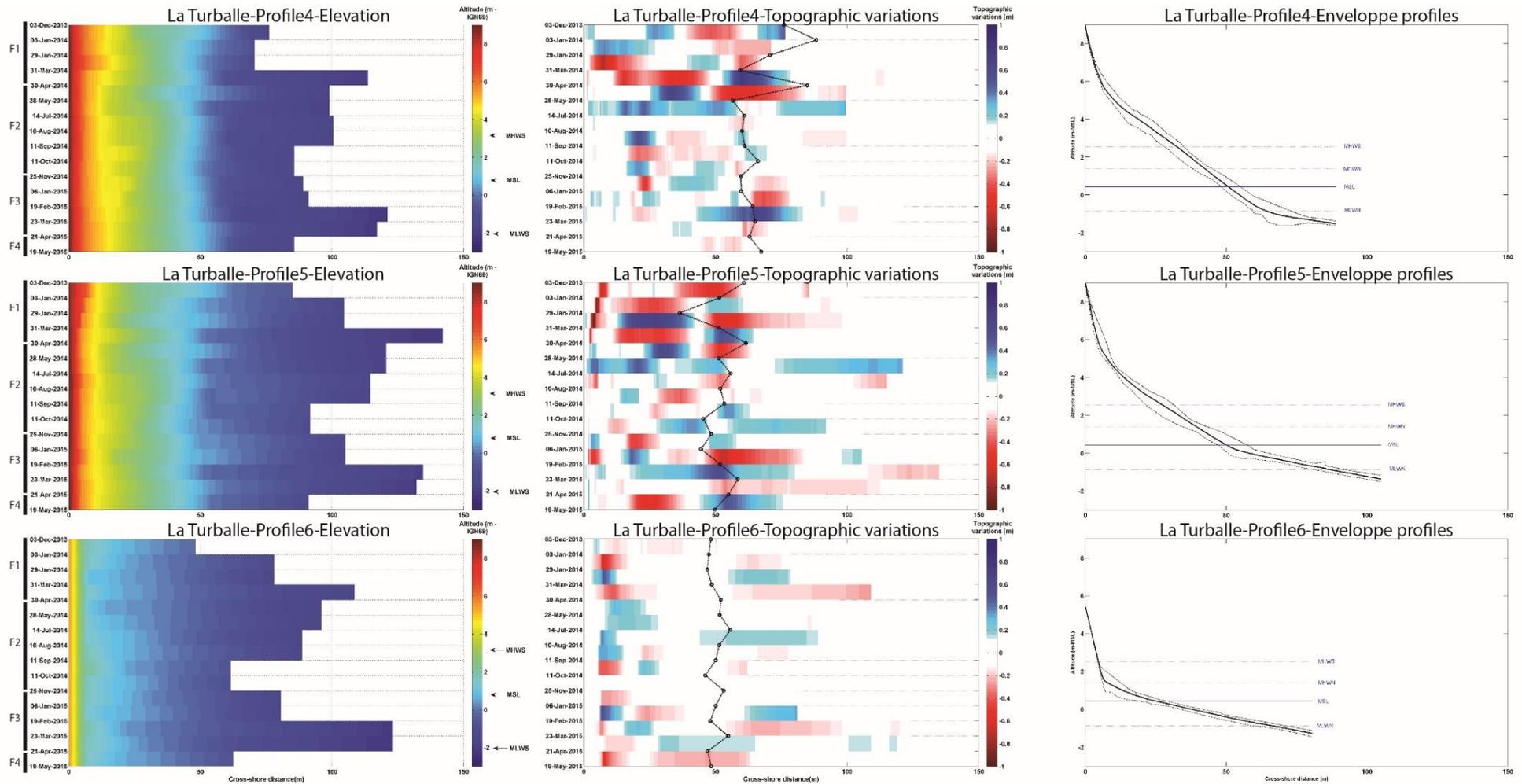


Figure 151. Variations d'altitudes, différentiels d'altitudes et profils enveloppes des profils P4, P5 et P6 de la plage de La Turballe.

Chapitre 4 - Dynamique morpho-sédimentaire moyen terme et événementielle des quatre plages étudiées

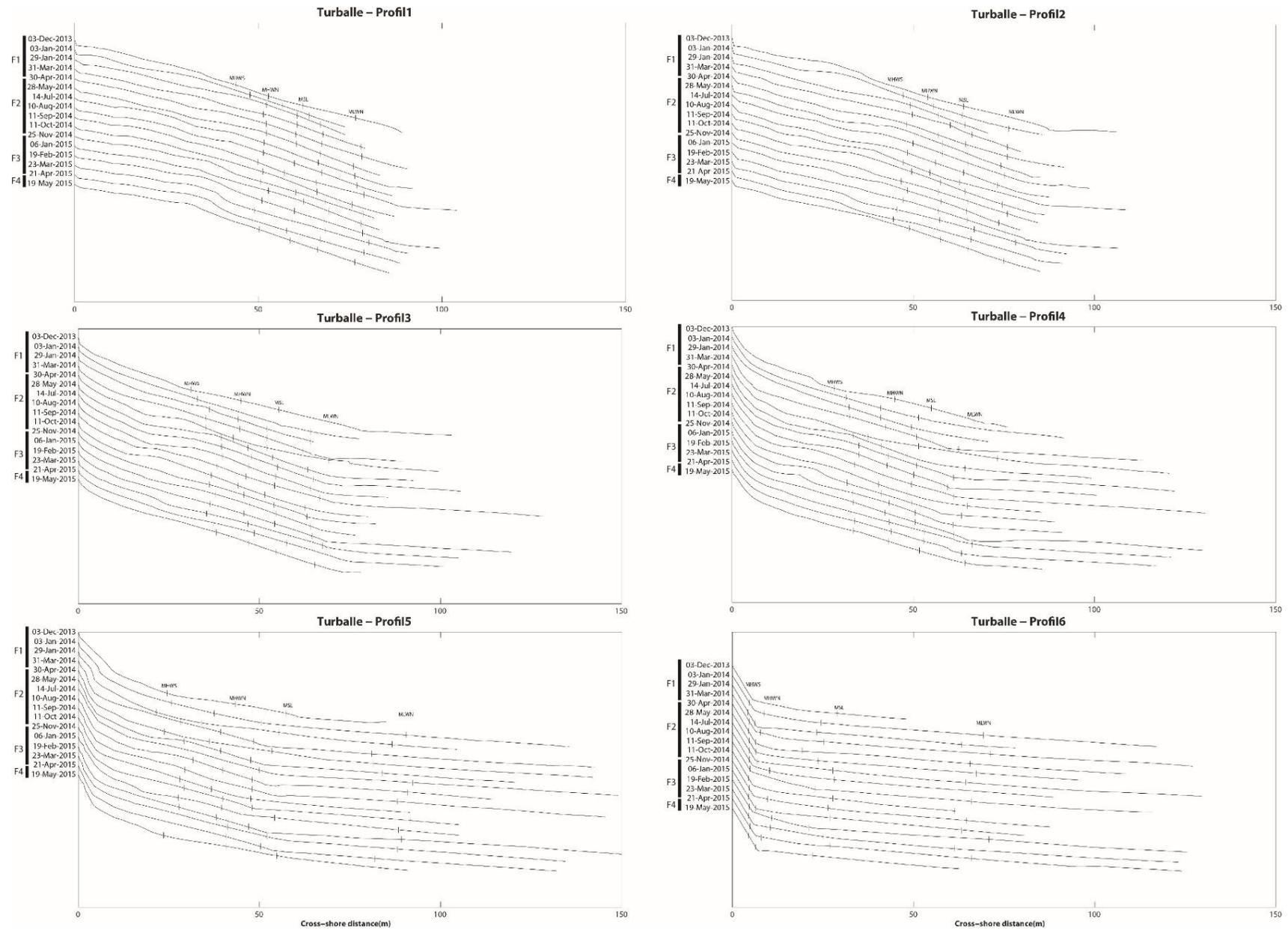


Figure 152. Évolution des profils P1, P2, P3, P4, P5 et P6 de la plage de la Turballe de décembre 2013 à mai 2015.

### II.B.1.b. Variations de la surface d'enveloppe mobile

La variation de la surface mobile entre deux levés permet d'estimer l'amplitude des mouvements des profils pendant la période de suivi. Nous raisonnons ici toujours suivant les périodes définies précédemment (F1 à F4, Figure 110). Les données présentées ne sont pas normalisées sur le long du profil, mais cela ne change fondamentalement pas les différences d'amplitude observées entre les profils (Figure 153). D'un point de vue général, le profil P4 et particulièrement le P5 présentent les surfaces de battement les plus importantes. Les variations moyennes de surface sont équivalentes pour les profils P2 et P3. Le battement moyen au niveau du profil P1 est plus faible mais présente des extremums plus importants (janvier et août 2014). Par rapport aux autres profils, un battement peu important et relativement constant est observé au niveau du profil P6 (Figure 153). Cette différence peut s'expliquer par la présence de sables fins compacts moins remobilisables sur une large section peu pentue du profil. Excepté pour le profil P2 (Figure 153), la surface de battement minimum est observée au mois d'août 2014 (Figure 155). En termes de corrélation entre les variations de la surface mobile par profils (Figure 154), il ne se dégage globalement pas de tendance de dynamique commune.

Dans une approche plus fine, lors de **la période hivernale 2013/2014 (F1)**, le maximum de battement est observé au niveau du profil P5 en fin de période, conséquence des tempêtes de fortes énergies de février et mars 2014. Contrairement au profil P4 et P5, les maximums de battement sont identifiés en début de période F1. **La période de conditions moins agitées F2** entraîne une réduction continue de la surface de battement du profil P5 qui atteint son minimum en fin de période (août à octobre 2014). C'est également le cas au niveau du profil P4. Nous pouvons cependant noter que le maximum de battement arrive avec un décalage de 1 mois au niveau du profil P4 par rapport au profil P5, c'est à dire entre fin mars et fin avril 2014. Un battement moins important et relativement constant est observé sur le profil P4 entre la fin de période F2 et **la période hivernale F3**. Une alternance de battements faibles (3 à 7 m<sup>2</sup>) et forts (15 m<sup>2</sup>) caractérise la dynamique du profil P1 durant cette période. Les profils P4 et P3 présentent une dynamique qui suit les variations saisonnières d'énergie (Figure 155). Une diminution de la surface de battement depuis le début du printemps est détectée. Celle-ci atteint un minimum en août 2014 pour remonter ensuite jusqu'à fin octobre 2014. Une dynamique inverse est observée au niveau du profil P2, où la surface de battement augmente pendant la période de conditions calmes. La période hivernale 2014/2015 montre une diminution et une stabilisation de la surface mobile au niveau des profils P2, P3 et P4, tandis que le profil P5 présente des amplitudes de mouvement plus importantes (20 à 25 m<sup>2</sup>). Une alternance d'amplitude existe toujours au niveau du profil P1 mais moins marquée. Cette alternance peut être la conséquence des échanges sédimentaires et des réajustements de profils, identifiés dans les variations morphologiques, entre le haut de profil (croissants) et la section médiane du profil. **La dernière période F4** est caractérisée par une augmentation de la surface mobile sur l'ensemble des profils, excepté pour P1 qui est stable.

**Les variations les plus importantes de la surface mobile sont en lien avec des dépôts ou érosions de sédiments sectorisés, tels que la disparation des figures sédimentaires en croissants de plage ou les dépôts au niveau de la rupture de pente. Ces pics de variation de la surface de battement sont également cohérents avec les changements importants de volume, notamment**

lors de l'hiver 2013/2014. Le battement des profils est maximum pour les épisodes fortement énergétiques en présence de figures sédimentaires de type croissants de plage (Figure 155). Une cyclicité suivant les variations d'énergie saisonnières semble visible sur les zones Nord (P1) et Sud de la plage (P5), moins impactés par les figures sédimentaires en croissant. Une cyclicité indépendante des énergies saisonnières des battements apparaît au niveau des autres profils et particulièrement au niveau du profil P3. Le minimum de battement est associé au minimum d'énergie (excepté pour le profil P2). Dans son ensemble, la plage présente des battements maximaux et d'amplitude relativement constante pendant l'hiver 2013/2014 bien que les profils présentent des enveloppes mobiles très variables d'un domaine à un autre de la plage. Les variations globales de battement de la plage semblent mieux contraintes par l'évolution de l'énergie, moins intense, lors de l'hiver 2014/2015 et le printemps 2015 (Figure 155).

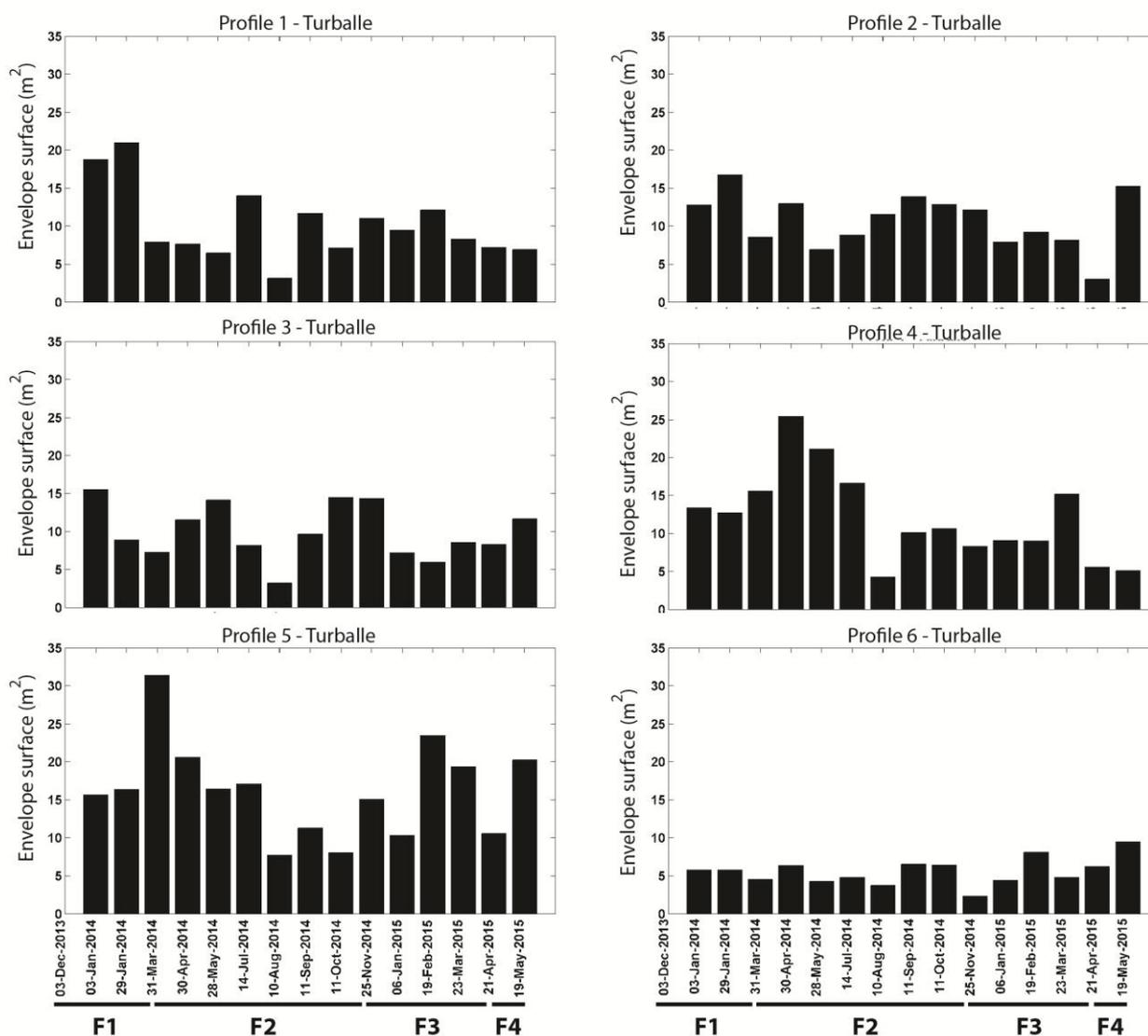


Figure 153. Variations des surfaces de l'enveloppe mobile des profils de la plage de La Turballe.

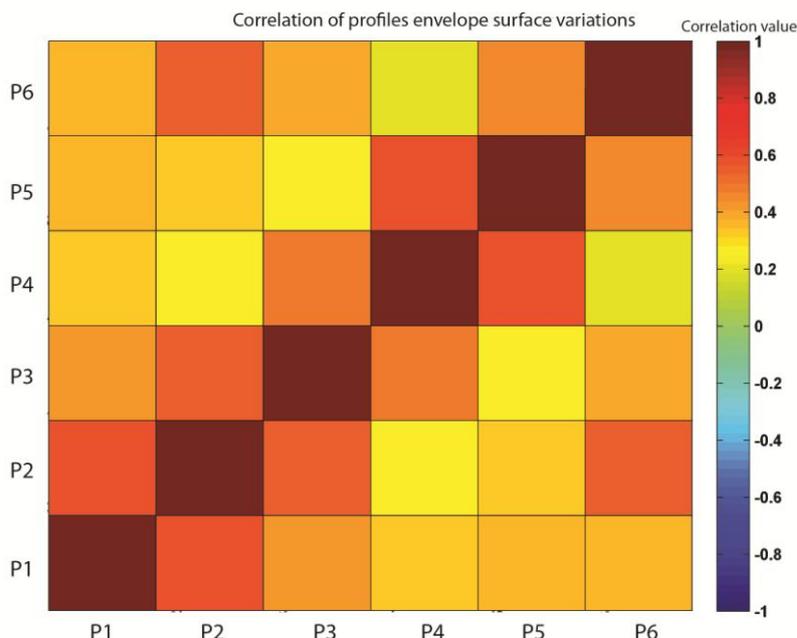


Figure 154. Corrélations des variations de surface de l'enveloppe mobile entre profils sur la plage de La Turballe.

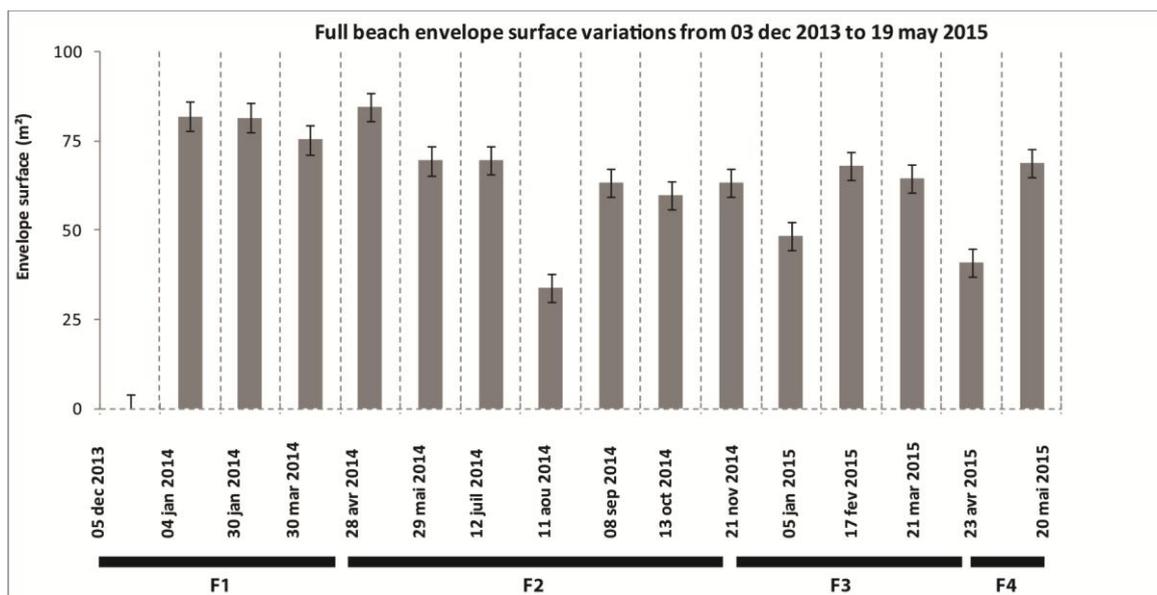


Figure 155. Variations de la surface de l'enveloppe mobile de la plage de la Turballe entre chaque levé de décembre 2013 à mai 2015.

### II.B.1.c. Variations volumiques par profil et pour la plage

Le bilan volumique sédimentaire sur la plage de la Turballe est variable suivant les sections de la plage. La période hivernale 2013/2014 (F1) montre une perte de volume de sédiment significative sur la partie Sud (Figure 156). Le profil P5 est notamment fortement impacté ( $-21 \pm 8.7 \text{ m}^3/\text{m}$ ). Une augmentation du volume est notable dans le même temps au Nord de la plage, particulièrement au niveau du profil P1 ( $+35 \pm 7.5 \text{ m}^3/\text{m}$ ). Les volumes sédimentaires des profils Sud se rééquilibrent pendant la période de conditions calmes (F2) jusqu'en juillet 2014. Le volume sédimentaire augmente d'ailleurs sur l'ensemble des profils en juillet 2014. Une relative stabilité des profils centraux et Nord

de la plage s'en suit jusque début octobre 2015. Le profil P2 voit son volume sédimentaire augmenter et le profil 5 présente une légère phase érosive. Jusqu'au début de l'hiver 2014/2015, tous les profils s'engraissent. Les conditions d'agitation en janvier 2015 entraînent une perte générale de volume sédimentaire sur la plage, accentuée au niveau du profil P5 ( $-15 \pm 8.7 \text{ m}^3/\text{m}$  entre janvier et février 2015). Seul le profil P1 s'engraisse pour atteindre son accrétion maximum ( $+55 \pm 7.5 \text{ m}^3/\text{m}$ ). La fin de l'hiver 2014/2015 et le printemps 2015 (période F4) se traduisent par une augmentation du volume des profils centraux et Sud. Le profil P1 perd du sédiment. En ce qui concerne les corrélations des variations de profils, les profils P3 et P1 présentent une dynamique proche. C'est également le cas pour les profils P5 et P6 dont les variations sont bien corrélées (Figure 157). **Globalement, en conditions hivernales agitées ou après des épisodes tempétueux, la partie Sud de la plage présente une perte de volume et la partie extrême Nord montre un engraissement important. Les profils centraux sont plus stables (P2, P3 et P4). En période moins agitée, dite de résilience, le volume augmente sur les profils centraux et Sud et une légère perte de sédiment est observée sur le profil P1. La présence ou l'absence de croissant sur cette plage amène à des variations volumiques importantes.** Sur 18 mois de mesures, il en ressort que la partie Nord de la plage s'engraisse (profils P1 à P3), le profil 4 est une portion stable de plage (potentiel centre de rotation de la plage). A l'inverse, les profils P5 et P6 montrent une érosion (Figure 158). Le volume érodé sur la partie Sud est inférieur à celui déposé sur la partie Nord de la plage. Des transferts sédimentaires depuis la partie subtidale vers la section intertidale de la plage sont donc envisageables. L'hypothèse d'un biais dans la mesure des variations de volume le long de profils *cross-shore* pour cette plage à forte tridimensionnalité est également à prendre en compte. Une phase d'accrétion est notable entre avril et juillet 2014 ( $+70 \pm 7.5 \text{ m}^3/\text{m}$ ), durant la période estivale (Figure 159). Il convient de remarquer que les variations de volume observées sont tout de mêmes faibles (0.2 %) comparé au volume global virtuel la plage, correspondant à la somme des volumes sédimentaires des profils. **La plage de La Turballe présente une stabilité voir une faible augmentation de son volume sédimentaire malgré des variations morphologiques importantes, un impact de l'hiver 2013/2014 fortement énergétique et une section dunaire en érosion au Sud de la plage. Nous observons donc un redéploiement local du stock sédimentaire.**

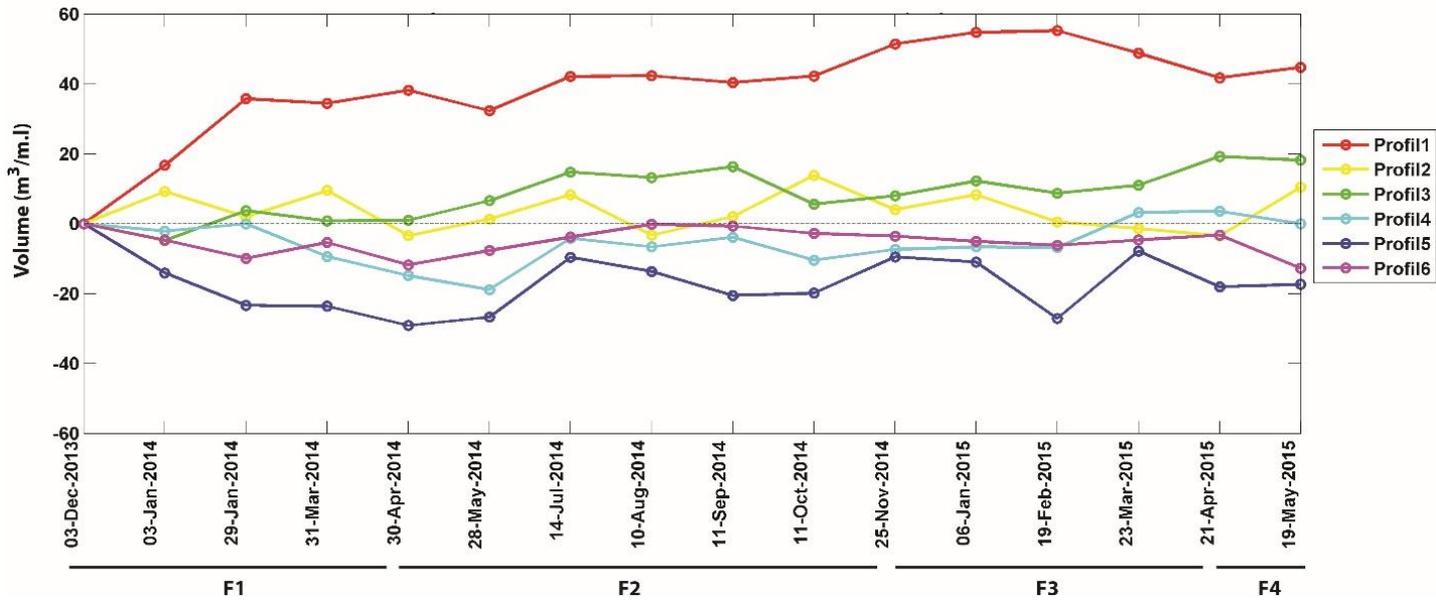


Figure 156. Variations du volume sédimentaire cumulé de la plage de La Turballe - décembre 2013 à mai 2015.

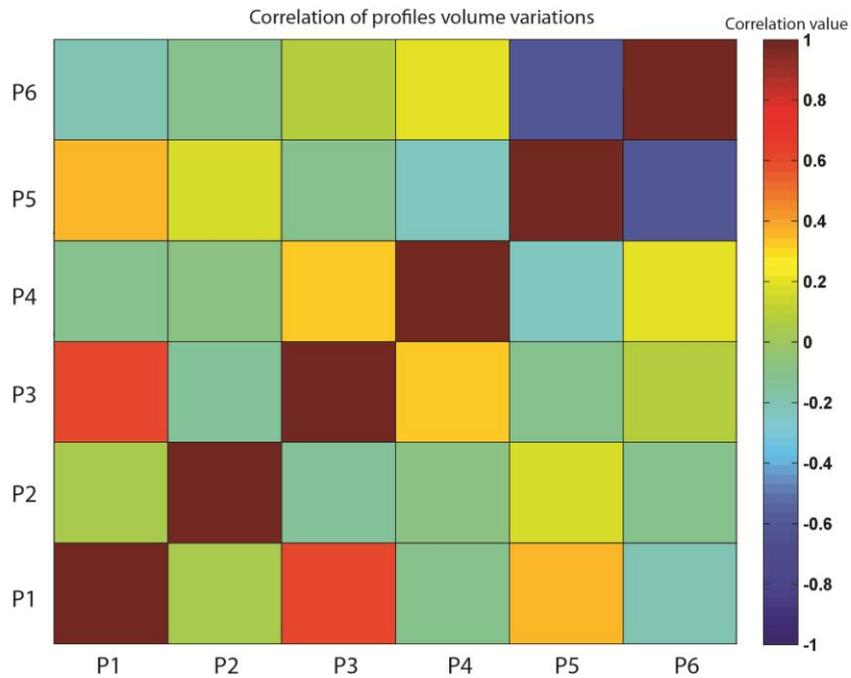


Figure 157. Corrélations des variations de volumes entre profils sur la plage de La Turballe.

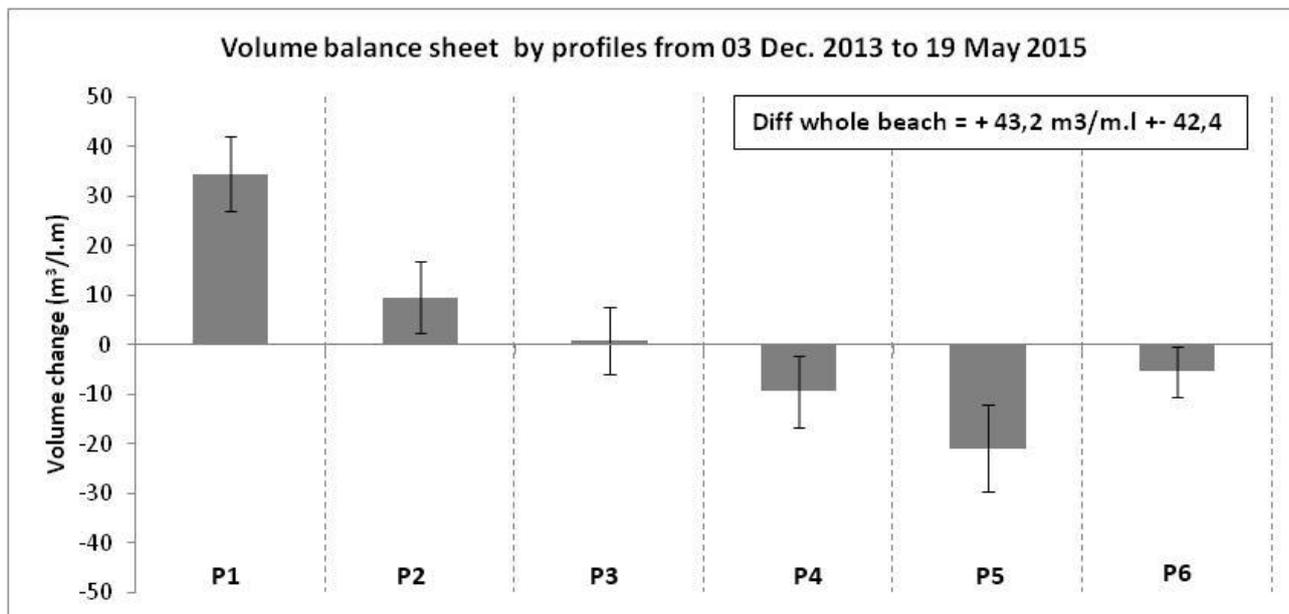


Figure 158. Variations des volumes par profil de la plage de La Turballe entre décembre 2013 et mai 2015.

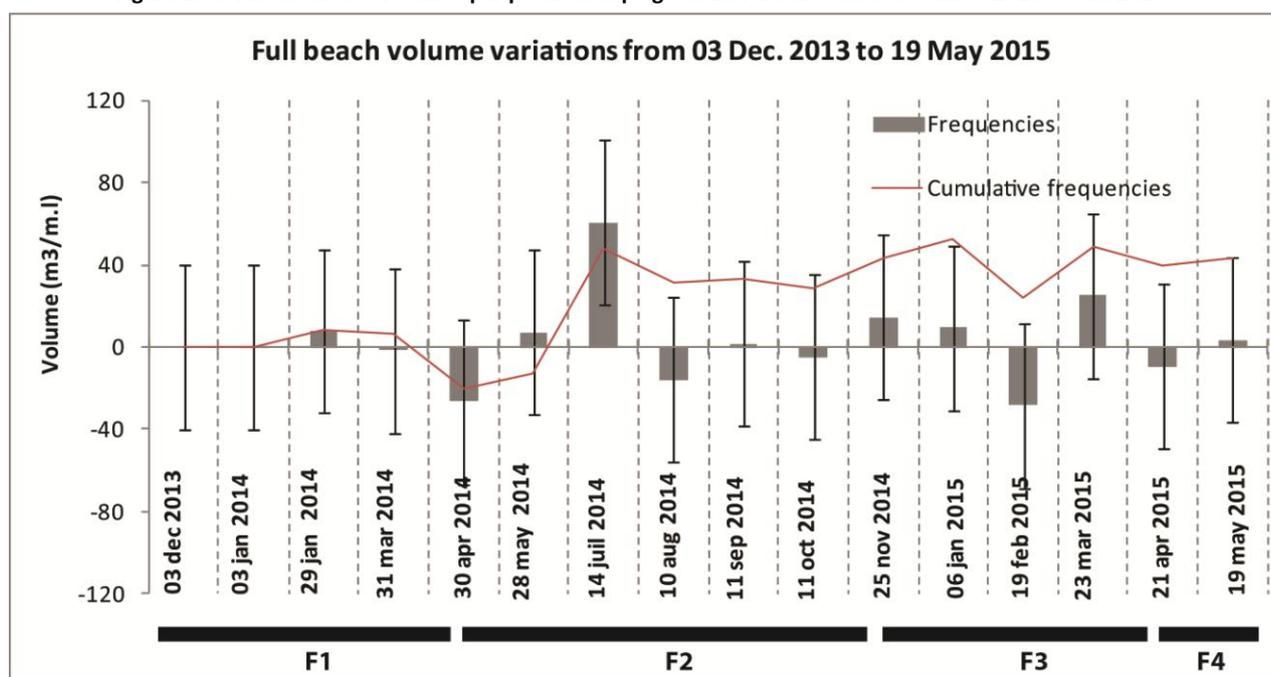


Figure 159. Variations des volumes sédimentaires totaux de la plage de La Turballe - fréquences séparées et fréquences cumulées.

## II.B.2. Variabilité morphologique sectorielle de la plage de La Turballe

Une approche plus détaillée de la morpho-dynamique est proposée *via* la définition des secteurs dynamiques des profils. Basée sur la variabilité verticale moyenne de la série de mesures (écart-type), cette approche permet de mieux comprendre les dynamiques sédimentaires intra-profil et d'observer des dynamiques sectorielles communes inter-profils. Les variations verticales maximales (Maximum Vertical Variation - Almeida *et al.*, 2011), les volumes et les surfaces de battement sont analysés pour les différents secteurs.

### II.B.2.a. Définition des secteurs par profils

Trois à quatre secteurs sont définis sur les profils de *cross-shore*. Le secteur A correspond à la partie dunaire, aérienne de la plage ou au front de l'enrochement pour le profil P6 (Figure 160). Les secteurs B (et C pour les profils P1 et P3) définissent les zones de variations d'altitudes de haut de plage, dont notamment les croissants. Pour le profil P6, le secteur B est établi comme la zone dynamique au pied de l'enrochement, c'est à dire la partie légèrement réfléchive du profil. Les secteurs C (et D pour les profils P1 et P3 également), correspondent à la zone de variation sédimentaire au niveau de la rupture de pente. Le secteur D du profil P5 est quant à lui relié à la dynamique de la section dissipative. Le Tableau 18 récapitule ces secteurs et leurs limites le long de l'axe *cross-shore*.

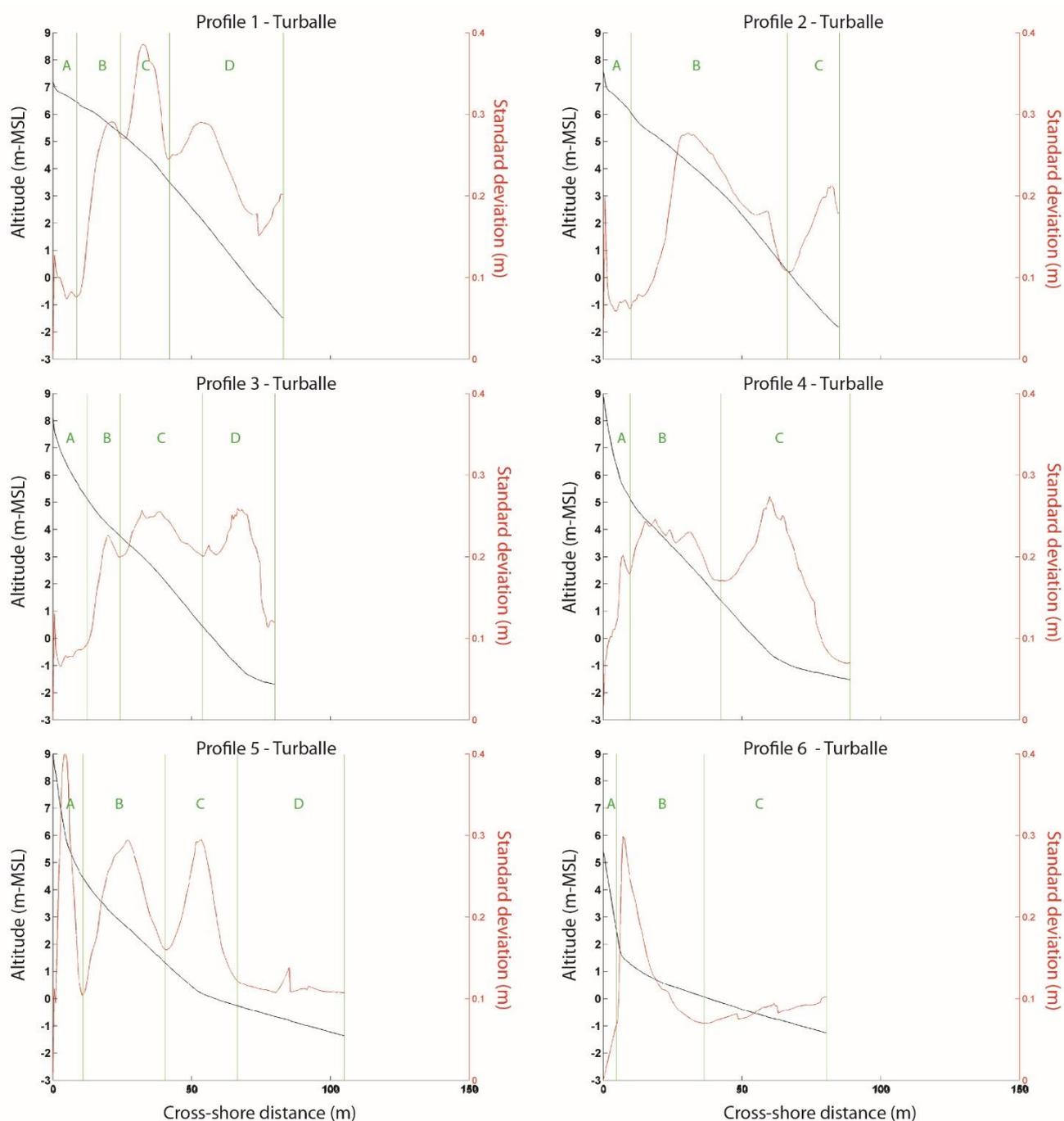


Figure 160. Sectorisation des profils de la plage de La Turballe suivant l'écart-type des variations d'altitude.

Profile ID	Profile sector	Cross-shore limits	Average MVV	Maximum MVV
Profile P1	A	0-8	0,13	0,34
	B	8-24	0,16	0,56
	C	24-42	0,30	0,55
	D	42-83	0,34	0,58
Profile P2	A	0-10	0,19	0,45
	B	10-66	0,43	0,80
	C	66-85	0,28	0,58
Profile P3	A	0-12	0,17	0,31
	B	12-24	0,23	0,56
	C	24-54	0,33	0,65
	D	54-80	0,39	0,90
Profile P4	A	0-10	0,20	0,73
	B	10-42	0,36	0,67
	C	42-89	0,38	0,76
Profile P5	A	0-11	0,40	0,91
	B	11-40	0,41	0,70
	C	40-66	0,43	0,66
	D	66-105	0,19	0,38
Profile P6	A	0-5	0,11	0,23
	B	5-36	0,35	0,66
	C	36-80	0,17	0,31

Tableau 18. Limites *cross-shore* et description des secteurs dynamiques des profils de la plage de La Turballe ; moyennes et maximums des variations verticales maximales par secteur pour la période de décembre 2013 à mai 2015.

### II.B.2.b. Variations verticales maximales par secteur et approche statistique

Basée sur l'approche méthodologique établie par Almeida *et al.* (2011), la variabilité verticale maximale (MVV) est établie pour chaque secteur défini sur les profils. Les MVV moyennes sont établies pour chaque secteur. Les secteurs de haut de plage et de pied de dune sont les plus dynamiques sur les profils P4 et P5, en accord avec les variations morphologiques observées pendant l'hiver 2013/2014. Les variations maximales sont atteintes en fin de l'hiver avec des valeurs de 0.7 m en P4 et 0.9 m en P5 (secteur A - Figure 161). Les variations des secteurs A sont maximales sur l'ensemble des autres profils pendant cet hiver exceptionnel mais d'amplitude plus faible (MVV < 0.4 m). Le MVV minimum du secteur A est atteint pendant les périodes énergétiques les plus faibles (été 2014). Les MVV moyennes des secteurs A mettent en évidence que le haut du profil P5 est le plus dynamique. Les profils P2 à P4 présentent des variations moyennes proches et la MVV moyenne la plus faible est établie au niveau des profils extrémité de la plage P1 et P6. Les secteurs correspondants au milieu de section réfléchive (secteurs B et/ou C pour les profils P1 et P3) et à la rupture de pente (secteurs C et D pour les profils P1 et P3) sont les plus dynamiques. Les profils P2, P4 et P5 présentent des variations atteignant 0.8 m en relation avec la mise en place des figures sédimentaires en croissant au centre des profils réfléchifs. Excepté pour le profil P4, les MVV les plus importantes sont atteintes lors de l'hiver 2013/2014 et plus généralement pendant les conditions agitées. Les MVV moyennes (Tableau 18) sont les plus importantes au niveau des profils P2 et P4 (0.4

m) et proches de 0.3 m pour les autres profils. Bien que les variations verticales maximales du milieu des profils n'atteignent pas des valeurs aussi élevées que pour le secteur A, celles-ci sont plus importantes tout au long de la période de mesures. Les MVV présentent les mêmes tendances que les variations volumiques. Le MVV minimum est identifié également pendant les conditions hydrodynamiques les plus calmes (août 2014 - Figure 161). Le secteur correspondant à la rupture de pente présente des tendances variées suivant les profils. Les profils centraux de la plage (P2, P3 et P4) montrent des MVV plus énergétiques dans les premiers mois suivant les périodes hivernales (post hiver 2013/2014 et fin hiver 2014/2015). Les MVV les plus importantes sont enregistrées au niveau du profil P3 en avril et mai 2014 (0.9 m). Le profil P1 montre des MVV plus constantes au cours des différentes périodes et inférieures globalement à 0.5 m. **D'un point de vue général, les zones correspondant aux secteurs des figures sédimentaires de type croissant (secteurs B ou C) et aux ruptures de pente (secteurs C ou D) présentent les MVV les plus importantes. Les variations des milieux de sections réfléchives sont les plus importantes lorsque les croissants de plage sont en place. L'ensemble des secteurs présente les MVV les plus faibles pendant les conditions énergétiques faibles. Le profil P5 présente une dynamique commune à ces secteurs. Un gradient croissant des MVV le long d'un profil est visible en période de conditions hydrodynamiques calmes depuis le haut vers le bas de plage.**

En ce qui concerne les corrélations inter et intra-profil, des valeurs positives strictes sont observées en raison de l'utilisation des valeurs absolues pour le calcul des variations verticales maximales (Figure 162). Au niveau intra-profil, le profil P1 présente des variations communes entre les secteurs du haut de plage et celui de la rupture de pente. Au niveau du profil P2 et P3, les MVV des secteurs à croissants (secteur B pour P2 et secteur C pour P3) et de la rupture de pente sont corrélées (secteur C pour P2 et secteur D pour P3). Aucune corrélation sectorielle n'est identifiée au niveau du profil P4. Le profil P5 présente une multiple corrélation des secteurs deux à deux successivement suivant l'axe *cross-shore* ( $0.5 > R^2 > 0.6$ ). Les MVV des secteurs du pied de dune (secteur A) et du milieu des sections réfléchives (secteur B) sont corrélées. Ce dernier secteur est quant à lui corrélé avec les MVV du secteur de la rupture de pente (secteur C), qui est lui-même corrélé avec les variations verticales maximales au niveau de la section dissipative (secteur D) du profil. Au niveau de l'enrochement (P6), les dynamiques des MVV des trois secteurs du profil sont bien corrélées ( $R^2 > 0.7$ ). **Du point de vue intra-profil, le secteur A présentent une dynamique commune pour les profils, en particulier ceux localisés au Sud de la plage (P3 à P6 avec  $R^2 > 0.6$ ).** Les variations d'altitudes maximales au niveau de la rupture de pente des profils P3, P4 et P5 sont également corrélées.

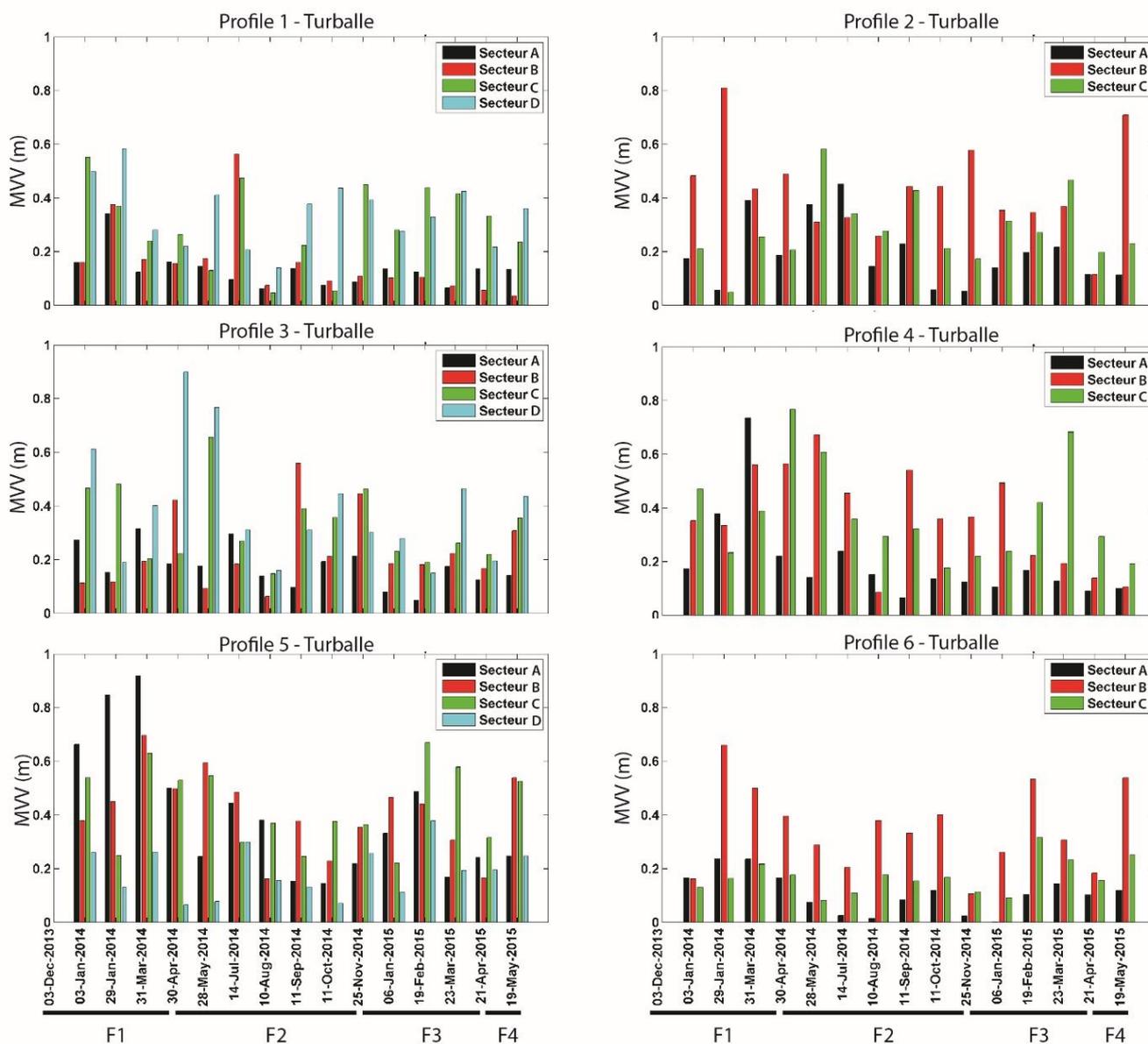


Figure 161. Variations Verticales Maximales (MVV) par secteurs des profils sur la plage de La Turballe.

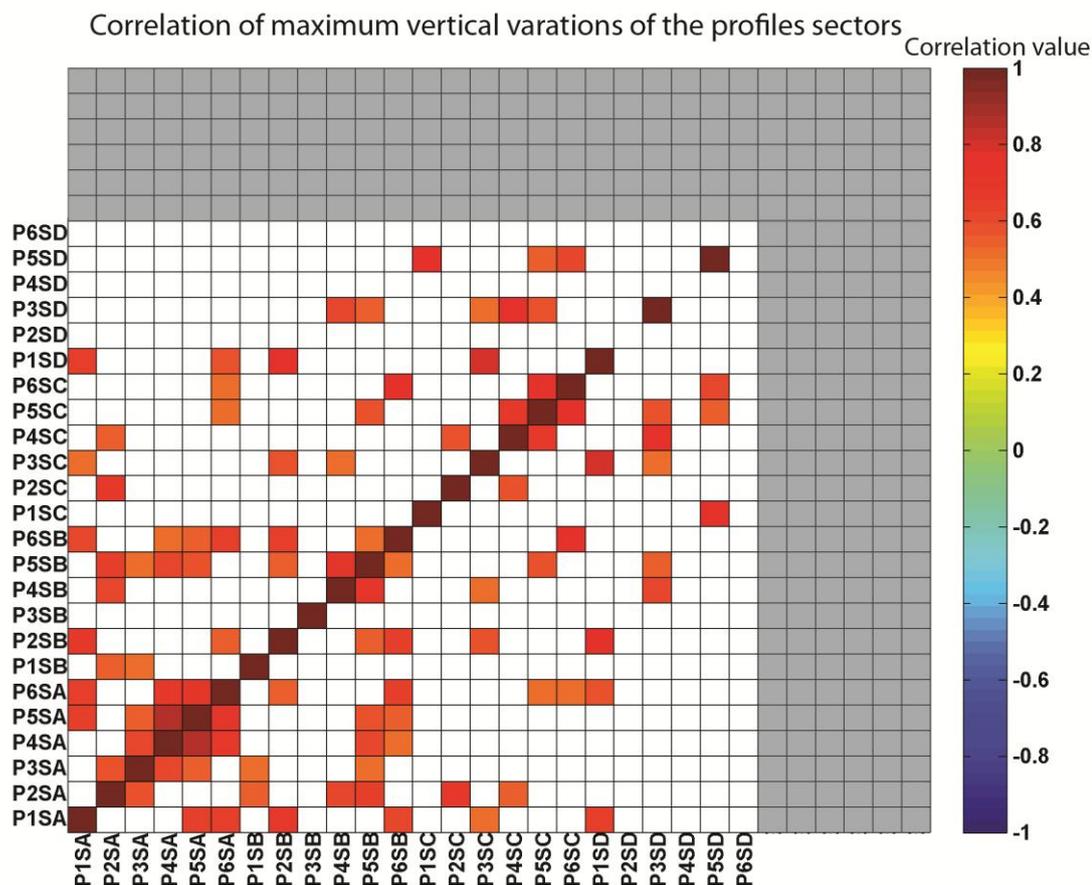


Figure 162. Corrélations des MVV par secteurs sur la plage de La Turballe

### II.B.2.c. Dynamique des volumes par secteur

L'analyse des corrélations des variations de volume permettent de mettre en évidence les variations communes et des échanges sédimentaires potentiels entre les différents secteurs d'un profil et le long de la plage de la Turballe.

Des corrélations négatives et positives sont observées entre certains secteurs d'un même profil et de différents profils. Seules les corrélations supérieures à 0.5 et inférieures à -0.5 sont sur la Figure 163. Premièrement, intéressons-nous à la dynamique des secteurs intra-profils. Le profil P1 présente des corrélations positives entre les secteurs correspondant aux croissants de plage et au bas de profil (secteurs B, C et D). Les profils P2 et P4 présentent une dynamique commune des secteurs A et B. Cependant une corrélation négative est identifiée entre les secteurs B et C du profil P4. Concernant le profil P5, la dynamique des volumes sédimentaires est corrélée positivement entre trois secteurs : le secteur du pied de dune, celui de la rupture de pente et celui correspondant à la section dissipative du profil. Globalement, peu de corrélations positives entre secteurs intra-profils sont observées.

Au niveau inter-profils, les dynamiques sont principalement opposées (corrélation négative dominante) mais quelques corrélations positives sont aussi visibles. Les variations volumiques des secteurs A des profils P1 et P5 sont opposées, mais identiques sur les profils P1 et P3. Les secteurs B des profils P4 et P1 présentent les mêmes variations de volume. La variation enregistrée en haut du profil P2 est négativement corrélée avec celle du secteur de la rupture de pente des profils P4 et P5.

Le même constat peut être fait entre le secteur A du profil P3 et C du profil P2. Le secteur A du profil P5 présente également une dynamique opposée au secteur D du profil P1. Le secteur correspondant au pied de l'enrochement présente une dynamique inverse de celle du secteur de la rupture de pente du profil P5. **D'une manière plus générale, une dynamique sectorielle intra-profil apparaît au niveau des profils P1 et P5. Une dynamique sectorielle inter-profil multiple est également observable sur la page de La Turballe. Les variations de volume des secteurs de haut de plage ou de pied de dune des profils P1 et P5 présentent une dynamique opposée. Il apparaît que les variations des volumes au niveau des ruptures de pente des profils centraux et Sud sont négativement corrélées avec celles des hauts de plage à croissants des profils Nord (P1 et P2). Inversement les variations de volume des secteurs de ruptures de pente des profils Nord sont négativement corrélées avec les variations des secteurs de haut de plage des profils centraux. Ces corrélations mettent en évidence la dynamique *longshore* dominante de cette plage et des échanges sédimentaires possibles inter-profil.**

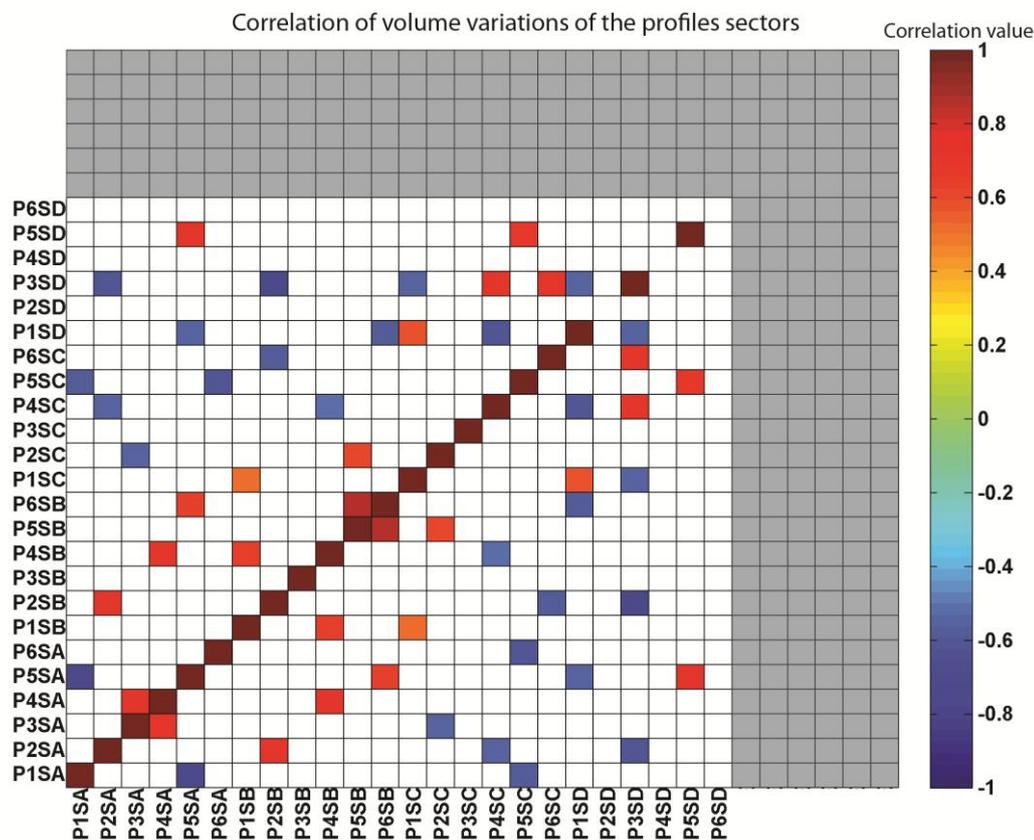


Figure 163. Corrélations croisées des variations de volumes sédimentaires par secteur de profils de la plage de la Turballe sur la période de décembre 2013 à mai 2015.

### II.B.3. Variabilité sédimentaire de la plage de La Turballe

La variabilité granulométrique d'une plage est indissociable de sa variation morphologique. La répartition granulométrique des sédiments transversalement mais également longitudinalement va conditionner la dynamique globale d'une plage. Dans cette section, la variabilité des quatre fractions principales représentatives des échantillons de sédiments est tout d'abord présentée. Puis, la

variation de la médiane granulométrique par zones de la plage et par profils entre décembre 2013 et avril 2015 est analysée. Dans un dernier temps, une approche statistique, reliant la dynamique de certaines fractions ou paramètres descriptifs de l'échantillon et l'énergie des houles au large, est proposée. La série de prélèvements sédimentaires est stoppée en avril 2015 contrairement aux levés topographiques poursuivis jusqu'en mai 2015.

### II.B.3.a. Variations des fractions sédimentaires cibles

Quatre fractions, dites "cibles", présentant une variabilité maximale de leurs médianes granulométriques au cours de la série de mesures, sont sélectionnées pour l'analyse. Ainsi, les variations des pourcentages de graviers ( $\varnothing > 2 \text{ mm}$ ), des sables très grossiers ( $1 \text{ mm} > \varnothing > 2 \text{ mm}$ ), des sables moyens ( $250 \mu\text{m} > \varnothing > 500 \mu\text{m}$ ) et des sables fins ( $125 \mu\text{m} > \varnothing > 250 \mu\text{m}$ ) sont détaillées entre décembre 2013 et avril 2015. Les trois profils (P1, P3 et P5) échantillonnés sont analysés du haut vers le bas des profils (S3 à S1/S0) et du Nord au Sud de la plage. Le raisonnement suit les mêmes périodes temporelles hydrodynamiques définies précédemment. La période F1 correspond à l'hiver 2013/2014, la période F2 s'étend de fin avril 2014 à octobre 2014 (printemps/été/automne 2014), la période F3 correspond à la période hivernale 2014/2015 et la dernière période F4 correspond au printemps 2015.

#### ✓ Variabilité granulométrique au niveau du profil P1

La variabilité temporelle de la médiane granulométrique, définie par son écart-type, indique un gradient de variabilité du haut du profil vers le bas (Figure 164). La variabilité granulométrique la plus importante est située dans la zone de la rupture de pente (P1S1). L'échantillon S3 est situé largement au-dessus du niveau de PMVE. Sa variabilité dépendra principalement de la dynamique sédimentaire liée aux processus de *swash* et aux facteurs météorologiques, notamment le vent. Le point P1S2 est également situé en limite du niveau PMVE. Le point d'échantillon P1S1, situé en dessous du niveau moyen de la mer, est soumis aux mêmes conditions auxquelles s'ajoute l'ensemble des processus hydrodynamiques de la zone intertidale (déferlement, *shoaling* et courantologie associée).

**En haut de plage**, la période hivernale 2013/2014 présente une augmentation des pourcentages de sables très grossiers. Un tri granulométrique avec une dominance des fractions grossières (graviers et sables très grossiers) est observé fin janvier 2014. Au début de la période F2 (printemps 2014), la fraction de sables très grossiers est réduite et celle des sables moyen et fins augmente. Ce constat est en lien avec des conditions hydrodynamiques plus calmes et la régénération des croissants de plage. La période estivale (juillet et août 2014) débute par une augmentation du pourcentage de sables très grossiers et montre une stabilité de la répartition des fractions. Les conditions d'énergie faible, se prolongeant jusqu'en octobre 2014, se traduisent par un pourcentage de sables fins et moyens plus importants. Une relative stabilité dans la répartition granulométrique est observée au début de l'hiver 2013/2014. Le retour à des conditions hydrodynamiques plus agitées, en janvier 2015, entraîne une augmentation des fractions supérieures à  $50 \mu\text{m}$ , la fraction de graviers n'étant plus observée sur le reste de la période de mesures. La fraction de sables moyens augmente durant la période F4. **Des conditions hydrodynamiques fortes entraînent l'apparition de**

**fractions supérieures à 1 mm (graviers et sables très grossiers). Les pourcentages de sables moyens sont en concordance avec les variations morphologiques des figures sédimentaires de haut de plage. La régénération des croissants est associée à une fraction sédimentaire de granulométrie moyenne plus importante. En période hydrodynamique faible, la répartition sédimentaire est plus stable et les sables fins apparaissent.**

En milieu de profil P1, lors de l'hiver 2013/2014, comme en haut de plage, le pourcentage de sables très grossiers augmente dans le sédiment. Un tri granulométrique et une dominance des fractions grossières sont observés avec les tempêtes de janvier/février 2014, associées à des niveaux de pleines mers plus élevés. La fin de l'hiver se traduit par une augmentation des fractions moyennes et fines. Le début du printemps 2014 (période F2) montre une dominance totale des sables très grossiers et des graviers. Cela est potentiellement associé à un dépôt sédimentaire connexe aux variations d'altitude identifiées en avril 2014 (Figure 150). Les conditions d'énergie plus faible en été 2014 se traduisent par une augmentation des graviers et des sables moyens, et une diminution du pourcentage des sables très grossiers. Un engraissement du profil est associé à cette répartition plus équilibrée des fractions granulométriques cibles. L'apparition des fractions de sables fins est également notable à la fin de la période F2 (octobre 2014). Une stabilité et une répartition plus équilibrée des fractions de sables moyennes, très grossiers et de graviers sont identifiées lors de la période hivernale 2014/2015 (F3). Les épisodes tempétueux de janvier et février 2015 entraînent une augmentation des sables grossiers du point S3. Cependant, les fractions inférieures à 500 µm augmentent largement. Cette observation est associée à une érosion de ce secteur du profil. La fraction grossière devient dominante en mars 2014. Un tri granulométrique s'opère durant cette période de forts coefficients de marées. La période F2 se traduit par une absence de fractions supérieures à 2 mm (graviers) et une répartition proche du sédiment de haut de plage. **Les phases d'engraissement et de stabilité du milieu de profil (P1S2) semblent être associées à une augmentation des fractions supérieures à 1 mm. Les périodes érosives sont associées à une répartition granulométrique plus hétérogène.**

En bas du profil réfléchissant P1, à proximité de la zone de la rupture de pente (P1S0), les premiers épisodes énergétiques sont associés à une hétérogénéité plus importante des fractions cibles. Cette répartition est observée lors des dépôts sédimentaires importants en bas de profil, notamment en janvier 2014. Les sables très grossiers et graviers sont cependant dominants comme pour les autres secteurs du profil. La fraction granulométrique grossière (> 1 mm) représente l'essentiel du sédiment en fin de période hivernale F1. Un tri granulométrique s'opère en lien avec une certaine stabilité topographique de ce secteur. Le début de la période F2, associée à des conditions moins énergétiques, présente une alternance entre dominance des fractions de graviers et des sables très grossiers jusqu'en août 2014. Au cours de cette période, la topographie au niveau de ce point de prélèvement est relativement stable. Jusqu'à la fin de la période F2, la répartition granulométrique est relativement stable. Le début de la période hivernale 2014/2015 se traduit par une absence de gravier dans le sédiment. Les sables moyens deviennent alors dominants. L'épisode tempétueux modéré de début novembre entraîne un dépôt majeur de sédiment le long du profil. L'évolution de la répartition granulométrique en ce début de période F3 est la même qu'en milieu de plage (échantillon S2). Un apport de sables moyens et fins dans l'échantillon, identifié en février 2015, est

associé à une érosion de bas de profil. Les pourcentages des fractions sont ensuite stables jusqu'à la fin de la période F4. **Les épisodes tempétueux montrent un apport hétérogène des fractions granulométriques en lien avec les dépôts sédimentaires ou les érosions observés. Le retour et la persistance de conditions moins agitées va entraîner un tri granulométrique menant à une dominance du pourcentage de graviers et de sables très grossiers.**

D'un point de vue général, un pourcentage plus important de la fraction supérieure à 2 mm (graviers) est observable en bas de profil, au niveau de la rupture de pente. Les fractions de sables fins et moyens sont plus importantes vers le haut de plage. Les épisodes tempétueux montrent un apport hétérogène des fractions granulométriques en lien avec les dépôts ou les érosions sédimentaires observées. Le retour à des conditions calmes, post tempêtes, semble mener à une répartition plus homogène des fractions granulométriques au milieu et en haut de profil. L'installation continue des conditions de faible agitation entraîne un tri granulométrique en bas de plage en faveur des graviers et des sables très grossier et une répartition plus équilibrée des fractions en milieu et haut de plage.

LA TURBALLE - PROFILE 1 - from dec. 2013 to Apr. 2015

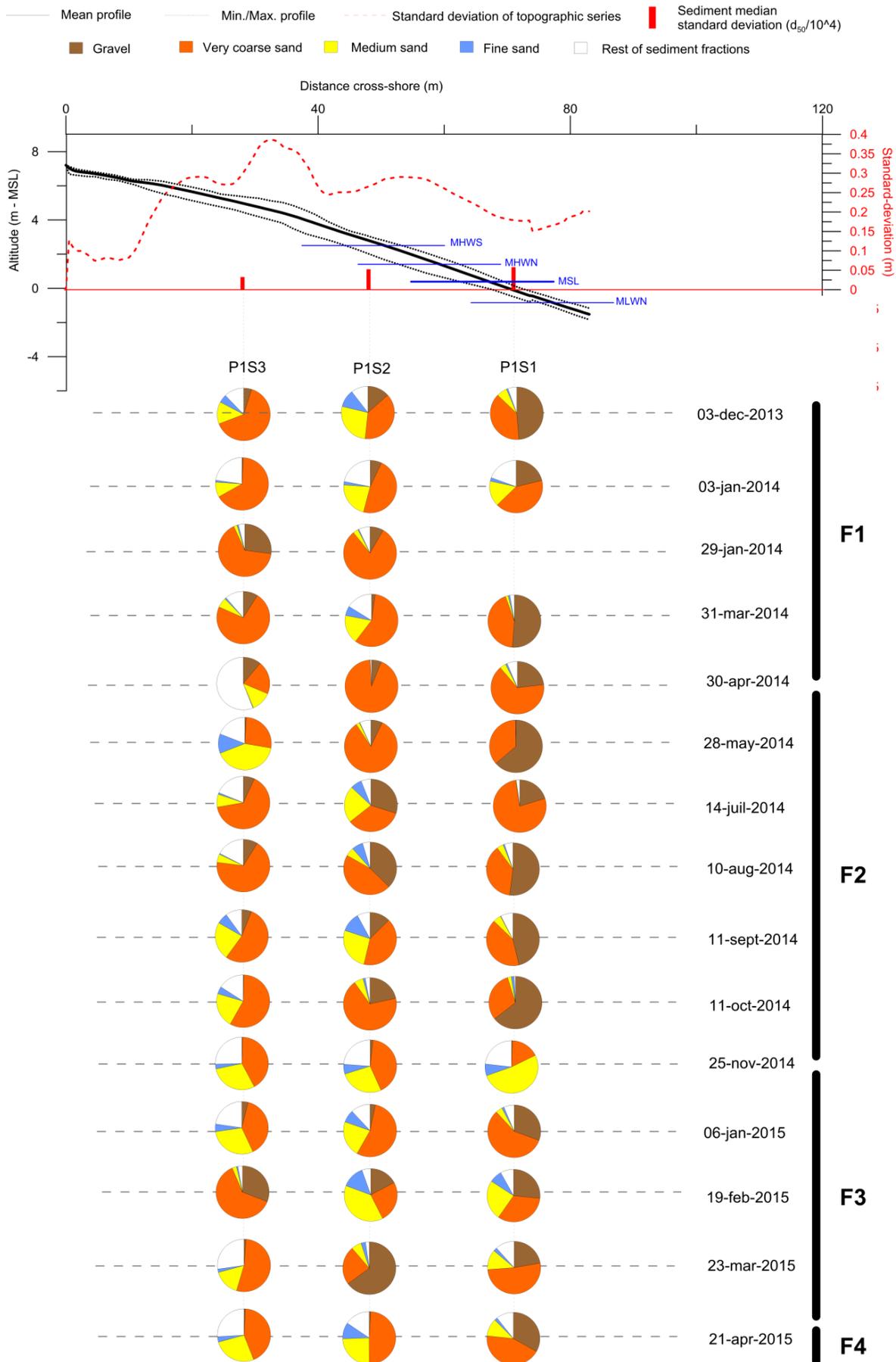


Figure 164. Variations des fractions granulométriques cibles sur le profil P1 de la plage de La Turballe de décembre 2013 à avril 2015.

✓ Variabilité granulométrique au niveau du profil P3

La variabilité la plus importante de la médiane granulométrique est située au niveau de la rupture de pente de la plage (P3S1). C'est à cet endroit que la variabilité morphologique du profil P3 est également la plus forte. L'échantillon S3 est prélevé au-dessus du niveau de PMVE. Il est impacté principalement par le processus de *swash* ainsi que par les conditions de vent et de pluviométrie. Ce point (S3) présente d'ailleurs une variabilité de la médiane moins importante. Les points localisés au milieu des profils réfléchissants et au début de la section dissipative présentent la même amplitude d'écart-type. Les points P3S0 à P3S2 sont soumis aux mêmes processus que pour l'échantillon P3S3 auxquels s'ajoutent les processus de déferlement et de *shoaling* ainsi que leurs courantologies associées. Il convient de noter une potentielle augmentation de la part des processus éoliens dans le transport sédimentaire du bas vers le haut de plage.

**En haut de plage**, une alternance de dominance de sables très grossiers et de sables grossiers est observable au cours de la période hivernale 2013/2014. Le dépôt sédimentaire (en croissants) en haut de profil est associé à un pourcentage faible des fractions grossières. Les sables moyens augmentent dans le même temps. La dominance des sables très grossiers apparaît sous l'effet d'un tri granulométrique lorsque la topographie est stable. Un sable très grossier majoritaire (85% du poids de l'échantillon), toujours associé à une relative stabilité topographique en haut de profil, est observé au début de la période F2 (avril 2016). Un dépôt important de sédiments constitués de sables grossiers et moyens est détecté au mois de mai 2014. Un tri granulométrique s'opère ensuite laissant en surface uniquement des sables très grossiers et grossiers. Le même cycle se réitère jusqu'à la fin de la période F2. L'hiver 2014/2015 débute par une période tempétueuse (novembre 2014). Les sables moyens deviennent majoritaires. La fraction de sable très grossier est quasi nulle. Cette granulométrie est associée à une érosion importante à ce niveau du profil. Un dépôt de sables très grossiers est ensuite identifié en janvier 2015. Le pourcentage de cette fraction se réduit jusqu'à la fin de la période F2 au profit des sables moyens et fins. Cette variation granulométrique est concomitante à une érosion de faible amplitude. **Les phases de mobilités morphologiques importantes de ce secteur du profil sont associées à un sédiment hétérogène avec une fraction de sable moyen plus importante. Un tri granulométrique s'opère en conditions énergétiques plus calmes. Les sables grossiers deviennent alors majoritaires.**

**En milieu de plage**, une variation de la fraction correspondant aux sables très grossiers est observée durant la période hivernale 2013/2014. Ces variations sont en accord avec la dynamique granulométrique du haut de plage. Un engraissement s'opère sur cette partie du profil connexe à une réduction de la fraction grossière. Nous pouvons cependant noter que les trois premiers mois d'hiver 2013/2014 sont associés à une augmentation de la fraction supérieure à 2 mm. Une répartition granulométrique stable, associée à une stabilité du profil dans cette zone, est identifiée à la fin de la période F1 et au début du printemps 2013 (avril 2014). Le retour à des conditions d'énergie plus faible entraîne une diminution du pourcentage de fractions supérieures à 1 mm. Au cours de la période estivale et automnale 2014, une certaine stabilité des différentes fractions en présence est observable. Les fractions de sables moyens et fins augmentent cependant lors des conditions d'énergie les plus faibles (juillet et août 2014). La fin de la période F2 est associée à un dépôt sédimentaire au milieu du profil en septembre 2014. La répartition granulométrique devient plus

hétérogène et le pourcentage de graviers augmente (octobre 2014). L'érosion identifiée sur le profil P3 en octobre 2014 se traduit par une diminution des particules inférieures à 1 mm. Une large augmentation des fractions moyennes et fines est observable en début d'hiver 2014/2015. Les fractions supérieures à 2 mm disparaissent et la proportion de sables très grossiers est faible. Cette dynamique est associée à un dépôt de sédiment. Une répartition granulométrique proche est identifiée en haut de plage alors que celui-ci est en érosion suite aux conditions agitées de novembre 2015. La suite de la période F3 présente une alternance d'érosions et de dépôts au niveau du secteur. Les variations d'altitudes négatives mettent en évidence des granulométries grossières (> 1 mm) et les accrétions sont associées à des fractions fines et moyennes. Les conditions d'énergie de la fin de l'hiver 2014/2015 et le printemps suivant sont associées à des conditions énergétiques plus faibles. Ainsi, les fractions supérieures à 1 mm augmentent. Une remise en suspension de l'ensemble de la couche sédimentaire peut expliquer cela, faisant apparaître les sédiments fins et moyens en surface. La profondeur de remaniement, pouvant atteindre plus de 60 cm sur cette plage, joue un rôle important dans la variabilité sédimentaire.

**En bas de section réfléchive du profil (P3S1)**, le sédiment en début d'hiver 2013/2014 présente la même répartition granulométrique qu'au milieu du profil. La fraction de graviers est cependant plus importante. Les tempêtes de fin décembre 2014 entraînent une réduction de la fraction de sables très grossiers, associée à une augmentation des particules inférieures à 500  $\mu\text{m}$ . Cela est en lien avec l'érosion identifiée au niveau de la rupture de pente au début de l'année 2014. La fin de la période F1 et le début de la période F2 sont associés à un sédiment constitué de sables très grossiers et de graviers, proche de celui du début la période de mesures. Cette répartition granulométrique est associée à un engraissement au niveau de la rupture de pente. Au cours de l'été 2014, un changement radical de sédiment est observé. Celui-ci est constitué principalement de sables moyens et fins. Le pourcentage de sables fins augmente avec l'installation de conditions d'énergie faible (août 2014). Ce changement radical de granulométrie est conséquent du recul vers le littoral de la rupture de pente en mai 2015 (- 20 m), cette partie du profil devenant plus dissipative. À la fin de la période F2, les fractions grossières et les fractions moyennes et fines alternent majoritairement dans le sédiment. Une variation d'altitude positive est associée à un dépôt de sédiments grossiers, tandis qu'une diminution de l'altitude du profil de plage est associée à un sédiment plus hétérogène, comportant une fraction de sables fins importante. Au début de la période hivernale 2014/2015 (F3), les variations morphologiques sont quasi nulles au niveau de ce secteur du profil. Un tri granulométrique s'opère, lessivant les sédiments fins et moyens. Contrairement aux autres situations décrites précédemment où une accrétion est associée à des sédiments grossiers, un dépôt de sables fins et moyens est observé au niveau de la rupture de pente à la fin de la période hivernale F3, particulièrement en février 2015. Il est possible que les processus mis en œuvre lors de ces dépôts soit différents. En effet les conditions d'énergie plus faible et les marées de vives eaux exceptionnelles ont pu entraîner un dépôt surfacique de sédiments fins et moyens au niveau de la zone de rupture de pente. Ce dépôt peut être engendré par le lessivage du haut vers le bas de plage ou peut provenir de la section dissipative du profil. Cette hypothèse n'est valable qu'en supposant que les dépôts de sables grossiers sont associés à des processus plus énergétiques liés aux vagues.

**Pour résumer, en période énergétique plus intense, les dépôts du bas de section réfléchive du profil**

**sont associés à des sédiments grossiers. Une érosion au niveau de la rupture de pente met en évidence un sédiment plus hétérogène. Le passage de cette zone d'un aspect réfléchissant à un aspect dissipatif est associé à un changement de granulométrie (grossiers à moyens et fins). La fraction de sables fins augmente avec l'installation de conditions d'énergie faible.**

Au niveau de la section dissipative du profil, les prélèvements sont moins nombreux au cours de la période de mesures suivant l'accessibilité. Ce sédiment est composé principalement de sables fins et moyens. Entre le début et la fin de l'hiver 2013/2014, les fractions grossières ne sont plus présentes. La fraction de sables fins devient dominante. Un dépôt de sédiments est associé à cette variation granulométrique. Lors de la période F2, un apport de sables moyens est observable. Une augmentation de la fraction de sables fins en juillet 2014 est associée à des conditions d'agitation faible. Sables fins et très fins constituent l'essentiel de l'échantillon avant l'hiver 2014/2015. Durant la période hivernale 2014/2015, un apport de sables grossiers (70% de l'échantillon) est observable. Les conditions d'agitation sont plus fortes et la rupture de pente avance vers le large. Des apports de la section réfléchissante de la plage peuvent expliquer cette distribution granulométrique. Avec le retour de conditions plus calmes jusqu'en avril 2015, la présence de sables fins et très fins est observable. **Les conditions d'énergie faible ou post tempêtes entraînent un dépôt (ou un tri granulométrique) de sables fins et très fins sur la partie dissipative. Des apports de la partie supérieure réfléchissante plus grossière peuvent alimenter ce secteur.**

D'une manière plus générale, les fractions les plus grossières sont observables en milieu et en bas de section réfléchissante du profil. La partie dissipative présente un changement net de la répartition granulométrique avec une dominance des fractions sableuses moyennes à très fines. Lors des épisodes d'érosion, une répartition plus hétérogène des sédiments est observée. Les dépôts sédimentaires sont associés à des granulométries grossières notamment au niveau de la rupture de pente. Durant les périodes plus calmes, un tri granulométrique a lieu en faveur des sables moyens et fins en haut de profil et au niveau de la section dissipative. Ce tri est en faveur des graviers et des sables très grossiers en milieu de plage et au niveau de la rupture de pente.

LA TURBALLE - PROFILE 3 - from dec. 2013 to Apr. 2015

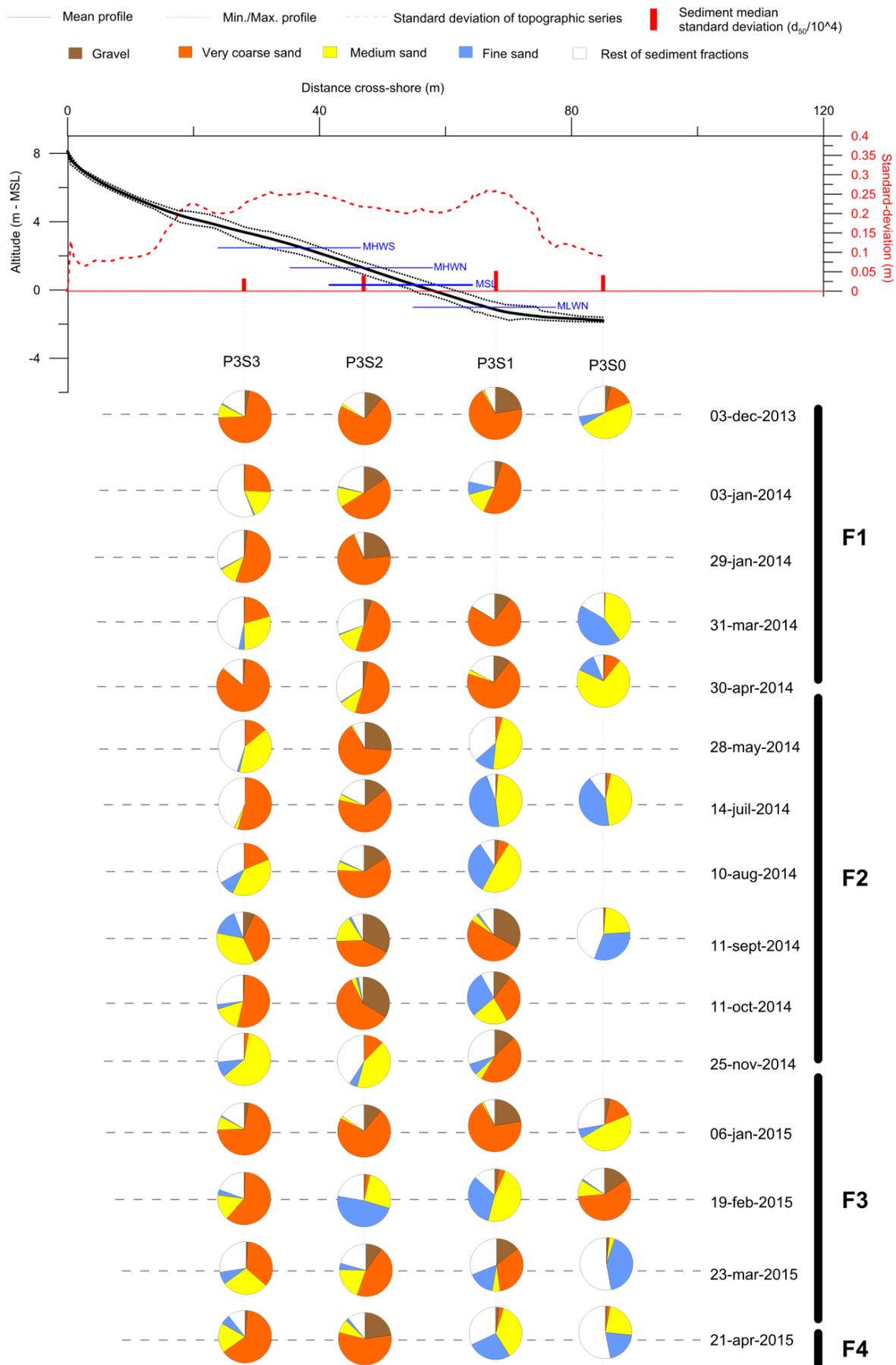


Figure 165. Variations des fractions granulométriques cibles sur le profil P3 de la plage de La Turballe de décembre 2013 à avril 2015.

✓ Variabilité granulométrique au niveau du profil P5

C'est au niveau de la zone de rupture de pente (P5S2) que la variabilité de la médiane granulométrique est la plus forte. Le changement de position de la rupture de pente et l'hydrodynamisme important (zones de *shoaling*, de *surf* et de *swash*) de ce secteur entraînent des variations granulométriques importantes. La partie haute du profil de plage est la seconde zone dont la médiane varie le plus (P5S3). Ce point de prélèvement est situé juste au-dessus du niveau de pleine mer de vives-eaux. Les processus hydrodynamiques affectant cette zone sont les mêmes que ceux décrits pour les autres points de haut de plage (P1S3 et P3S3), c'est à dire principalement le *swash* et les agents météorologiques. Les points sous-jacents seront soumis à tous les processus hydrodynamique observés en zone intertidale. C'est également une zone de fortes variations morphologiques. Les points de prélèvements localisés au niveau de la section dissipative de la plage présentent une variabilité granulométrique moindre. Plus on s'éloigne de la rupture de pente, moins la médiane varie (P5S0).

**En haut de plage (P5S0)**, les premières tempêtes de l'hiver 2013/2014 engendrent une augmentation du pourcentage de sables grossiers et de graviers. L'érosion importante de la partie réfléchive du profil en janvier 2014 se traduit par une augmentation des fractions supérieures à 1 mm. En fin de période hivernale, un dépôt important de sédiment constitué de sables fins et moyens est observé en haut de plage. Celui-ci est conjugué également à une forte érosion du talus dunaire (> -3 m). La tempête d'énergie modérée en fin avril 2014 se traduit par une érosion de ce secteur de la plage. La fraction de sables grossiers devient dominante. Le retour et l'installation de conditions plus calmes sont associés à un tri granulométrique. Le pourcentage de gravier augmente, atteignant son maximum en août 2014 lors des conditions d'énergies les plus faibles. Cette période présente également peu de variations d'altitude ou une accumulation sédimentaire. Un événement érosif apparaît entre août et septembre 2014. La fraction de sables grossiers devient dominante. Une répartition très équilibrée des fractions sédimentaires, associée à une légère érosion du profil de plage, est observée au début de l'hiver 2014/2015. Au cours du printemps 2015, des accumulations sédimentaires plus grossières sont observables sur cette section de la plage. Il s'en suit une relative stabilité dans la répartition granulométrique. **Lors des épisodes d'énergie élevée couplés à une érosion du secteur du haut de plage, une répartition plus équilibrée des fractions cibles est observée. La fraction correspondant aux sables grossiers peut devenir dominante après certains événements. Lors de l'installation de conditions d'énergie plus calme et associées à un engraissement du haut de plage ou une stabilité morphologique, un tri granulométrique en faveur des fractions supérieures à 1 mm est observé.**

**Au niveau de la zone de rupture de pente (P5S2)**, une répartition granulométrique dominée par les sables grossiers et moyens est observable au début de la période F1. Les épisodes tempétueux de décembre 2013 entraînent une augmentation des sables moyens et fins, composant 85 % de l'échantillon. Cette dynamique sédimentaire est associée à une érosion de ce secteur et un recul de la rupture de pente vers le littoral. Le prélèvement est alors situé en début de zone dissipative et donc associé à des fractions granulométriques plus fines. Un dépôt de sables grossiers, juste après la rupture de pente, est identifié jusqu'à la fin de l'hiver 2013/2014. Les fractions les plus fines diminuent en faveur des graviers par tri granulométrique. Un apport de sables grossiers et très

grossiers résulte de l'évènement tempétueux d'avril 2014. Une légère érosion au niveau de la rupture de pente est associée à cet évènement. La persistance de conditions de faible énergie entraîne une augmentation des fractions supérieures à 1 mm. Ces fractions représentent plus de 90% de l'échantillon au cœur de l'été 2014. En fin de période F2, un mélange homogène des fractions cibles est observé. Un mouvement de recul de la rupture de pente est également identifié à la même période. Cette zone est caractérisée par un sédiment plus hétérogène au début de l'hiver 2014/2015. Fin novembre 2014, après un épisode modéré de tempête, un dépôt de sables fins est observé. La répartition granulométrique en janvier 2015 est la même que pour l'échantillon P5S3. Un mélange équilibré des fractions cibles est associé à un lissage de la partie réfléchive du profil. Le reste de l'hiver 2014/2015 est caractérisé par des dépôts de sédiments de granulométries supérieures à 1 mm. Les phases érosives du secteur de la rupture de pente sont associées également à une répartition plus hétérogène des fractions cibles (février et avril 2015). **Les dépôts de sédiments en zone de rupture de pente sont constitués de sédiments allant des sables grossiers aux graviers. La persistance des conditions calmes, associée à une relative stabilité de la morphologie du profil, entraîne un tri granulométrique. Les fractions supérieures à 1 mm deviennent dominantes. Lors des phases d'érosion de la zone de la rupture de pente, une répartition plus hétérogène de fractions cibles est observée.**

Les échantillons de la zone dissipative (P5S1 et P5S0) sont analysés conjointement dans ce paragraphe. L'échantillon P5S1 étant plus proche de la rupture de pente, des apports de sédiments plus grossiers en provenance de la section réfléchive du profil sont observés. En décembre 2013, les répartitions granulométriques des échantillons S1 et S0 sont très contrastées. À proximité de la rupture de pente, un sédiment constitué de sables grossiers et de graviers est identifié, tandis que vers le bas de la section dissipative, un sédiment composé de fractions moyennes et fines est observé. L'ensemble de la zone dissipative présente un sédiment relativement identique sur le reste de la période hivernale 2013/2014. Le sédiment est majoritairement composé de sables fins et moyens. La fraction de sables fins est cependant plus importante au plus bas du profil. L'avancée de la rupture de pente lors de la tempête de fin avril 2014 est associée à un sédiment de granulométrie supérieure à 1 mm au niveau du point S1. Le point le plus bas présente une distribution plus habituelle, composée de sables fins et moyens. La suite de la période F2, associée à des conditions hydrodynamiques calmes, est caractérisée par une stabilité de la répartition granulométrique. Sables moyens et fins composent principalement le sédiment. Au point le plus bas, nous pouvons noter un apport de sable grossier. Cela est associé à une accrétion de la section basse dissipative. Une répartition granulométrique stable, conjointe à une altitude stable de la section dissipative du profil P5, est observée jusqu'au début de l'hiver 2014/2015. Comme sur la section réfléchive du profil, un apport de sables fins est identifié lors de l'épisode tempétueux de novembre 2014. La composition du sédiment est la même durant le début de l'hiver sur l'ensemble de la section dissipative. Le pourcentage de sables moyens augmente dans l'échantillon du bas de profil. Pour le reste de l'hiver 2014/2015, les échantillons présentent la même répartition granulométrique. Les sables fins et moyens sont dominants et sont associés à un dépôt depuis la rupture de pente jusqu'au niveau BMME. À la fin de l'hiver, l'érosion de la section dissipative entraîne une hétérogénéité de la distribution granulométrique, avec un apport de sables très grossiers et de graviers. **Lors de**

**conditions tempétueuses, les dépôts de sédiments sont associés à des fractions supérieures à 500  $\mu\text{m}$ . Les avancées de la rupture de pente et les apports du haut de plage, connexes à une granulométrie plus grossière, sont identifiables en haut de section dissipative. Lors de la persistance de conditions d'énergie faible, les pourcentages de sables fins et moyens augmentent. L'érosion de la section dissipative du profil entraîne une augmentation des fractions de sables très grossiers et de graviers. La répartition des fractions devient alors plus équilibrée. Notons également que des dépôts de sables grossiers peuvent subvenir en conditions calmes en bas de section dissipative (tri granulométrique)**

Dans une approche plus générale, la section réfléchive du profil présente des granulométries principalement supérieures à 1 mm. Un tri granulométrique en faveur des sables très grossiers et des graviers s'opère en conditions calmes, notamment au niveau de la rupture de pente. Lors d'événements tempétueux et associés à une érosion du profil, une répartition plus équilibrée des fractions granulométriques est observée. Sur la section dissipative, la composition du sédiment est dominée par les sables fins et moyens. Les pourcentages de sables fins et très fins augmentent avec la persistance de conditions énergétiques calmes. Lors de conditions d'énergie plus forte, des apports de sables grossiers sont observables. Une exception apparaît avec un dépôt de sables fins important sur l'ensemble du profil en novembre 2014, juste après une tempête.

LA TURBALLE - PROFILE 5 - from dec. 2013 to Apr. 2015

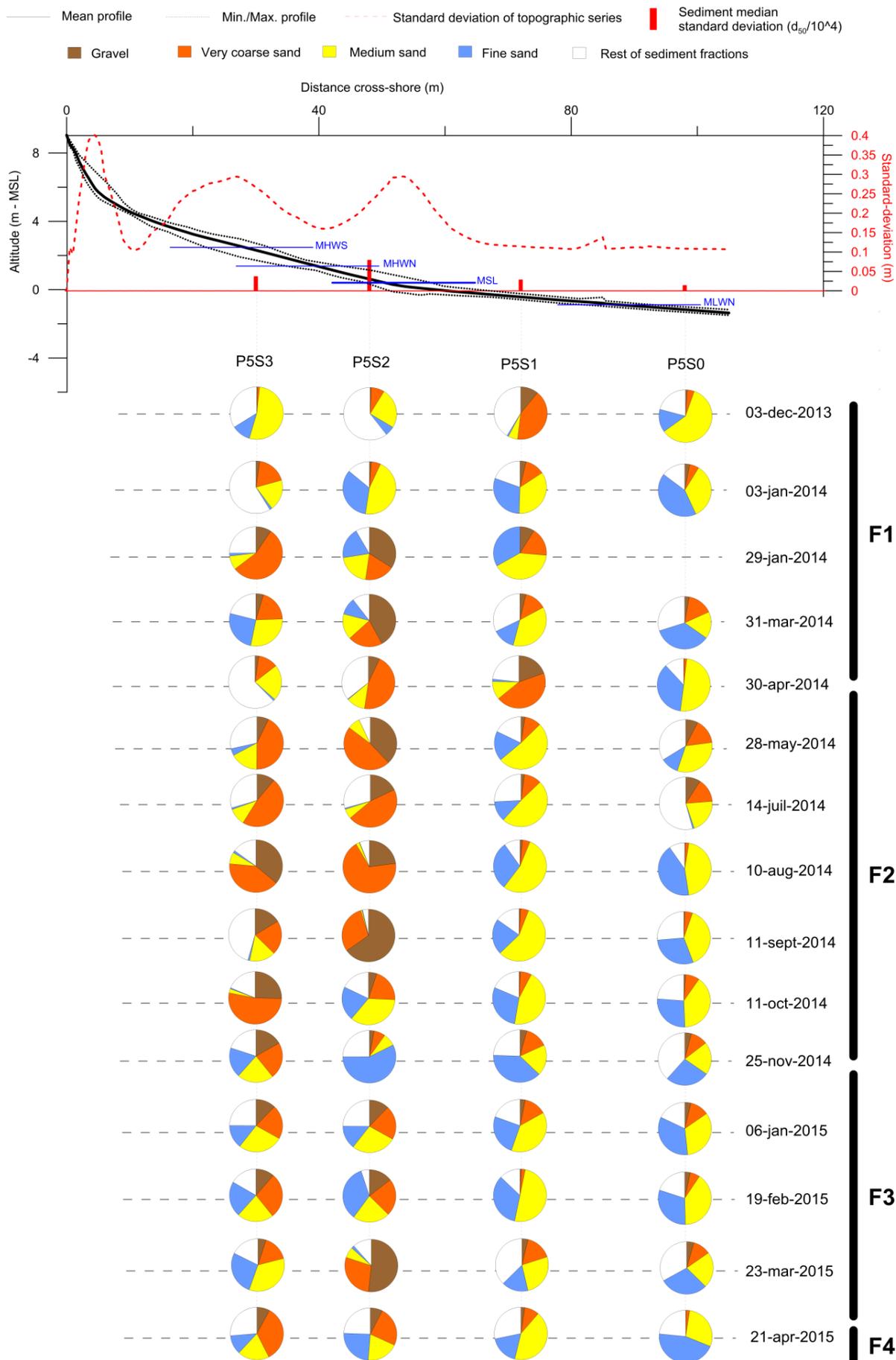


Figure 166. Variations des fractions granulométriques cibles sur le profil P5 de la plage de La Turballe de décembre 2013 à avril

2015.

### II.B.3.b. Variations des médianes granulométriques

Dans une analyse plus générale, la médiane est un bon indicateur de la variation de la granulométrie de la plage. Cette analyse est proposée ici suivant l'approche transversale (intra-profils) puis longitudinale (inter-profils, par zones de la plage).

La médiane granulométrique diminue du Nord vers le Sud de la plage au niveau du haut de plage (échantillons S3). Sur l'ensemble des profils, les évolutions du  $D_{50}$  des échantillons S2 et S3 sont très proches pendant la période hivernale 2013/2014, très énergétique (Figure 167). Après un retour à des conditions calmes et avant le début de l'hiver 2014/2015, la médiane granulométrique est la plus élevée au niveau la rupture de pente. En période de temps calme (période F2), le sédiment du bas de section réfléchive voit sa médiane granulométrique augmenter (P1S1, P3S2 et P5S2). Les premières tempêtes de novembre 2014 entraînent des variations communes du haut de plage. Des échanges sédimentaires semblent s'opérer entre le haut de plage et le milieu de section réfléchive sur le profil P3 en début d'année 2015. Globalement, les épisodes tempétueux sont associés à une baisse de la médiane granulométrique, sur les échantillons de la partie réfléchive (S2, S3). Sur les profils de type *Low Tide Terrace* (P3 et P5), une augmentation du  $D_{50}$  de la partie supérieure de la zone dissipative s'opère à proximité de la rupture de pente (S1). La médiane granulométrique est plus stable au niveau du profil P5, l'échantillon (S1) étant prélevé plus en aval de la rupture de pente. Une augmentation du  $D_{50}$  est identifiée en début et en fin d'hiver 2013/2014, liée à des apports depuis la section réfléchive. L'analyse par position sur le profil montre que l'augmentation de la granulométrie de la partie médiane ou basse de la section réfléchive de la plage (S3) correspond à une diminution du  $D_{50}$  de la partie supérieure (au-dessus du niveau PMVE).

L'analyse des corrélations des variations des médianes granulométriques permet d'identifier des zones ayant une dynamique de médiane granulométrique commune ou opposée (Figure 168). Les principales corrélations significatives ( $R^2 > +0.5$  ou  $R^2 < -0.5$ ) sont négatives. Le secteur du haut de plage des profils P1 et P3 montrent une corrélation négative significative. Lorsque la granulométrie augmente en haut de plage d'un profil, elle diminue en haut de l'autre. C'est également le cas entre le secteur du milieu de profil P1 et de la rupture de pente du profil P5. La zone dissipative du profil P5 (S1) présente une corrélation négative avec le secteur du haut de plage du profil P3 (S3). Le secteur S3 du haut de profil P5 est corrélé négativement avec celui du milieu de profil P3 (S2).

Concernant la dynamique générale de la plage, une diminution globale de la granulométrie est observée suite à la série de tempêtes de fin décembre 2013. L'installation de conditions calmes mène à une augmentation généralisée de la médiane granulométrique en août et septembre 2014. Le retour à des conditions plus agitées en hiver 2014/2015 entraîne une diminution générale du  $D_{50}$  sur la plage, la médiane moyenne de la plage atteignant alors un minimum. À la fin de l'hiver 2014/2015, la diminution de l'énergie entraîne une augmentation directe de la granulométrie médiane de la plage.

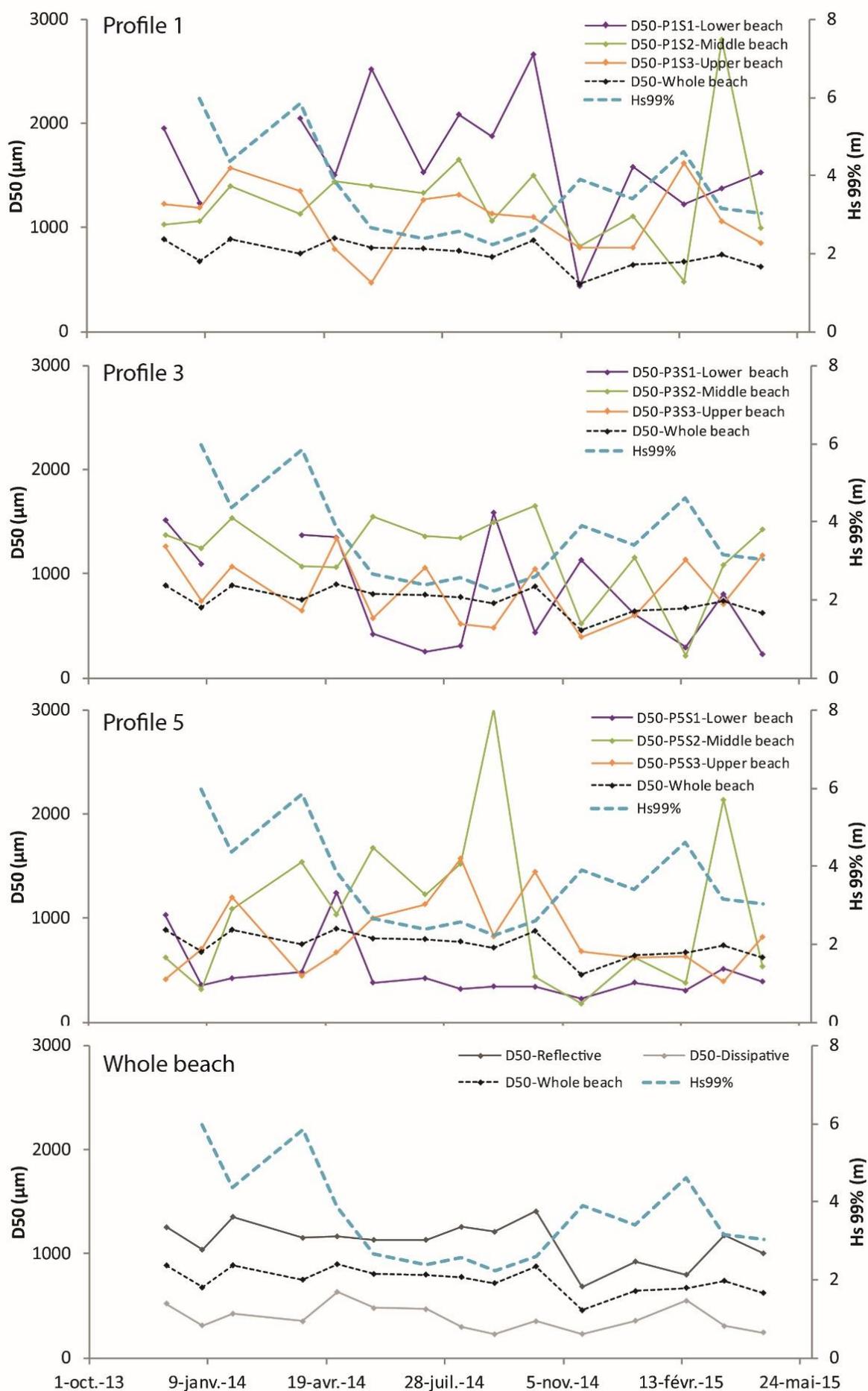


Figure 167. Variations des médianes granulométriques pour les profils P1, P3 et P5 par secteurs et pour la médiane moyenne de la plage de La Turballe entre décembre 2013 et avril 2015. Superposition de la variation du Hs<sub>99%</sub>.

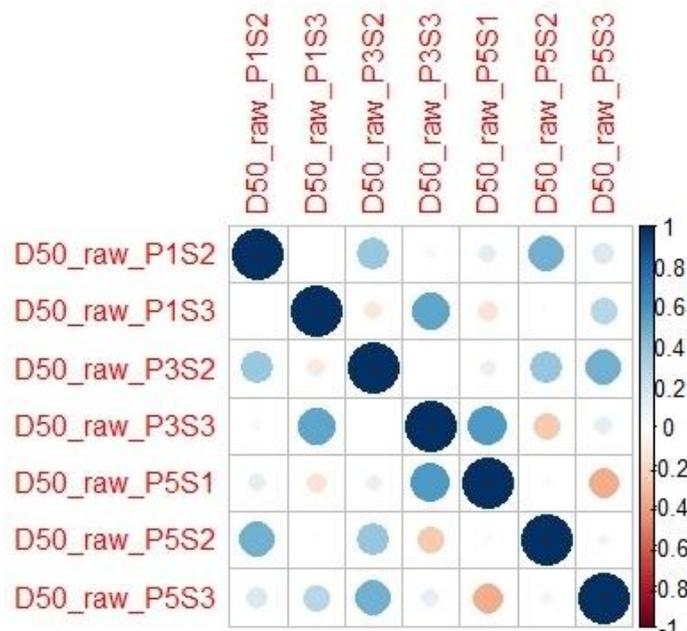


Figure 168. Corrélations des variations de la médiane granulométrique entre les différents échantillons (série continue) prélevés sur la plage de La Turballe.

#### II.B.4. Discussion autour de la dynamique morpho-sédimentaire de la plage de La Turballe

Pour expliquer les changements morphologiques et sédimentaires de la plage de La Turballe, une approche par analyses statistiques par corrélation multicritères est proposée vis-à-vis des conditions de vagues et d'énergie au large. Les quatre grandeurs testées sont les suivantes : le 99<sup>ème</sup> percentile de la hauteur significative ( $H_{s99\%}$ ), la valeur maximale de la hauteur significative ( $H_{s_{max}}$ ), l'énergie cumulée (Powcum) et l'énergie moyenne (Powmean) au large entre deux levés topographiques. Les dynamiques sectorielles des profils, les variations sédimentaires et la dynamique générale de la plage sont successivement présentées.

##### II.B.4.a. Dynamique sectorielle des profils

Des corrélations multiples sont réalisées entre les différents secteurs des profils et les quatre paramètres hydrodynamiques sélectionnés. **Les secteurs A des profils sont bien corrélés avec les différents paramètres hydrodynamiques au large.** Le secteur du pied de dune du profil P5 présente un maximum de corrélation ( $R^2 = 0.85$ ) avec les variations de l'énergie moyenne entre levés. Pour le secteur A du profil P4, les MVV présentent une corrélation maximale avec l'énergie cumulée des vagues. Les secteurs correspondant aux figures sédimentaires de milieu de sections réfléchives présentent des coefficients de corrélation moins forts que pour le secteur précédent. Ceux-ci sont maximaux avec les paramètres de hauteurs significatives  $H_{s99\%}$  et  $H_{s_{max}}$ . Seuls les profils P1, P2 et P5 présentent une relation significative avec les Hs. Un coefficient de corrélation de 0.7 est observable pour les profils P1 et P5 pour  $H_{s99\%}$  (Figure 169). Concernant les MVV au niveau du secteur de rupture de pente, ce sont également au niveau des profils P1 (secteur D) et P5 que les corrélations significatives sont constatées (secteurs C), particulièrement avec les paramètres de hauteurs significatives.

Les relations entre la variabilité verticale maximale et le 99<sup>ème</sup> percentile de la hauteur significative ainsi qu'avec l'énergie au large entre deux levés sont calculées pour les secteurs dont le coefficient de corrélation est supérieur à 0.5 (Tableau 19). Une augmentation du coefficient directeur est visible pour les secteurs A. Seuls les coefficients de corrélation supérieurs à  $\pm 0.5$  sont considérés significatifs et sont discutés du profil P1 au profil P5 (Figure 169). **Comparé aux autres profils, une variation d'énergie ou de la hauteur significative au large moins importante est nécessaire pour engendrer une variation d'altitude plus forte en pied de dune des profils P4 et P5. Une forte pente caractérise le talus dunaire sur ce secteur en érosion pendant la période de mesures. Pour une même hauteur significative, les variations au niveau des parties supérieures et médianes des profils de plage sont plus importantes qu'en bas des profils. La présence de figures sédimentaires de larges amplitudes (croissants de plage), la pente des secteurs ainsi que la granulométrie peuvent impacter ces variations verticales maximales.**

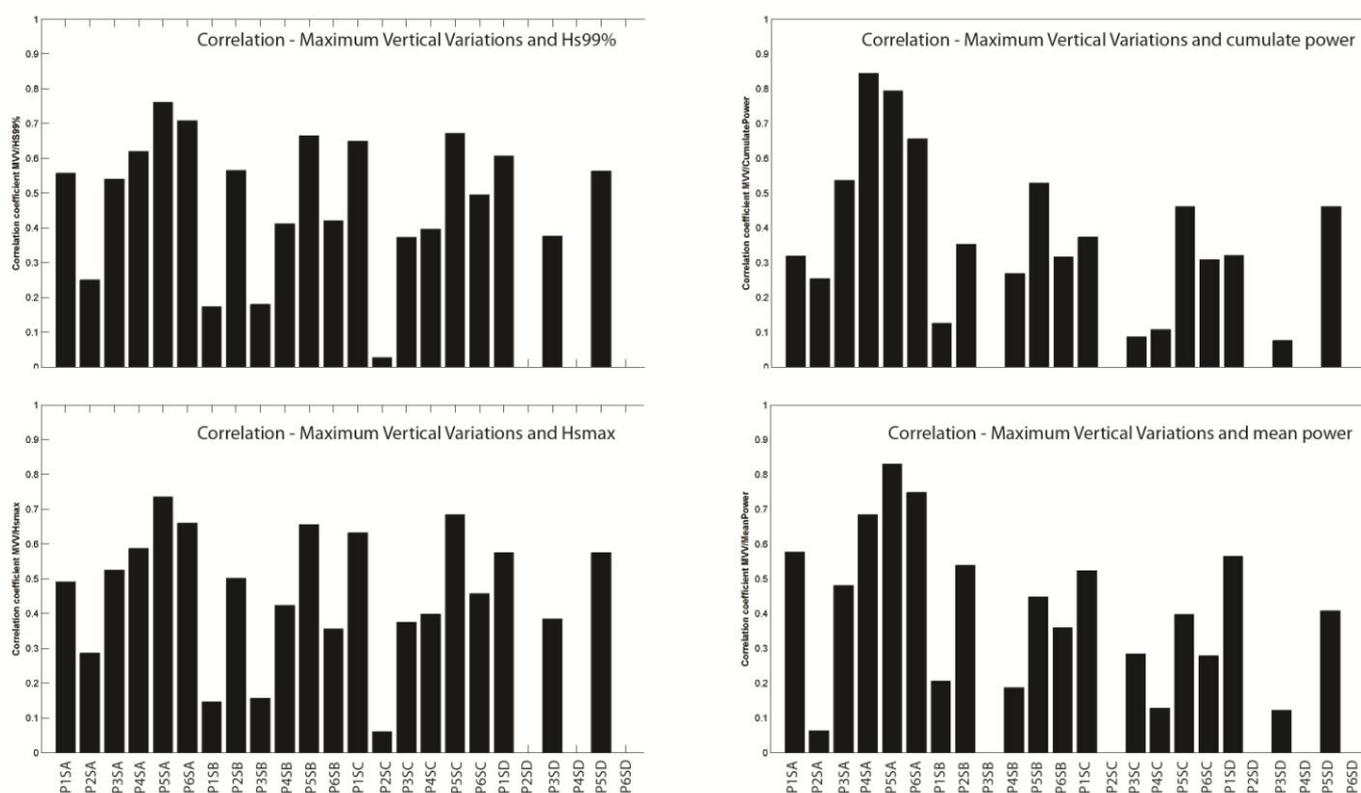


Figure 169. Corrélations des MVV par secteurs des profils de la plage de La Turballe avec les paramètres  $H_{s99\%}$ ,  $H_{smax}$ , l'énergie cumulée et l'énergie moyenne entre levés topographique.

Profile	Sector	MVV mean (m)	Relation Hs99%	Relation Powmean
P1	Secteur A	0,12	$MVV=0,02*Hs99+0,06$	$MVV=0,001*(Powmean/10000)+0,06$
	Secteur B	0,15	-	-
	Secteur C	0,28	$MVV=0,07*Hs99+0,07$	$MVV=0,016*(Powmean/10000)+0,22$
	Secteur D	0,32	$MVV=0,04*Hs99+0,21$	$MVV=0,015*(Powmean/10000)+0,28$
P2	Secteur A	0,18	-	-
	Secteur B	0,40	$MVV=0,05*Hs99+0,25$	$MVV=0,019*(Powmean/10000)+0,34$
	Secteur C	0,26	-	-
P3	Secteur A	0,16	$MVV=0,02*Hs99+0,10$	-
	Secteur B	0,22	-	-
	Secteur C	0,31	-	-
	Secteur D	0,37	-	-
P4	Secteur A	0,18	$MVV=0,08*Hs99+0,09$	$MVV=0,025*(Powmean/10000)+0,08$
	Secteur B	0,34	-	-
	Secteur C	0,35	-	-
P5	Secteur A	0,37	$MVV=0,15*Hs99-0,12$	$MVV=0,046*(Powmean/10000)+0,19$
	Secteur B	0,38	$MVV=0,06*Hs99+0,19$	-
	Secteur C	0,40	$MVV=0,06*Hs99+0,22$	-
	Secteur D	0,18	$MVV=0,03*Hs99+0,08$	-
P6	Secteur A	0,10	$MVV=0,04*Hs99-0,04$	$MVV=0,012*(Powmean/10000)+0,05$
	Secteur B	0,33	-	-
	Secteur C	0,16	$MVV=0,01*Hs99+0,13$	-

**Tableau 19. Moyennes des variations verticales maximales (MVV) par secteurs de profils et relations entre les MVV, Hs<sub>99%</sub> et l'énergie moyenne entre levés topographiques (la relation est établie pour les secteurs dont le coefficient de corrélation est supérieur à 0.5).**

#### II.B.4.b. Dynamique sédimentaire

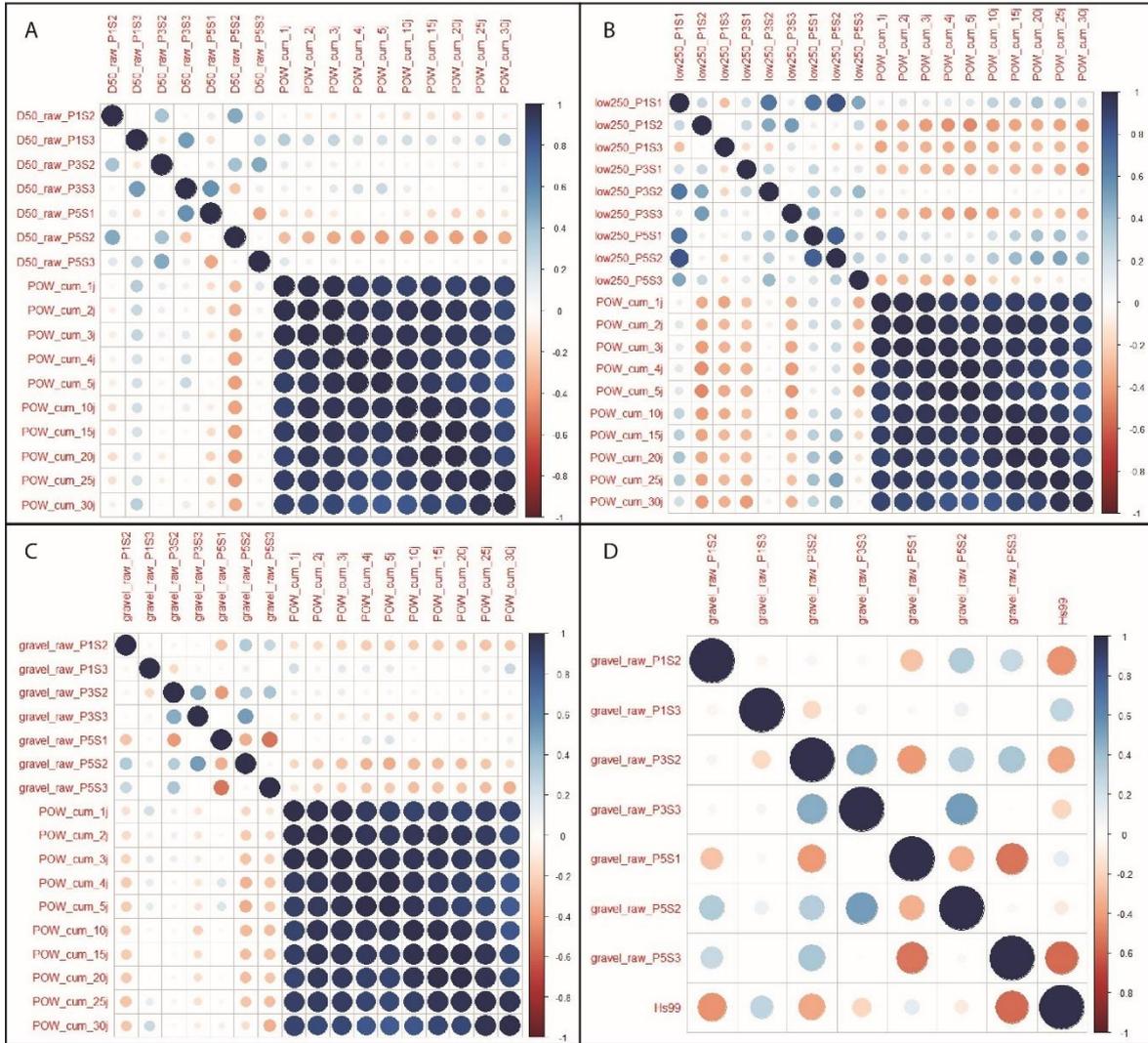
Trois approches sont proposées afin d'observer le lien entre les variations granulométriques de la plage de La Turballe et les conditions hydrodynamiques au large (moyenne de la puissance des vagues cumulée de 1 à 30 jours avant le relevé). La première s'intéresse aux variations de la médiane, la seconde aux fractions sédimentaires inférieures à 250 µm et la dernière concerne les variations des fractions supérieures à 2 mm. Seules les séries continues d'échantillonnage sont analysées.

Les variations de la médiane granulométrique au niveau de la rupture de pente (S2) du profil P5 sont corrélées positivement avec l'énergie cumulée des vagues (Figure 170A). Cette corrélation augmente avec le temps de cumul de l'énergie, le maximum étant atteint à partir du quatrième jour ( $R^2 = 0.55$ ). Plus l'énergie augmente, plus la médiane granulométrique augmente. Une corrélation négative est observée dans la partie supérieure du profil P1 (S3), le maximum étant atteint avec l'énergie cumulée sur une journée et sur 30 jours. Les autres échantillons présentent des corrélations non significatives entre leurs médianes et l'énergie cumulée.

L'énergie cumulée et les variations de fractions de sables fins et très fins sont plus significatives que pour la médiane (Figure 170B). Plus l'énergie au large augmente, plus le pourcentage des fractions inférieures à 250 µm augmente au niveau des parties supérieures et centrales des sections réfléchives des profils (échantillons S3 et S2 pour P1). Au niveau de la rupture de pente du profil P3, une corrélation positive est observée tandis qu'au niveau

des profils P1(S1) et P5(S2), plus l'énergie est forte moins les fractions de sables fins et très fins sont importantes. Nous pouvons également noter la corrélation négative très significative intra-échantillons. Lorsque le pourcentage de fractions inférieures à 250  $\mu\text{m}$  diminue au niveau du bas du profil réflectif P1, ces fractions augmentent également au niveau du milieu de la section réflective du profil central (P3) et sur l'ensemble du profil P5.

Les fractions de graviers présentent des corrélations moins fortes (Figure 170C). Cependant nous pouvons noter une certaine corrélation positive entre l'énergie cumulée et le pourcentage de graviers au niveau de l'ensemble de la section réflective du profil P5 et au milieu du profil réflectif P1. Concernant les variations croisées des fractions de graviers pour les échantillons, une très forte corrélation positive est observée entre le haut de section dissipative et la partie supérieure du profil P5. Une bonne corrélation négative est identifiée entre le haut du profil P3 et la rupture de pente du profil P5. Lorsque le pourcentage de graviers augmente en haut du profil P3, cette même fraction diminue dans l'échantillon P5S2. Une corrélation négative significative est également observée entre la partie supérieure (P3S3) et médiane (P3S2) du profil P3. Les variations de fractions des parties centrales et hautes des profils sont positivement corrélées avec le 99<sup>ème</sup> percentile de la hauteur significative des vagues au large. Plus le  $H_{s99\%}$  augmente, plus le pourcentage de graviers dans l'échantillon croît (Figure 170D).



**Figure 170.** Corrélations multiples entre les différentes valeurs représentatives des variations de la granulométrie des sections réfléchives et dissipatives des profils P2, P4 et P6 de la plage de La Turballe et les différents paramètres caractéristiques de l'hydrodynamisme au large - A. Corrélations des variations de la médiane granulométrique et de l'énergie cumulée des vagues entre chaque prélèvement ; B. Corrélations des variations des fractions granulométriques inférieures à 250  $\mu\text{m}$  et de l'énergie cumulée des vagues entre chaque prélèvement ; C. Corrélations des variations des fractions granulométriques supérieures à 2 mm et de l'énergie cumulée des vagues entre chaque prélèvement ; D. Corrélations des variations des fractions granulométriques supérieures à 2 mm et du 99<sup>ème</sup> percentile de la hauteur des vagues entre chaque prélèvement.

#### II.B.4.c. Dynamique générale de la plage de La Turballe

Cette section propose d'étudier l'impact des quatre paramètres représentatifs de l'hydrodynamisme sur les variations volumiques, les changements de surface de l'enveloppe mobile et les positions de la rupture de pente.

##### ✓ Paramètres hydrodynamiques VS variations volumiques par profil

Seuls les coefficients de corrélation supérieurs à  $\pm 0.5$ , considérés comme étant significatifs, sont discutés dans cette partie. Les profils P3, P5 et P6 sont concernés. Les valeurs de corrélation varient suivant les paramètres testés. Ainsi, les variations volumiques

sont correctement corrélées ( $R^2 = 0.58$ ) avec les variations de l'énergie moyenne entre levés topographiques (Figure 171). Contrairement au profil P3, la corrélation entre les variations d'énergie moyenne et les variations volumiques ( $R^2 = -0.6$ ) est la plus faible pour le profil P5. Ce sont les paramètres  $H_{s99\%}$  ( $R^2 = +0.78$ ) et  $H_{s_{max}}$  ( $R^2 = +0.76$ ) qui semblent en partie gouverner les variations volumiques observées. Une corrélation négative existe également pour le profil P6 avec la hauteur significative. Les variations volumiques des profils P3 et P6 sont négativement corrélées avec respectivement l'énergie moyenne au large et le 99<sup>ème</sup> percentile de la hauteur significative. **Plus la hauteur significative ou l'énergie augmente, moins le profil est érodé. C'est une dynamique contraire qui apparait au niveau du profil P5. Plus la hauteur significative augmente, plus le volume sédimentaire diminue le long du profil.**

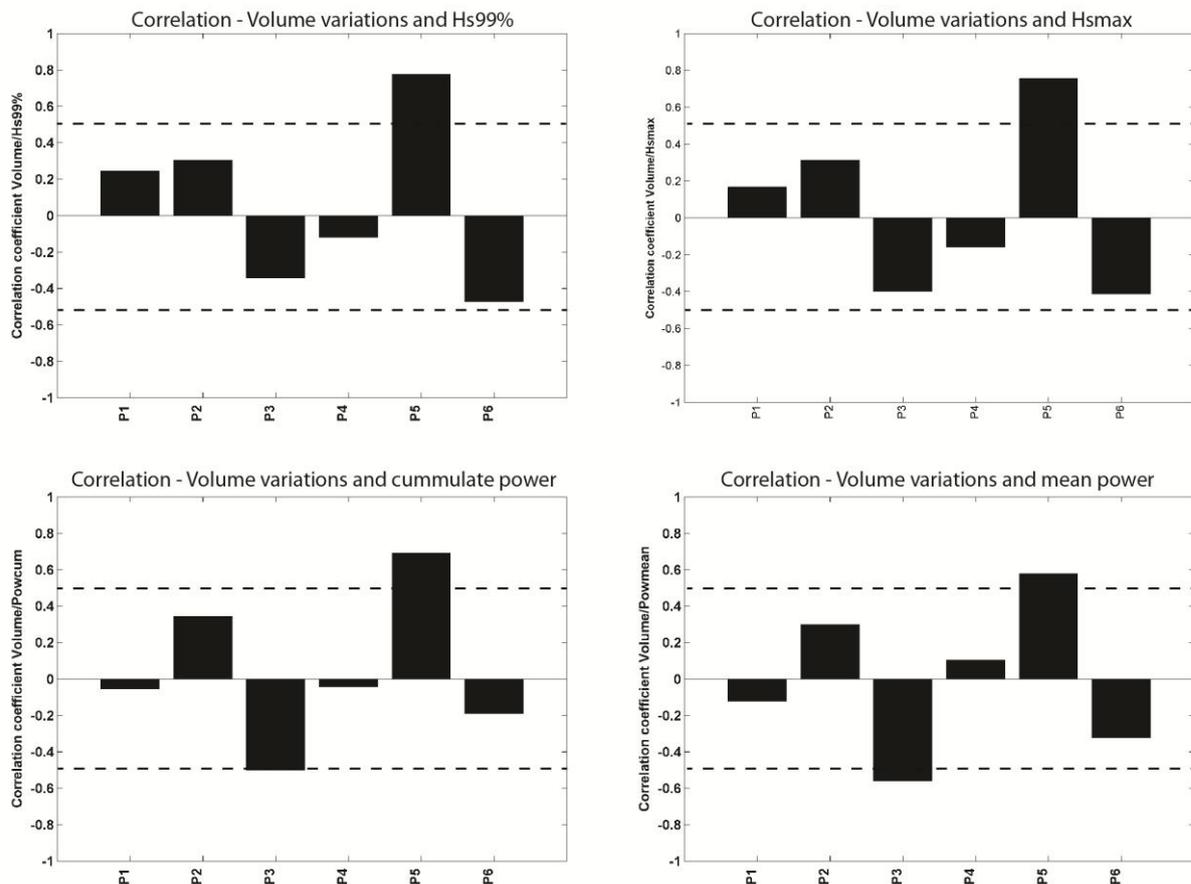


Figure 171. Corrélations des variations volumiques par profils de la plage de La Turballe avec les paramètres  $H_{s99\%}$ ,  $H_{s_{max}}$ , l'énergie cumulée et l'énergie moyenne entre levés topographiques.

✓ Paramètres hydrodynamiques VS variations enveloppe mobile par profil

La même approche que pour la section précédente est utilisée dans cette analyse. Seules les valeurs de corrélation supérieures à 0.5 sont analysées. Les variations de surface

mobile des profils montrent une corrélation supérieure à 0.5 avec les paramètres de hauteur significative. Les profils latéraux, P1 et P5 présentent une bonne corrélation avec les variations de  $H_{s99\%}$ ,  $H_{s_{max}}$  ( $R^2 = 0.78$  pour P5 et  $R^2 = 0.65$  pour P1) et avec l'énergie moyenne. Les variations de la surface de battement totale de la plage semblent présenter une réponse à l'énergie moyenne des vagues au large en conditions d'agitation modérée, comme pendant l'hiver 2014/2015 (Figure 172). Lorsque la puissance des vagues diminue, le battement morphologique de la plage est moins important. **Ainsi, dans une approche simplifiée, en conditions hydrodynamiques non exceptionnelles, plus la hauteur significative des vagues est importante, plus la surface sédimentaire mise en mouvement est importante.**

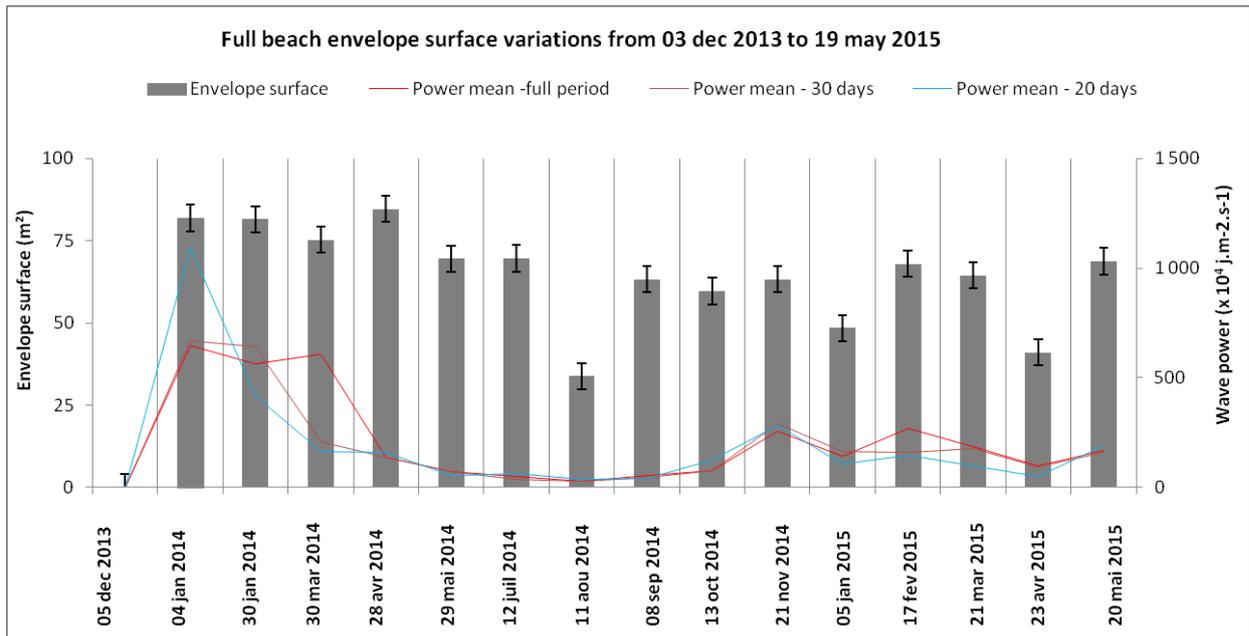


Figure 172. Variations de la surface de l'enveloppe mobile totale de plage de La Turballe et variations de la puissance des vagues au large moyennée sur 20 jours et 30 jours avant le levé de terrain puis moyennée sur l'ensemble de la période entre deux levés.

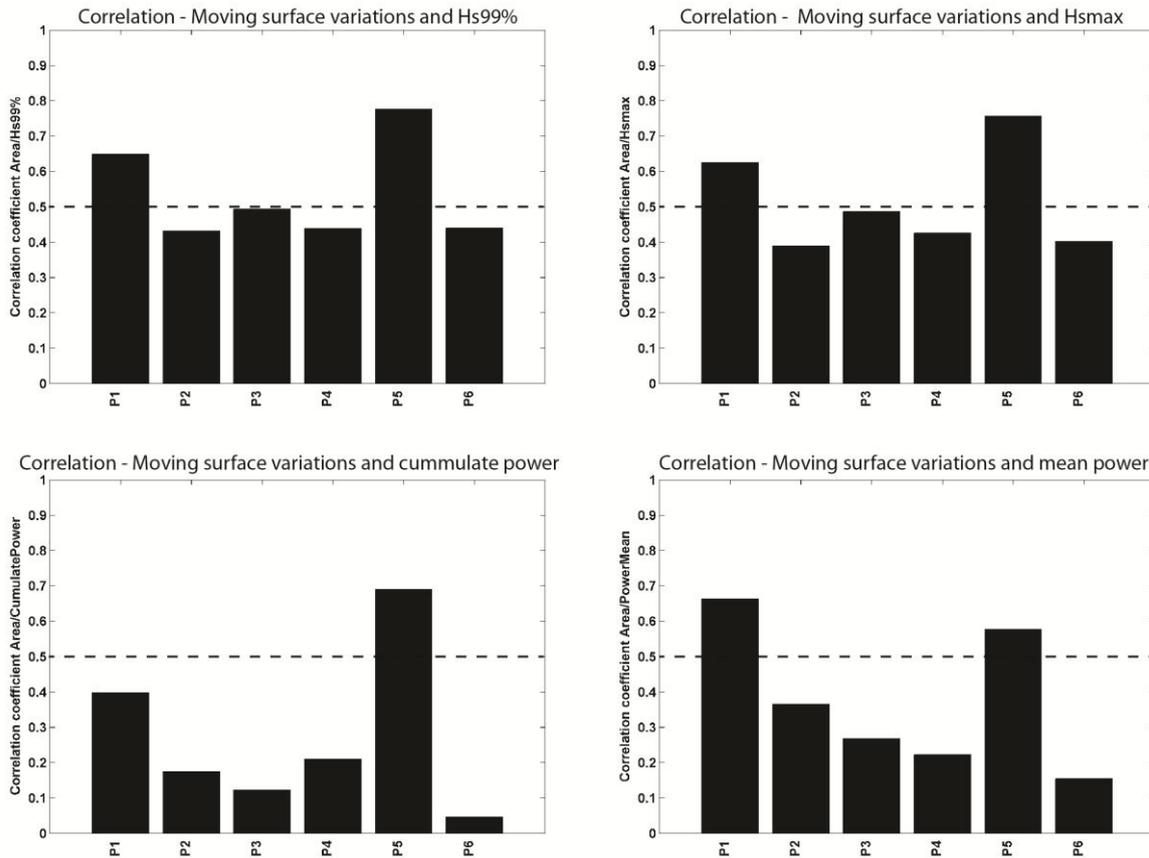


Figure 173. Corrélations des variations de surface de l'enveloppe mobile par profils de la plage de La Turballe avec les paramètres  $H_{s99\%}$ ,  $H_{smax}$ , l'énergie cumulée et l'énergie moyenne entre levés topographiques.

✓ Paramètres hydrodynamiques VS variations des positions de la rupture de pente par profil

Aucune corrélation directe n'apparaît entre les mouvements de la rupture de pente et les paramètres hydrodynamiques testés (Figure 174). **Il convient tout de même de noter que lors d'épisodes fortement énergétiques, comme lors de l'hiver 2013/2014, un recul important, décimétrique, s'opère vers le littoral. Le retour à des conditions plus calmes entrainera une migration vers le large de la rupture de pente.** Ce cas typique, observé régulièrement sur cette plage, peut être modifié par la présence des figures sédimentaires de haut de plage (croissants) liées aux mouvements de l'épisode tempétueux. Leurs érosions par le *swash* ou par le déferlement de haute énergie peut entrainer un transport sédimentaire vers le bas de plage et provoquer ainsi un déplacement de la rupture de pente vers le large (Figure 150, Figure 151).

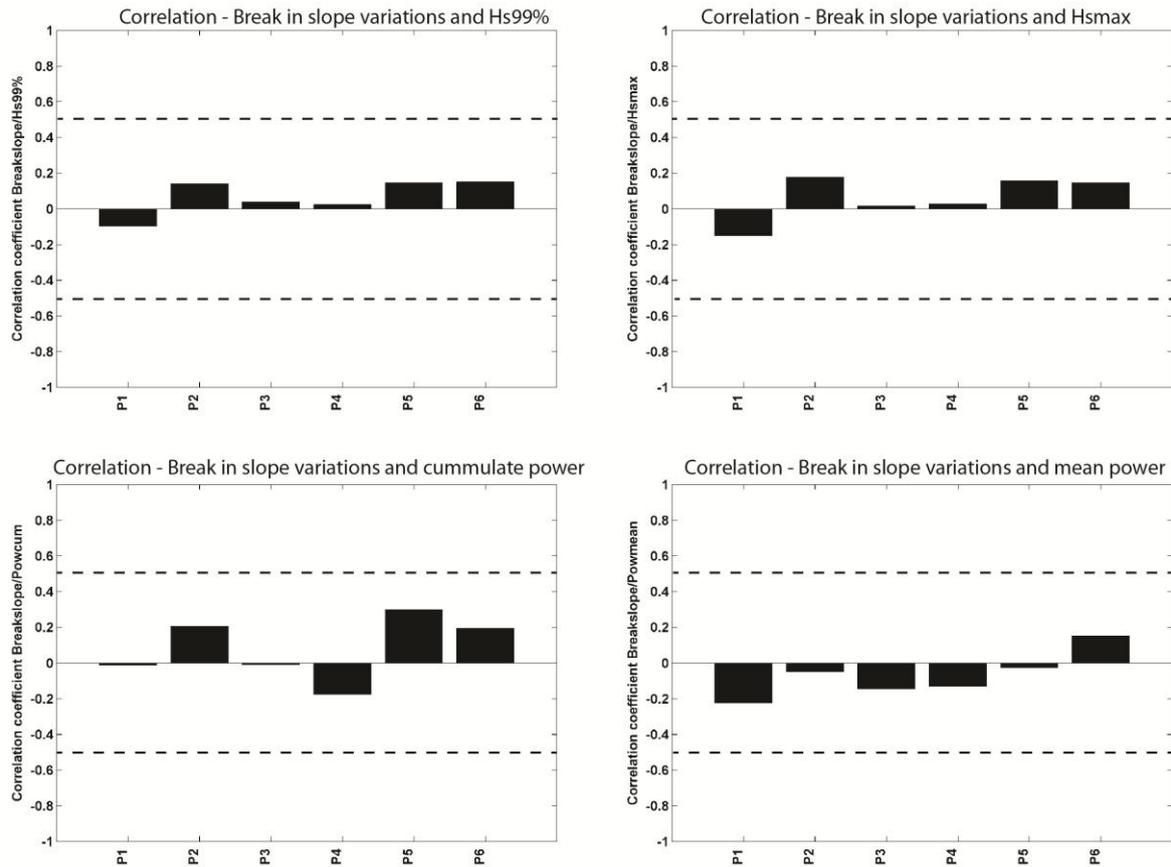


Figure 174. Corrélations des variations de position de la rupture de pente par profils de la plage de La Turballe avec les paramètres  $H_{s99\%}$ ,  $H_{smax}$ , l'énergie cumulée et l'énergie moyenne entre levés topographiques.

## II.B.5. Points essentiels de la dynamique morpho-sédimentaire à moyen-terme de la plage de La Turballe

### Box - Dynamique à moyen-terme de la plage de La Turballe (1/2)

- **Variabilité topographique sectorielle** : Les variations les plus importantes de topographie sont détectées au niveau des croissants de plage et au niveau de la rupture de pente. Les variations topographiques des sections dissipatives sont de moindres amplitudes. Dans la portion Sud de la plage, les variations verticales maximales du pied de dune et de la portion supérieure réfléchive des profils sont liées à celle des extrêmes (99<sup>ème</sup> percentile) des hauteurs de vagues au large. Les variations topographiques de l'ensemble des secteurs sont globalement moins fortes lors des conditions de faible énergie. Les changements maximum d'altitude des profils dépourvus de figures en croissants pérennes (partie Sud de la plage) ou des profils constitués de croissants surdéveloppés (et pérennes – partie Nord de la plage) sont directement liés aux variations des extremums des conditions hydrodynamiques au large. La morphologie initiale du profil est importante dans les amplitudes des battements.

### Box - Dynamique à moyen-terme de la plage de La Turballe (2/2)

- **Variabilité morphologique générale** : Les battements de profils les plus importants sont en lien avec des dépôts ou érosions de sédiments localisés, tel que la disparition des croissants de plage ou les dépôts au niveau de la rupture de pente. Une avancée vers le large de la rupture de pente est observée ponctuellement avec l'érosion des croissants. Une cyclicité suivant les variations saisonnières d'énergie semble notable sur le secteur Nord (P1) et Sud de la plage (P5), moins impactés par la présence de figures sédimentaires. Bien que les profils présentent des changements d'enveloppe très variables d'une section à une autre de la plage, la plage dans son ensemble présente des battements d'amplitudes relativement constantes et maximales pendant l'hiver 2013/2014 extrêmement tempétueux. Lors des conditions hydrodynamiques non exceptionnelles (hiver 2014/2015), plus la hauteur significative des vagues est importante ( $H_{s99\%}$ ), plus la surface sédimentaire mise en mouvement est importante.
- **Variabilité sédimentaire** : Une diminution globale de la granulométrie de la section réfléchive de la plage est observée suite à la série de tempêtes de fin décembre 2013. Les épisodes tempétueux entraînent un apport des fractions granulométriques hétérogènes en lien avec les dépôts sédimentaires ou les érosions. Le remaniement de la couche sédimentaire mène à une hétérogénéité granulométrique de celle-ci. Lors des conditions de haute énergie, l'avancée de la rupture de pente vers le large entraîne un apport de sédiments de granulométrie supérieure à 1 mm sur la section dissipative. L'installation de conditions calmes induit un tri granulométrique conduisant à une augmentation généralisée de la médiane granulométrique. Les graviers et sables grossiers sont alors majoritaires dans le sédiment.
- **Bilan des volumes sédimentaires** : En conditions hivernales agitées, ou après des épisodes tempétueux, un transport sédimentaire se produit par dérive littorale vers le Nord. La partie Sud de la plage est en érosion et la partie Nord montre un engraissement important. La partie centrale de la plage est relativement stable. Lors de conditions hydrodynamiques moins agitées, le volume augmente sur les profils centraux et Sud de la plage et une légère perte de sédiments est constatée au Nord de celle-ci. Un transport sédimentaire en direction opposée (vers le Sud) est possible. Au Sud de la plage, plus la hauteur significative ou l'énergie des vagues au large augmente, plus le volume sédimentaire déplacé est important. Dans son ensemble le volume de sédiment de la plage de La Turballe est stable. Un faible engraissement est même observé à la fin des deux années de suivi malgré des variations morphologiques importantes liées à un impact de l'hiver 2013/2014 fortement énergétique et une section dunaire en érosion au Sud de la plage. Cependant, les destructions et les reconstructions des croissants sur la plage entraînent un biais possible dans le calcul des volumes. Il peut s'agir donc un redéploiement local du stock sédimentaire avec un transfert longitudinal majeur du Sud vers le Nord de la plage.

## II.C. Plage de Pénestin

Le détail des variations morphologiques et sédimentaires de la plage de Pénestin est disponible en annexe 5. Les éléments principaux de l'analyse des observations morpho-dynamiques sont présentés dans l'encadré suivant.

### **Box - Dynamique à moyen-terme de la plage de Pénestin (1/2)**

- **Variabilité topographique sectorielle** : Le secteur du pied de falaise au Sud de la plage présente des variations verticales tandis que celles du secteur de la rupture de pente sont les plus importantes au Nord de la plage. La section réfléchive de cette dernière section de la plage est plus développée. Au Nord de la plage, une corrélation positive existe entre les extrêmes de la hauteur des vagues au large ( $H_{s_{99\%}}$ ,  $H_{s_{max}}$ ) et les variations verticales maximales au niveau de la rupture de pente. Les variations topographiques des sections dissipatives et réfléchives en partie centrale de la plage sont corrélées avec les conditions hydrodynamiques au large. Les variations verticales maximales de la partie Sud de la plage ne présentent cependant pas de lien avec les conditions au large.
- **Variabilité morphologique générale** : Les battements de profils les plus importants en lien avec des dépôts ou érosions de sédiments sectorisés au niveau de la rupture de pente ou en pied de falaise. Le battement est maximum au Nord de la plage, présentant une portion réfléchive plus étendue qu'au Sud. Le battement des profils est maximal pour les épisodes fortement de très forte énergie (hiver 2013/2014). Les changements d'enveloppe décroissent rapidement avec l'installation et la continuité des conditions d'énergie calme. La dynamique de la plage atteint alors un seuil minimum. Une certaine cyclicité suivant les variations d'énergie saisonnières semble donc s'opérer sur la plage bien que des variations ponctuelles contrastées sont identifiées selon les sections de la plage. Excepté pour les profils P4 et P6, où respectivement l'enrochement et les affleurements rocheux intertidaux complexifient la dynamique morpho-sédimentaire, les changements de l'enveloppe sont bien corrélés avec les variations du 99<sup>ème</sup> percentile ou de la valeur maximale de la hauteur significative au large.

### **Box - Dynamique à moyen-terme de la plage de Pénestin (2/2)**

- **Variabilité sédimentaire** : La section dissipative présente un sédiment de granulométrie relativement constante. Des apports en sédiments grossiers et très grossiers sont détectés lors des épisodes ponctuels de haute énergie. Lors des périodes de montée en énergie, une augmentation de la granulométrie est observée sur la section réfléchive de la plage. Une remise en suspension de la couche de sédiments induit une hétérogénéité et une augmentation du pourcentage des fractions plus grossières et un sédiment très hétérogène. Les fractions sédimentaires les plus fines sont potentiellement expulsées par les courants de retour en compensation au déferlement. La mise en place des conditions de plus basse énergie est associée à une baisse progressive de la médiane granulométrique par un tri lié aux *swash* et au déferlement des vagues. Les éboulements de pans de falaises, de composition sédimentaire variable suivant les secteurs de plage, sont des apports sédimentaires non négligeables sur la plage. Ainsi les particules fines alimentent potentiellement la section dissipative et les fractions les plus grossières se retrouvent en haut de plage.
- **Bilan des volumes sédimentaires** : Au cours de l'hiver 2013/2014, un engraissement en sédiment est mesuré au Nord de la plage suite à la première série de tempêtes extrêmes. Les profils dont la section réfléchive est réduite (P4 et P6) présentent une perte de volume sédimentaire. Un transport sédimentaire, lié à une dérive littorale orientée Sud/Nord, est détecté sur la plage. L'installation et le maintien des conditions de basse énergie vont dans le sens d'une augmentation du volume sédimentaire, potentiellement issue des éboulements de la falaise ou de la construction de figures sédimentaires non pérennes en croissants. Lors des conditions d'énergie modérée (hiver 2014/2015), des pertes ponctuelles de volume sont observés sur les profils, suivies d'une résilience rapide. Sur les 18 mois de suivi, les profils Nord la plage sont en accrétion tandis que les sections de plage face aux enrochements sont en érosion. Un volume sédimentaire stable est identifié dans la partie Sud de la plage. Dans son ensemble, la plage de Penestin présente une stabilité de son stock sédimentaire, voir un faible engraissement lié au apport de la falaise d'argile et de loess. Une corrélation positive entre la hauteur des vagues ou la puissance des vagues au large et les variations de volume est observée à l'extrême Sud de la plage.

## II.D. Plage de Suscinio

Le détail des variations morphologiques et sédimentaires de la plage de Suscinio est disponible en annexe 6. Les points essentiels de l'analyse des observations morpho-dynamiques sont résumés dans l'encadré suivant.

### Box - Dynamique à moyen-terme de la plage de Suscinio (1/2)

- **Variabilité sectorielle maximale** : Une augmentation des variations verticales maximales apparaît du haut de la section réfléchive vers la rupture de pente. Les MVV sont donc maximales en limite réfléchif/dissipatif. Les variations d'altitude au niveau de ce secteur sont fortement liées aux valeurs extrêmes de la hauteur significative des vagues au large. Une relative stabilité morphologique est observée en section dissipative de la plage. L'arrivée soudaine de conditions de forte énergie suite à une phase de baisse progressive des hauteurs de vagues au large entraîne un changement de topographie locale maximal. Les MVV les plus fortes sont observées suite au premier épisode de tempêtes de l'hiver 2013/2014 et en sortie de la période estivale 2014. Les variations topographiques observées au niveau de la paléo-vallée (P3) et du platier rocheux de Penvins (P8) ne présentent pas de dépendance aux conditions hydrodynamiques au large. Ces profils sont caractérisés par des configurations morphologiques *cross-shore* différentes du reste de la plage qui permettent d'expliquer ces différences (réfléchif dominant en P3, platier rocheux en P8). L'hypothèse notamment du lien entre la position verticale de la rupture de pente (bien en amont ou en aval du niveau moyen de la mer) et les variations morphologiques est envisagée.
- **Variabilité morphologique** : Lors de la première série de tempêtes extrêmes de l'hiver 2013/2014, un battement maximal est observé sur la plage. La seconde série de tempêtes est moins morphogène, l'état d'équilibre de la plage étant potentiellement atteint en début d'hiver. Les variations les plus importantes de la surface mobile sont en lien avec des érosions mais également avec des dépôts de sédiments au niveau de la rupture de pente et sur la section réfléchive médiane. L'augmentation, même faible des conditions d'agitation suite à une période de temps calme, entraîne un changement de morphologie du profil important et donc un battement fort. L'augmentation des conditions d'énergie au cours de l'hiver 2014/2015 ne permet pas d'atteindre les variations observées au cours de l'hiver précédent. Lors des phases de haute énergie et en dehors des phases de résilience (accrétion) à la sortie de l'hiver 2013/2014, les variations du battement de profil suivent les évolutions de l'extremum de hauteurs significatives des vagues au large.

**Box - Dynamique à moyen-terme de la plage de Suscinio (2/2)**

- **Variabilité sédimentaire** : La section dissipative présente une médiane granulométrique relativement stable. Des apports en sédiment de diamètre plus élevé sont observés lors des épisodes ponctuels de haute énergie. Au niveau de la section réfective, une remise en suspension d'une large couche de sédiment induit un remaniement en faveur des fractions plus grossières et conduit à un sédiment très hétérogène lors des périodes de tempêtes. Lors des phases de basse énergie, une augmentation de la médiane est observée bien qu'une variabilité forte soit observée localement. Un processus de tri granulométrique est alors privilégié.
- **Bilan des volumes sédimentaires** : Au cours de l'hiver 2013/2014, les conditions d'énergie extrêmes entraînent une érosion de la plage. L'ensemble des sections de la plage est concerné excepté le profil P3 (paléo-vallée) qui montre un engraissement sédimentaire. La baisse des conditions d'énergie en fin d'hiver se traduit par un début de résilience des profils de plage. Le volume sédimentaire au centre de la plage est maximum. La section centrale de la plage reste stable ou s'engraisse avec la baisse des conditions de la hauteur significative des vagues au large et l'installation de conditions plus calmes. La plage retrouve son volume sédimentaire initial pré-hiver 2013/2014 en juillet 2014. L'augmentation des conditions d'agitation entraîne une perte de sédiment ponctuelle lors de l'hiver 2014/2015. A la fin de période de mesure, l'ensemble des profils retrouve leur état d'équilibre antérieur à l'hiver 2013/2014 excepté au niveau de Beg-Lann et Penvins. Prise dans son ensemble, la plage de Suscinio présente un volume sédimentaire stable. Les changements de volume sont corrélés aux valeurs extrêmes de la hauteur significative des vagues au large. Ainsi, une augmentation de l'énergie ou des valeurs extrêmes de hauteurs significatives des vagues au large entraîne une diminution des changements de volume sédimentaire sur la plage. Aucun lien aux paramètres hydrodynamiques n'apparaît au niveau de la paléo vallée (profil réfectif), du côté de Beg-Lann (P1) et derrière le platier rocheux à Penvins (P8).

### **III. SYNTHÈSE MORPHO-SEDIMENTAIRE A MOYEN TERME ET EVENEMENTIELLE DES PLAGES DE BRETAGNE-SUD**

Une synthèse la dynamique morpho-sédimentaire des plages de la baie de Vilaine est tout d'abord proposée pour trois périodes de variations d'énergie des vagues différentes au large :

- i) Cas n°1 - Conditions de haute et très haute énergie (hiver 2013/2014).
- ii) Cas n°2 - Baisse progressive de l'énergie suite à une période de conditions extrêmes.
- iii) Cas n°3 - Montée progressive de l'énergie des vagues au large suite à une période de conditions calmes.

Ces trois cas sont basés sur les analyses à l'échelle moyen-terme et intègrent également celles à l'échelle court-terme l'amplitude des battements, le bilan volumique et les changements de granulométrie sont résumés pour différentes sections des plages. Les potentiels transports sédimentaires des sections réfléchives et dissipatives sont également indiqués sur ces représentations schématiques.

Dans un second temps, les variations morphologiques maximales attendues au niveau de la rupture de pente et des sections dissipatives des plages en fonction des extrêmes de la hauteur significative des vagues au large sont comparées et discutées. Il convient de rappeler que ce suivi a débuté par les conditions hydrodynamiques extrêmes de l'hiver 2013/2014, établie comme le plus tempétueux sur la côte Atlantique de l'Europe depuis les 60 dernières années ([Castelle et al., 2015](#) ; [Masselink et al., 2015, 2016](#) ; [Scott et al., 2016](#)).

#### **III.A. Bilan des dynamique morpho-sédimentaire suivant la variabilité de l'énergie des vagues au large**

##### **III.A.1. Cas 1 : Conditions de haute énergie (Hiver 2013/2014)**

Au cours de l'hiver 2013/2014, deux phases de très haute énergie sont observées en décembre 2013 et février 2014. Des surcotes maximales (proche de 1 m) et des hauteurs significatives au large supérieures à 6 m sont observées lors de ces périodes tempétueuses. Cette hiver est remarquable par le nombre de pics de tempêtes ( $H_s > 4.02$  m) et par la durée des événements tempétueux (7 jours avec une hauteur significative des vagues au large supérieure à 2.99 m en décembre/janvier 2013 et février 2014).

La Figure 175 détaille les principales variations morpho-sédimentaires observées sur les quatre environnements littoraux lors d'une phase de très haute énergie ou de tempêtes extrêmes.

Un transport sédimentaire orienté Sud/Nord, de forte intensité, est observé lors des conditions de haute énergie sur les plages de La Turballe et Suscinio. Le sédiment est transporté par les courants de dérive littorale vers le Nord lié à l'incidence des vagues de très haute énergie. Sur ces deux plages, la portion Sud de la plage est en érosion et une accrétion se produit donc au Nord. Les formes en croissants de plage sont aplanies sur la plage de La Turballe. Des courants de retour, en compensation du déferlement (Masselink & Kroon, 2006), induisent un transport vers le large des sédiments plus fins de la section dissipative au Sud de ces plages. La configuration morphologique des plages de Suscinio et de Bétahon impacte la propagation des vagues et le potentiel transport sédimentaire par les courants de dérive littorale. Un flux Est-Ouest est détecté sur la plage de Suscinio, orienté de l'Ouest vers le centre. Les sections Est (proche enrochement et digue) et Ouest de la plage sont en érosion et une accumulation sédimentaire apparaît au niveau de la paléo-vallée (profil réfléchif). Sur Bétahon, un double flux sédimentaire apparaît du centre vers les parties latérales de la plage. Une accrétion se produit à l'Ouest où une érosion de la falaise sédimentaire de Cromenach est constatée. La section centrale et la pointe de la flèche sableuse sont en érosion. Un transport sédimentaire est probable vers l'Ouest de la plage mais également vers l'extrémité de la flèche sableuse. Les courants mesurés lors des campagnes à court-terme sont canalisés en bas de section réfléchive et indiquent un potentiel transport *longshore*. Les forts courants de retour sur le platier vaseux de Bétahon entraînent une évacuation des sédiments vaseux et un dépôt en zone subtidale plus ou moins profonde. Le platier vaseux s'érode en *ridges and runnels* jusqu'à laisser découvrir des structures vaseuses plus anciennes, consolidées. Des placages sableux en provenance de la section réfléchive sont remarqués sur le platier vaseux. Un transport des sédiments de la section dissipative sableuse de Suscinio est probable vers les fractures rocheuses et chenaux inter-platiers rocheux. Des *overwashes* de sédiments issus de la section réfléchive sont observés sur les sections dunaires basses de ces deux plages et sont induits par la phase montante (*uprush*) du *swash* de forte intensité. La dynamique de transport sédimentaire sur la plage de Suscinio observé dans ce travail est en relatif accord avec celle décrite par Dubois (2012) en conditions de très forte énergie (tempête "Xynthia"). Cela est particulièrement vrai pour la partie dissipative de la plage. Les mouvements *longshore* de la section réfléchive étant plus contrôlés par l'orientation des vagues à la côte et les courants de dérive littorale induits. En effet, un flux inverse est détecté sur la partie orientale lors de l'impact de l'hiver 2013/2014 (série de tempêtes d'orientations variées) par rapport à la tempête "Xynthia", ponctuelle.

Les changements de granulométrie sont assez variables entre le début et la fin de l'hiver 2013/2014, une baisse ou une stabilité globale de la granulométrie est détectée sur la plage. La plage de La Turballe fait figure d'exception ou une augmentation de la granulométrie apparaît sur les sections réfléchives, excepté au centre de la plage. C'est également le cas sur la section réfléchive centrale de Bétahon. La granulométrie des sections réfléchives de

Suscinio et de Pénestin est relativement stable entre le début et la fin de l'hiver 2013/2014. Il convient de noter que des variations importantes et opposées de la granulométrie sont observées lors des deux séries de tempêtes extrêmes. Cela permet d'expliquer la forte variabilité granulométrique et la stabilité de certaines portions des plages. Du point de vue de la répartition granulométrique, un apport en sédiment lors de ces périodes est associé à un sédiment plus hétérogène. Une érosion de faible intensité entraîne une hétérogénéité du sédiment ou une augmentation de sa granulométrie. En effet, un remaniement de la couche sédimentaire de surface mais également la mise en évidence d'une couche sous-jacente plus grossière suite à l'érosion de la couche de surface, peut engendrer cela. Il est important de relativiser ces changements granulométriques qui sont contraints par les conditions hydrodynamiques antérieures aux tempêtes mais également par les transports sédimentaires *longshore*.

Un bilan plus approfondi de l'impact morpho-sédimentaire des conditions hydrodynamiques extrêmes de l'hiver 2013/2014 est présenté dans le chapitre suivant de ce manuscrit au travers du projet d'article : « *Regional-scale Impact of the winter 2013/2014 high energy conditions on various intermediate beaches – South Brittany case (France)* ».

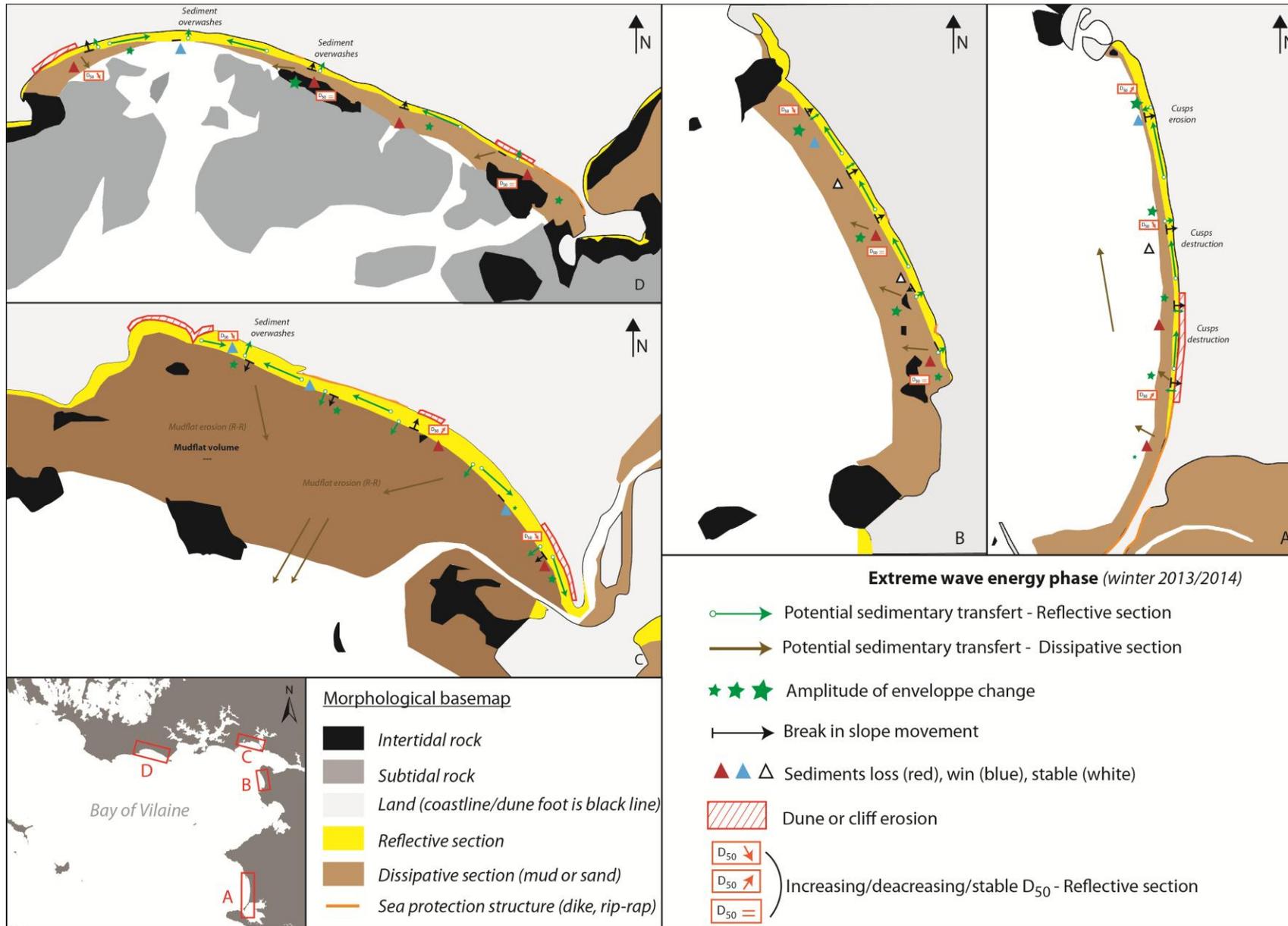


Figure 175. Représentation schématique des principales variations morpho-sédimentaires à moyen-termes des quatre plages de baie de Vilaine lors de conditions de très haute énergie (cas n°1 - Hiver 2013/2014).

### III.A.2. Cas 2 : Baisse progressive des conditions d'énergie des vagues après un cycle de tempêtes de haute énergie

Le second cas extrait des diverses observations réalisées dans le cadre de cette thèse porte sur l'impact de la baisse progressive des conditions d'énergie, suite à une période de forte énergie, sur la réponse morfo-sédimentaire des différents environnements littoraux étudiés. Ce cas correspond aux conditions allant de la fin de la période hivernale 2013/2014 jusqu'au cœur de l'été 2014.

La Figure 176 présente les principales dynamiques morfo-sédimentaires identifiées sur les quatre plages lors d'une phase de décroissance progressive de l'énergie des vagues (extrême à faible).

Une accrétion sédimentaire généralisée apparaît sur une large partie des plages. La partie Nord de la plage de La Turballe et de Pénestin est stable. Sur ces zones, la dynamique se caractérise principalement par des échanges *cross-shore* induits par les variations hydrodynamiques intra-mensuelles. Un élément majeur est remarquable sur la plage de Pénestin et concerne l'érosion de la falaise qui intervient en sortie de conditions tempétueuses. Ces éboulements sont dus à l'infiltration des eaux de pluies tombées en grande quantité et au gel/ dégel survenu en période hivernale. Ces glissements constituent des apports en sédiments (non quantifié) pour la plage, notamment en graviers et sédiment sablo-silteux. Une dérive littorale de faible intensité et orientée vers le Nord se produit à Pénestin tandis qu'un potentiel transport vers le Sud apparaît à la Turballe. Cependant, l'accrétion observée sur une large partie de la section réfléchive de La Turballe peut être biaisée. En effet, la reconstruction des croissants crée des gains locaux de volumes sédimentaires au niveau des crêtes et une perte au niveau des creux. Il s'agit plus d'un réarrangement morphologique tridimensionnel qu'un gain sédimentaire. Sur l'ensemble des plages, de potentiels échanges sédimentaires *longshore* se produisent en plus d'une remontée des sédiments vers le haut de plage. Une redistribution sédimentaire est détectée sur la partie réfléchive des plages. Les variations de volumes sédimentaires sont moins importantes à Bétahon et Pénestin. Les sections réfléchives latérales de Bétahon (Cromenach et pointe de la flèche sableuse) sont stables. Un apport en vase fluide induit une augmentation importante du volume sédimentaire de la section dissipative. Sur ce platier vaseux, l'asymétrie de la vitesse orbitale des vagues lors du *shoaling* (Gratiot *et al.*, 2007 ; Anthony *et al.*, 2008 ; Grasso *et al.*, 2011, Ruessink *et al.*, 2011) et les *swash bores* détectés en début de marée montante entraînent un dépôt de vase fluide (trouvant sa source en zone subtidale) qui comble progressivement les systèmes de *ridges and runnels*. L'analyse de l'hydrodynamisme réalisée à court -terme montre une bonne corrélation entre les vitesses moyennes et la hauteur relative des vagues  $H_s/h$ . Ce comblement se poursuit jusqu'à obtenir une surface plane du platier vaseux. Les apports en vase fluide sont très faibles vers

la pointe de la flèche. A partir du même processus d'asymétrie des vagues, un apport progressif en sédiments fins depuis la partie subtidale vers la partie dissipative se produit probablement sur les sections dissipatives sableuses des autres plages. Sur la plage de Suscinio, le sédiment, transporté dans les fracturations rocheuses et chenaux inter-platiers lors des conditions agitées, est remobilisé vers la partie intertidale. A La Turballe, on note que le courant résiduel de marée associé à la vidange de la marée de Guérande est orienté vers le Sud induisant un potentiel transport dans la même direction (notamment sur la portion Sud de la plage). La dérive littorale vers le Nord a été identifiée en zone subtidale lors des campagnes de suivis à court-termes.

Du point de vue des caractéristiques sédimentaires, une augmentation de la granulométrie est globalement observée sur la section réfléchive de la plage. Un tri granulométrique en faveur des fractions supérieures à 1 mm par infiltration dans la couche sédimentaire ou expulsion des grains les plus fins avec le mouvement du *swash* d'une part et lors du déferlement d'autre part (particulièrement au niveau de la rupture de pente). [Proddger et al. \(2017\)](#) montrent la corrélation entre la taille ainsi que le classement maximum d'un sédiment et le pic de dissipation d'énergie des vagues. Il convient de prendre en compte également la potentielle déflation sur la partie réfléchive. La médiane granulométrique des sections dissipatives est relativement stable ou en légère baisse. Le pourcentage de sables fins dans les apports en vase fluide est très faible.

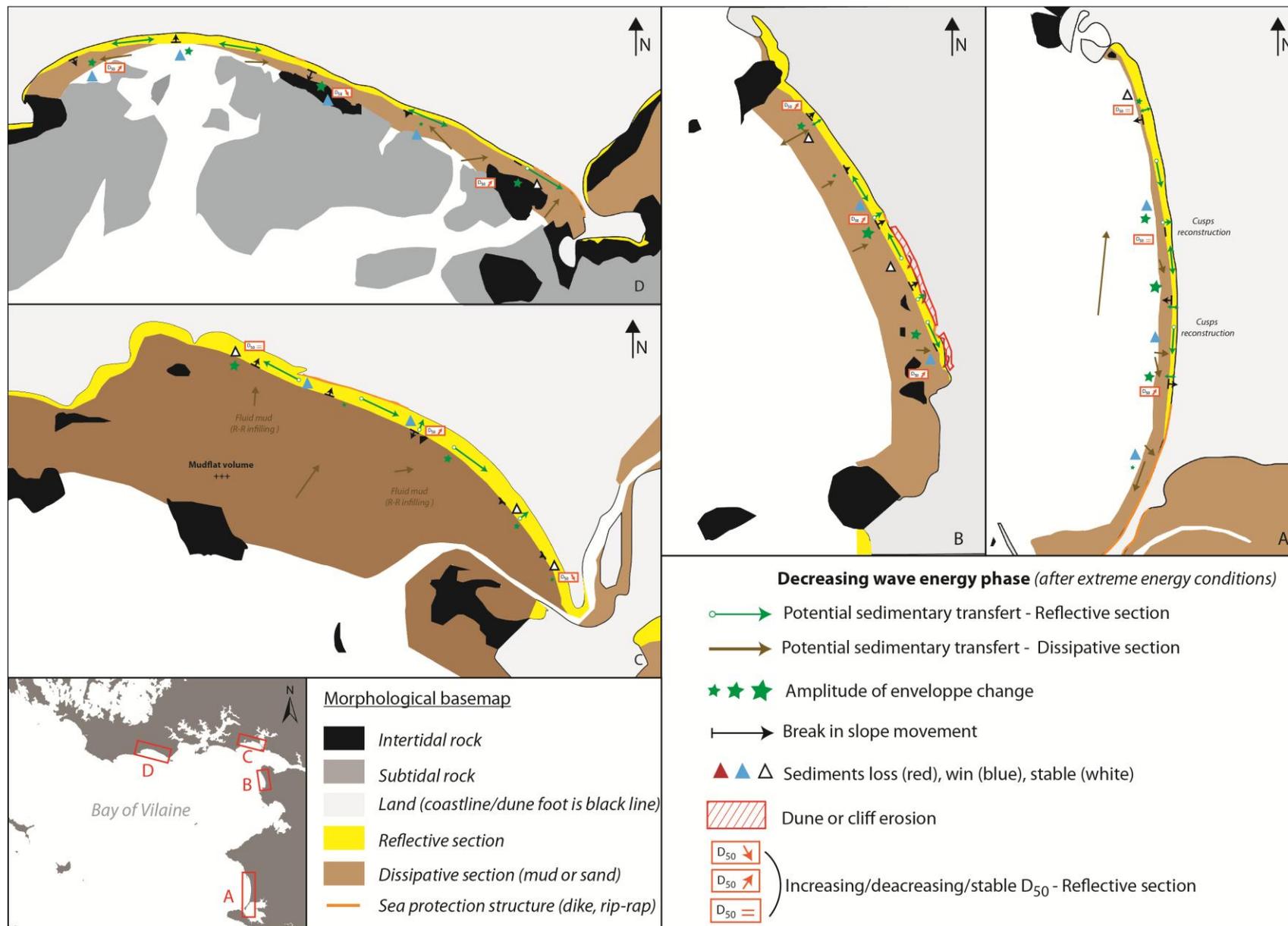


Figure 176. Représentation schématique des principales variations morpho-sédimentaires à moyen-termes des quatre plages de baie de Vilaine lors d'une baisse progressive des conditions d'agitations suite à des épisodes tempétueux de très haute énergie (cas n°2).

### III.A.3. Cas 3 : Augmentation progressive de l'énergie des vagues après une phase de conditions calmes

Le dernier cas examiné dans cette analyse à l'échelle du moyen-terme concerne la réponse morpho-sédimentaire des plages à une augmentation progressive de l'énergie des vagues au large après une période de temps calme. Ce cas correspond aux conditions hydrodynamiques de la période de septembre 2014 jusqu'à février 2015, intégrant donc les conditions hivernales 2014/2015. Une énergie plus modérée qu'en hiver 2013/2014 et quelques tempêtes ponctuelles sont caractéristiques de la fin d'année 2014 et du début d'année 2015.

La Figure 177 récapitule les principales dynamiques morpho-sédimentaire détectées sur les quatre plages sélectionnées de la baie de Vilaine lors d'une phase d'augmentation progressive d'énergie des vagues (faible à modérée/haute).

Des zones en érosion sont détectées sur les plages, exceptées à Pénestin. Les amplitudes sont bien moins importantes et les zones en érosion moins nombreuses que lors des conditions hydrodynamiques extrêmes de l'hiver 2013/2014. La portion Sud de la plage de La Turballe, proche de l'enrochement, est caractérisée par un déficit sédimentaire tandis que l'extrême Nord de la plage est de nouveau en accrétion. Un transport sédimentaire lié à la dérive littorale orientée vers le Nord est observé conjointement à la phase d'atténuation des figures de croissants de plage. Des échanges *cross-shore* apparaissent également sur la partie réfléchive de la plage en ajustement aux variations de conditions hydrodynamiques intra-mensuelles. Cette dérive littorale vers le Nord est également identifiée sur la plage de Pénestin. Les zones présentant précédemment un volume sédimentaire stables sont en accrétion. Les transports sédimentaires vers le Nord des plages de Pénestin et La Turballe sont de moindre intensité que lors des conditions de très haute énergie de l'hiver 2013/2014. Le transport par dérive littorale est réduit au minimum lors de la baisse de l'énergie des vagues au large (impact potentiel des vagues de mer de vent d'orientations plus variables). La pointe de la flèche sableuse et la zone face à l'enrochement de la plage de Bétahon présentent un déficit sédimentaire suite à une phase d'augmentation progressive des conditions d'énergie. Un transfert de sédiments depuis la partie haute réfléchive vers la partie basse est observé en section centrale, conduisant à des dépôts sur le platier vaseux. Un double sens de transport sédimentaire *longshore* apparaît comme dans le cas n°2, Les sédiments faisant face à l'enrochement sont potentiellement transportés vers l'Ouest de la plage mais également vers la partie centrale. Ces deux parties sont en accrétion. Un transport vers l'extrémité de la pointe sableuse est probable comme lors des conditions de très haute énergie (cas n°1). A Suscinio, des échanges *longshore* et *cross-shore* inter-mensuels sont détectés sur la partie Ouest de la plage. La portion orientale de la plage est moins stable. Un potentiel transport sédimentaire d'Est en Ouest apparaît. Au niveau dissipatif, l'intensification des courants de retour, associés à la montée progressive de

l'énergie des vagues, entraîne des échanges longitudinaux. Des dépôts en zone subtidale dans les fracturations rocheuses et les chenaux inter-platiers rocheux peuvent occasionnellement se produire. Cependant, comparés aux observations en conditions de très forte agitations, les courants de retour ne sont pas d'intensité suffisante pour transporter les sédiments plus au large. Ceux-ci sont alors facilement remobilisables d'un mois à l'autre. C'est également le cas pour les sections dissipatives sableuses de Pénestin et La Turballe où les courants de retour transportent le sédiment vers le large et les courants de dérive littorale peuvent potentiellement orientés ces flux vers le Nord des plages. Au niveau du platier vaseux de Bétahon, l'érosion en *ridges and runnels* est observée localement. La vase fluide créée lors de l'érosion des couches légèrement consolidée peut alors migrer en bordure externe du platier vaseux ou longitudinalement. Des dépôts de vase fluide sont alors observés localement. Les conditions d'énergie ne sont pas suffisantes pour exporter les vases plus au large comme remarqué lors des conditions d'énergie extrême.

Du point de vue de la composition granulométrique des sédiments des sections réfléchives, une diminution de la médiane est observée globalement sur la plage de Pénestin et de La Turballe tandis qu'une augmentation caractérise les autres littoraux. Un remaniement sédimentaire plus important associé à la montée de l'énergie des vagues induit un mélange des différentes fractions granulométrique qui vont être ensuite déplacées vers le Nord par les courants de dérive littorale. Les zones d'accrétion en érosion ou stables de La Turballe et de Pénestin sont donc caractérisées globalement par des dépôts de granulométrie très hétérogène. L'augmentation de la granulométrie est observée autant sur les portions en érosion que sur les zones en accrétion des plages du littoral orientées Est-Ouest (Suscinio et Bétahon). On note que les portions centrales et orientales de ces plages présentent une même hausse de la médiane du sédiment. Les sections occidentales des plages sont de granulométrie stable ou décroissante. La complexité de la morphologie dissipative et subtidale de ces plages entraîne de multiples échanges sédimentaires liés au courants *longshore* et *cross-shore* qui vont interagir sur les changements de granulométrie du sédiment. Il est possible que les fractions les plus fines soient transmises vers la section dissipative laissant les plus grossières en place sur la section réfléchive.

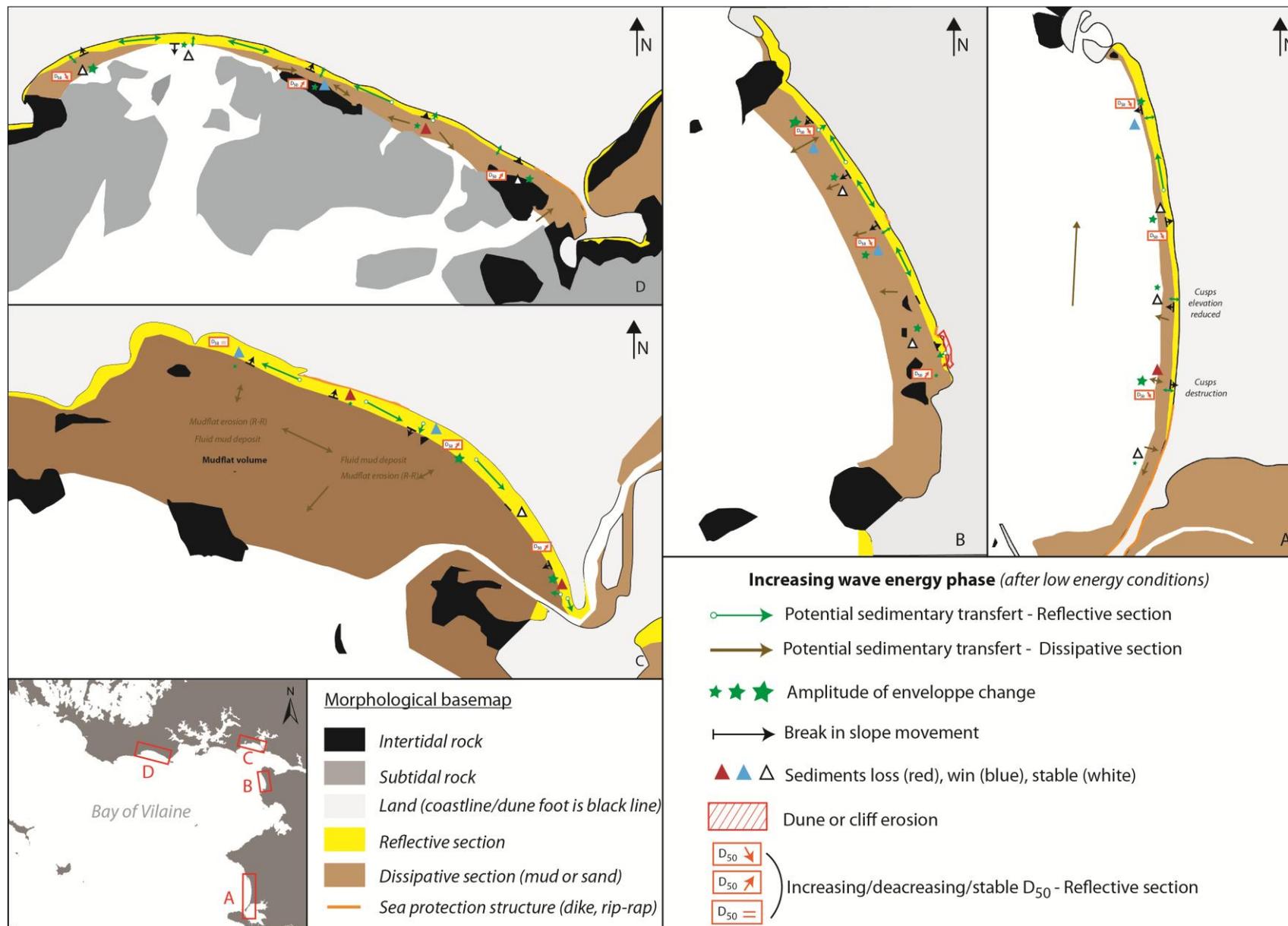


Figure 177. Représentation schématique des principales variations morpho-sédimentaires à moyen-terme des quatre plages de baie de Vilaine lors d'une augmentation progressive des conditions d'agitation suite à une période de faibles énergie (Cas n°3).

### III.B. Comparaison de la dynamique des variations verticales maximales

Afin de comparer l'amplitude de la réponse morphologique des 4 plages suivies du littoral de Bretagne-Sud aux conditions d'énergie (ou de hauteurs de vagues) au large, une analyse des variabilités maximales verticales de deux secteurs morphologiquement dynamique des profils de plages intermédiaires est réalisée. A partir des équations, définies en amont dans ce travail, mettant en lien le 99<sup>ème</sup> percentile de la hauteur des vagues au large et les variations topographiques maximales (MVV), une courbe de l'amplitude attendues de MVV au niveau de la rupture de pente et de la section dissipative (sables fins ou vases) est établie pour chaque plage. Cela est réalisé pour l'ensemble de la gamme des valeurs de HS<sub>99%</sub> observés en Bretagne Sud (Figure 178).

Au niveau des sédiments grossiers et souvent bien classés (sédiment relativement homogène dominé par les graviers ou sables très grossiers) de la rupture de pente, les amplitudes de variations sont plus fortes pour la plage de La Turballe que pour les autres plages. Ces autres plages montrent des variations morphologiques plus faibles et relativement similaires pour les différents extremums de hauteur de vagues au large. Différentes hypothèses permettent d'expliquer ce contraste. Premièrement, la plage de La Turballe est beaucoup plus exposée aux houles du large que les autres littoraux suivis. Les vagues arrivant sur ce littoral sont donc plus énergétiques et moins atténuées que pour les plages localisées en fond de la baie de Vilaine. Deuxièmement, le stock sédimentaire disponible est beaucoup plus important sur la plage de La Turballe. Enfin, troisièmement, la granulométrie médiane des secteurs de la rupture de pente des plages de Bétahon, Suscinio et Pénestin ( $D_{50} > 1.6 - 2.5$  mm) est supérieure à celle mesurée sur la plage de la Turballe ( $D_{50} = 1$ mm). La capacité de remise en mouvement par les vagues de la couche sédimentaire, de granulométrie plus faible, est alors facilitée.

La section dissipative de la Plage de Bétahon est composée de vase tandis que les sections de pente faible des autres plages sont constituées de sables fins à moyens. La section vaseuse de Bétahon est la plus mobile et les MVV attendues de la section dissipative de Suscinio sont les plus faibles. Les amplitudes de variations du platier vaseux sont fortes en raison des apports en vase fluide lors des périodes post-tempêtes et de son érosion lors des événements énergétiques. La capacité d'érosion et le déplacement de vases peu consolidées sont plus importants que pour un sédiment composé de sables fins et très fins, comme c'est le cas à Suscinio. Les variations verticales maximales attendues sur les plages de La Turballe et Pénestin sont plus fortes qu'à Suscinio. Une différence de granulométrie et de classement sédimentaire est observée entre les sections dissipatives des plages de La Turballe et Pénestin et celle de Suscinio. La médiane granulométrique est plus élevée sur les deux plages orientées Sud/Nord ( $D_{50} \sim 450$   $\mu$ m) et leur classement est moins fort que sur la plage de Suscinio ( $D_{50} \sim 180$   $\mu$ m). Le classement de cette dernière est également très fort comparé aux autres sections dissipatives sableuses. L'hypothèse d'un arrangement granulométrique optimal associé à un mauvais classement granulométrique, réduisant ainsi la porosité du sédiment, induit une épaisseur de couche sédimentaire remise en mouvement plus faible sur la section dissipative de Suscinio. Bien sûr, il convient de prendre en compte comme pour la section réfléchive, les degrés d'exposition différents aux houles des sites et le potentiel de transport sédimentaire *longshore*. Les MVV de la

section dissipative de la plage de Pénestin sont potentiellement proches de celles de la plage de Suscinio pour des faibles hauteurs de vagues au large. Les variations topographiques maximales de la section dissipative de Pénestin sont plus proches de celles de la Turballe pour des conditions de haute énergie.

Les amplitudes de variations topographiques des sections dissipatives des plages de la baie de Vilaine sont toutes moins importantes qu'au niveau de la section réfléchive de granulométrie plus grossière. On note tout de même que, sur la plage de Bétahon, les variations verticales maximales du platier vaseux se rapprochent de celles du bas des sections réfléchives. Pour une même énergie, on pourrait s'attendre à une érosion plus importante de la section dissipative de granulométrie plus fine (déplacement et transport facilités par rapport aux particules plus grossières). Cependant, la composition granulométrique des sections, leur hétérogénéité et l'arrangement granulaire, influant sur la porosité et le tassement des grains, sont des facteurs essentiels dans la capacité de remise en mouvement des particules (Blanpain, 2009). Lors du passage des vagues sur la section dissipative, hors déferlement, les variations de pression interstitielle induisent une compaction plus importante du sédiment (Blanpain, 2009). La zone dissipative étant moins soumise au déferlement mais plus au *shoaling*, une compaction plus importante est observée et explique potentiellement les variations verticales maximales moindres.

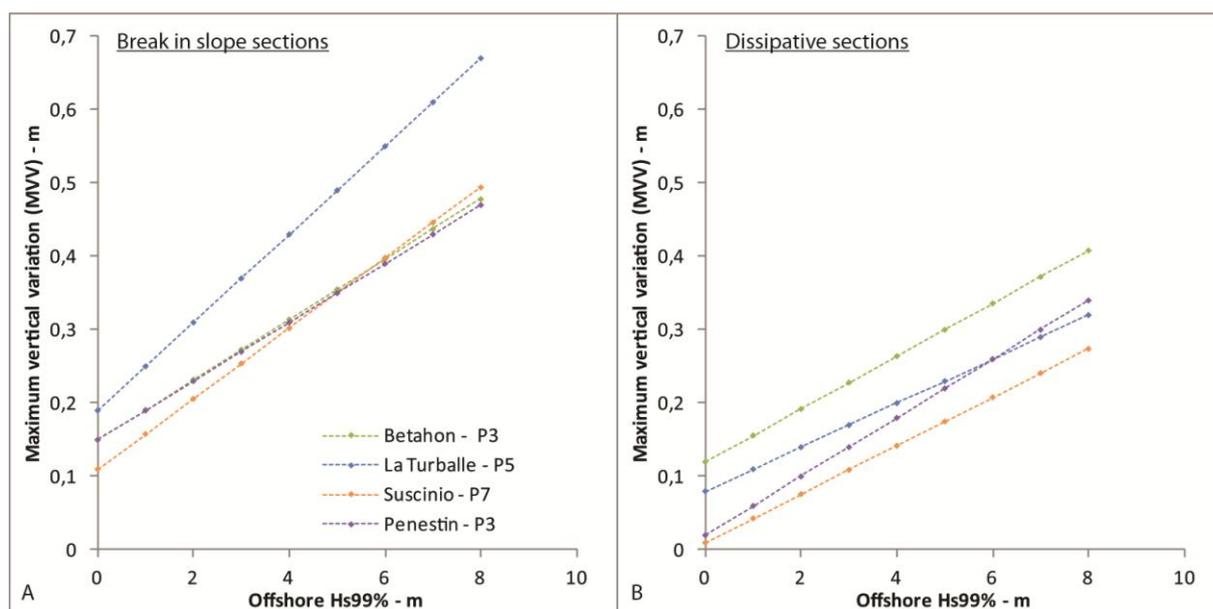


Figure 178. Graphes avec variations topographiques maximales attendues sur les quatre plages suivies de Bretagne Sud en fonction du 99<sup>ème</sup> percentile de la hauteur significative au large pour les secteurs de la rupture de pente (sablo-graveleuse - A) et dissipatif (sables ou vases - B).

## Chapitre 5 Discussion générale sur la morpho-dynamique des plages de la baie de la Vilaine

---

La côte de Bretagne Sud présente une diversité de littoraux. Les variations morpho-sédimentaires de quatre plages présentant des formes morphologiques variées, des orientations différentes aux houles et des natures sédimentaires contrastées, ont été analysées à l'échelle moyen terme. Ce suivi de 18 mois a intégré des conditions d'énergie extrême (hiver 2013/2014) mais également des conditions météo-marines plus modérées et calmes. Afin de comprendre le lien entre les variations morpho-sédimentaires et hydrodynamiques lors des phases de haute et basse énergie, la plage sablo-vaseuse de Bétahon et celle entièrement sableuse de La Turballe ont fait l'objet d'un suivi spécifique à court terme. L'originalité de ce travail est basé sur la compréhension du comportement d'une plage mixte sablo-vaseuse en comparaison aux autres littoraux sableux régulièrement observés en Bretagne Sud dont les dynamiques morpho-sédimentaires sont mieux appréhendées.

Parmi les différentes observations et analyses réalisées dans le cadre de ce travail de thèse, la discussion générale de ce travail est orientée sur trois spécificités principales :

- la première partie discute l'impact des tempêtes sur le littoral de Bretagne Sud lors de l'hiver 2013/2014, établit comme le plus tempétueux en Europe occidentale depuis plus de 60 ans (Blaise *et al.*, 2015; Castelle *et al.*, 2015; Masselink *et al.*, 2015, 2016 ; Scott *et al.*, 2016). La réponse morphologique à deux séries longues de tempêtes (*cluster*) de l'hiver 2013/2014 par rapport à celle observée lors d'une tempête ponctuelle (février 2016) est également discutée.
- La seconde partie est orientée sur la discussion de la spécificité morphologique de la plage intermédiaire de sédiment mixte (vase/sable) de Bétahon et du système de *ridges and runnels* (R-R) de son platier vaseux. Ce type d'environnement mixte est présent sur de nombreux littoraux du monde mais leur compréhension reste peu détaillée (Anthony *et al.*, 2012). De même, les structures en *ridges and runnels* ont été régulièrement observées mais dans des environnements vaseux relativement uniforme de basse énergie et non sur des plages de type intermédiaire plus exposées (Allen, 1987 ; Le Hir *et al.* 2000 ; Carling *et al.* 2009). Les variations morpho-sédimentaire et l'hydrodynamisme à court-terme du platier vaseux sont discutés ainsi que les potentiels de transports sédimentaires depuis la section réfléchive sablo-graveleuse lors de conditions de haute et basse énergie. Un modèle conceptuel de la variabilité saisonnière des *ridges and runnels* basé sur les variations d'énergie des vagues est ensuite proposé. Dans un second temps, la capacité d'érosion du platier vaseux par les vagues est discutée. Les relations entre la variabilité sédimentaire verticale - dirigée par les dynamiques sédimentaires des sections réfléchives et

dissipatives-, la contrainte critique de cisaillement et l'énergie des vagues sur l'érosion du platier vaseux sont discutées. Un modèle conceptuel de résistance à l'érosion verticale d'une section dissipative vaseuse d'une plage intermédiaire mixte est réalisé.

- Le dernier volet est une synthèse des facteurs régionaux et locaux influençant la dynamique des littoraux de baie de vilaine. Ceux-ci intègrent l'héritage géologique de la zone moelant sa configuration géographique ou encore les spécificités sédimentaires et morphologiques des sections intertidales sableuses ou mixtes sablo-vaseuses.

Ces discussions sont présentées soit sous la forme d'articles publiés ou en préparation soit sous la forme de compléments de discussion.

## **I. MORPHODYNAMIQUE DES PLAGES DE LA BAIE DE VILAINE EN CONDITIONS TEMPETUEUSES**

Cette section du chapitre s'intéresse à l'impact morpho-sédimentaire des tempêtes de très haute énergie de l'hiver 2013/2014 sur le littoral de Bretagne Sud. Un complément de discussion est également apporté sur l'impact morphologique d'une tempête unique par rapport à un groupe (série) de tempêtes de très haute énergie.

### **I.A. (Article) Impact de l'hiver tempétueux 2013-2014 sur le littoral de Bretagne Sud**

Cette section est présentée sous la forme d'un article en cours de préparation. Son contenu n'est pas définitif mais détaille et discute des points majeurs de l'impact morpho-sédimentaire des tempêtes extrêmes de l'hiver 2013/2014 sur le littoral de Bretagne Sud. Celui-ci est intitulé : "*Regional-scale impact of winter 2013/2014 high energy conditions on various intermediate beaches - South Brittany case (France)*." Cet article sera prochainement soumis au journal *Earth Surface Processes and Landforms*.



## Regional-scale impact of winter 2013/2014 high energy conditions on various intermediate beaches - South Brittany case

Morio O., Sedrati M. and Goubert E.

### Abstract :

Within the actual climate change consideration, coastal vulnerability is a main topic for our future century. Major sea level rise and more variable extreme weather conditions are two main consequences of global warming. These changes could significantly impact coastal zone from regional to local scales. The winter 2013/2014 has been an exceptional storminess season in North Atlantic zone, the most energetic event over the period since twenty years. Major erosive pattern and dramatic damage have been report from the UK to Morocco coastline. The South Brittany region has been impacted by 24 storms characterized by an offshore significant wave height overtopping the local threshold of 4.02m. bay of Quiberon and bay of Vilaine are a meso-scale (50km) complex area where coastline is variably exposed to incoming wave regime from open to semi-protected. The aims of this study are to make a balance of the storminess winter 2013/2014 impacts on four contrasted intermediate beaches. Incoming storm waves are first diffracted by the string of islands at offshore part of the bay of Vilaine. Wave attenuation from offshore part of the bay to near-shore is directly controlled by bathymetry. The shallow water zone bathymetries and seabeds nature are mains parameters controlling the exposure of the beaches to swell and its morphological response to storm. Depending of the beaches orientation, the trajectories of storm winds, from west to south, also change the exposure of the coastline. In contrary to the rest of European and French studied areas, the coastline in the South Brittany have been not dramatically impacted by the storminess winter 2013/2014.

*Keywords : Storm - Intermediate beach - Wave attenuation- Beach morphodynamics - Sediment grain size -*

### Highlights:

- The different high energy events of the exceptional winter 2013/2014 are characterized
- Wave attenuation from off-shore to near-shore part of beaches are modeled
- The morphological and sedimentary response of four beaches are analyzed
- Regional coastline geography and bathymetry, beaches orientation and sediment grain size control the morphological response.
- The morphological impact of the storminess winter 2013/2014 is very weak compared to other European and French studied area and coastline retreat just occur in local sectors.

### 1. Introduction

The last decade, coastal zone have been subject of thousands of studies all around the world. These environments are very important area for human, particularly in recreational and tourism

economy (Castelle *et al.*, 2014 ; Senechal *et al.* 2015). Considering the actual climate change consideration, coastal vulnerability is a main topic for the next century. Major sea level rise (Nichols *et al.*, 2011, in Masselink *et al.* 2015) and more variable extreme weather conditions and potential storminess winters (Dodet *et al.*, 2010 ; Young *et al.*, 2011 ; Bertin *et al.*, 2013) are two main consequences of global warming. These changes could significantly impact coastal zone from regional to local scales (Almeida *et al.*, 2011). Beaches, cities, harbor, could experiment more marine submersion, erosion (Del Rio *et al.*, 2012 ; Almeida *et al.*, 2012 ; Scott *et al.*, 2016). Beaches are the natural first/end buffer to storm impact on an global urbanized coastal area (Dissanayake *et al.*, 2015). At the European scale, 15% of the coastline experiment erosion. This value increase to 25 % equal to 1750 km for the French coastline and 23 % of the Brittany coastline (510 Km) retreat (European commission report, 2004).

The winter 2013-2014 has been a exceptional storminess winter in North-East Atlantic ocean. Along different area of the coastline of north East Atlantic ocean, furthers authors have work on beach response and storm impact during this winter (Figure 179) (Aouiche *et al.*, 2014 ; Blaise *et al.*, 2015 ; Diogo *et al.*, 2014 ; Castelle *et al.*, 2015 ; Dissanayake *et al.*, 2015 ; Masselink *et al.*, 2015, 2016). Firstly, Masselink *et al.* (2015), describe this winter as the stormiest on record in Ireland/United-Kingdom domain. Castelle *et al.* (2015) characterized this period as the most energetic over the period since 1996. And finally, Masselink *et al.* (2016) demonstrate that this winter have been the most energetic in the North-East Atlantic ocean since 1948, coupling usual sequence of storms, sea level extreme wave high, precipitation causing river flooding. This winter cause dramatic erosion and coastal damages along the European coastline, from the South-West of France (Aquitaine coast) to the UK. These authors identified 22 storms identified from October 2013 to April 2014. In the South Brittany region, the stormy winter 2013-2014 has been impacted by 24 storms which are characterized by an offshore significant wave height overtopping the local threshold of 4.02m. Local sediments overwashes and dune erosion, destruction of beach protection (rip-rap and dyke), submeters algae deposits, marine animal's diseases and flooding are some contrasted example of storm impacts on the complex South Brittany coast (Figure 180).

Combination of high water level, high energy input can cause irreversible damage on infrastructures and beach shoreline." Johanna" storm in March 2008 and particularly "Xynthia" storm in February 2010 (Pederos *et al.*, 2010 ; Suanez & Cariolet, 2010 ; Dubois *et al.*, 2011, 2014 ; Bertin *et al.*, 2015) are some example of the rough impacts of storms on beaches. Morphological response of a beach is also controlled by multiple parameters. Intensity of high energy wave, water levels, storms characteristics as single or groups events, pre-storm morphology, sediments supply and grain size can interact in the beach dynamic (Wright & Short, 1984 ; Regnauld *et al.*, 2004 ; Callaghan *et al.*, 2008 ; Dubois *et al.*, 2011 ; Yates *et al.*, 2011 ; Almeida *et al.*, 2012 ; Gervais *et al.*, 2012 ; Mc call *et al.* 2014). Also, beach response to high energy event will be different depending of beach type geographical and landform heritage (Harley *et al.*, 2017)

North-West coast of France exhibit different landform as pocket beaches, embayed beach, sand and gravel spits, cliff-backed beaches, tidal flats (Dehouck *et al.*, 2009 ; Stephan, 2011 ; Suanez

*et al.*, 2014 ; Blaise *et al.*, 2015 ; Dubois *et al.*, 2014 ; Pian *et al.*, 2014 ; Morio *et al.*, 2016). In South Brittany, bay of Quiberon and bay of Vilaine are a meso-scale (50km) complex area where coastline is variably exposed to incoming wave regime (open to semi-protected). Four contrasted intermediate beaches, representing the main landforms of South-Brittany coastal area, are studied to evaluate the impact of the storminess winter 2013/2014.

The aims of this study are to make a balance of the storminess winter 2013/2014 impacts on four South-Brittany coastal area. Therefore, in this paper the objectives are: 1) to detailed hydrodynamic conditions during the storms and to determine thresholds to characterize storms between topographic field experiments; 2) to analyze sediment volume, profiles envelope, dune retreat and sediment grain size variations for each beach along *cross-shore* profiles; 3) beaches dynamic at the sub-meso scale of the bay of Vilaine is finally discussed and compared to the winter 2013/2014 impacts on others coastal areas of the Western North-Atlantic ocean.

## 2. Study site and methods

### a. The south Britain coastal zone and the four study sites

On southern coast of Britain, to the north of Loire estuary islands in France, bay of Vilaine and bay of Quiberon, named as "Mor Bras", is a triangular domain limited by two rocky coast (Figure 181). The bay is separated from the North Atlantic Ocean by a large shoal stretching from Quiberon peninsula to the top of Croisic peninsula and a string of island. The bay attains a maximum depth of 30m and is partially protected by the shoal from westerly waves.

This meso-macrotidal environment (tide range from 2.5m to 5m at neaps and springs respectively) presents a recent sedimentary cover (8000 +/- 200 years), based on magmatic and metamorphic rocky substratum outcome from Hercynian orogeny and on Eocenes sedimentary rock. Mud, gravel and sand layers are the main superficial sediments of this area (Menier *et al.*, 2014) (Figure 181). Offshore incoming mud infilled bay of Vilaine to estuary which are stable since twenty years. A mudflat characterizes the limit between external and intermediate estuaries and a submarine delta characterize this external estuary. According to Darymple & Choi (2007) classification, general morphology shows an intermediate domain between a wave-dominated estuary and a tidal-dominated estuary. Vilaine bay reaches 30 meters' depth (ad maxima) and is partially protected by island peninsula from westerly wave (Vested *et al.*, 2013). Tides range from 2.5 to 5 meters at neap and spring respectively.

Four area are monitored to study the stormy winter 2013/2014 on south Brittany beaches (Figure 181). According to Masselink & Short (1993), a *Low Tide Terrace (LTT)* morphology generally characterize these beaches with a fine sediments grain size dissipative lower part, with finer sediments grain size, and a reflective steeply sloped upper part composed by coarser grain size. These beaches are variability exposed and orientated to incoming swell and characterized the main environments found along the South-Brittany coast. These four areas are successively presented from south-east to north-west of the bay of Vilaine system.

La Turballe is an open-sea, 6 kilometers long, intermediate beach located in the north of Loire-Atlantique department ending by a protected sand spit in southern part (Figure 181A). This beach is located at the offshore part of the bay of Vilaine. From the north to the south section, intertidal beach profile morphology changes from reflective to intermediate and dissipative. Large amplitude beach cups, 50 meters spaced, are visible from the north to central section of the beach. Medium to coarse sand accumulation are monitored to the north of the beach. Dissipative profile characterizes the south section in front of the dyke to stabilize sand spit. Before rip rap section, dune system becomes fully developed, and associated with a higher dune crest elevation. This part of the dune is submitted to erosion by high energy waves. Central part of the beach shows a classical intermediate *cross-shore* profile characterize by a coarser sediment grain size ( $D_{50} = 1.5$  mm) in reflective section and a fine sand ( $D_{50} = 0.15$  mm) in dissipative section.

Penestin is a cliff-backed beach located at outer limit of Vilaine external estuary (Figure 181B). The beach presents a fine sandy wide dissipative part ( $D_{50} = 0.2$  mm) and a shorter sandy/gravelly reflective part ( $D_{50} = 0.65$  mm to 3.5 mm). Reflective section is more developed toward the north of the beach. From the south to the north of the beach, cliff reach 25 m to 10 m (Mean Sea Level - MSL) and are geologically composed by transformed minerals kaolin, untransformed micashist, soft and harder rock (sands, gravels and pebbles soft consolidated) and gneiss sediments type (Traini *et al.*, 2015). Cliff and particularly kaolin sections (T4 to T6) exhibit regularly large landslides (Figure 180B).

Betahon beach is located on the opposite side of outer estuary (Figure 181C). Compared to adjacent areas of the south Brittany coast, which are sandy, Betahon beach is a former spit (Stephan, 2011) exhibiting an atypical intertidal zone. The upper, steeply sloping part of the beach consists of sand and gravel ( $D_{50} = 0.5$  mm to 4.5 mm). In a total contrast to the upper intertidal beach, the lower intertidal area is a large mudflat ( $D_{50} = 0.025$  mm). At the transition between sand/gravel and silt/clay, fine sand occurs just below the break in slope between the mudflat and reflective section of the beach (Morio *et al.*, 2016). The mudflat is characterized by a mixture of soft mud/sand where exhibit a complex series a Ridges and Runnels (R-R) perpendicular to the shoreline (Figure 180D). Low elevation dune system reach 5m MSL characterize the eastern spit and the western section of the beach. On the central section, rip-rap stabilization process has been implemented to protect urban area.

Suscinio embayed beach is located on Rhuis peninsula (Figure 181D). Suscinio beach is monitored since 2007 in the scientific context of national observatory for coastal erosion. This 4 km long beach present a low developed dune system in its western (Beg-Lann) and central parts (Landrezac). A sea wall protects the urbanized eastern part of the beach (Penvins) less than 600 meters. Dune system reach its maximum elevation on T7 and T8 with 9 meters MSL (Figure 181D). Suscinio beach present a reflective sandy/gravelly part ( $D_{50} = 1$  mm to 4mm) and a fine sandy dissipative section ( $D_{50} = 0.15$  mm). Rocky outcrops and platforms on beach shore face cover a large part of the Suscinio bay and lower intertidal/subtidal area (Figure 181D). As describe in Dubois *et al.* (2011), a part of the dyke have collapsed during Xynthia storm and dune foot retreat in Penvins closed to sea wall (Figure 180F).

## **b. Methods**

### ✓ *Topographic monitoring and sediments sampling*

Five field experiments have been conducted coupling topography measurement at daylight spring low tide and sediments samplings from 02 December 2013 to 01 May 2014. Since 4 days are necessary for each field experiment. Topography (referenced as *Mean Sea Level* - MSL) on five or six *cross-shore* beach profiles, regular spaced, and nine to twelve sediments sampling over three transects are monitored for each surveys. Using Trimble Geoexplorer2008 Differential Global Positioning System (DGPS), field data were corrected by post-treatment using the multiple regional RGP-IGN broadcasting terminals. The final vertical accuracy of is  $\pm 0.10$  meters. Data are post-processed using MATLAB routine for data interpolation, calculation of topographic variation and moving envelope surface between two consecutive experiments. Volume variations are calculated for each profile to study beaches dynamic. Sum of profiles volumes are assumed representative of entire beach volume variation to evaluate offshore import or export of sediments. Position of break-slope, define as the limit between reflective and dissipative section, are calculated in reference to beach-mark position. Using dry sieving methods, sediments statistics are computed using Gradistat program (Blott & Pye, 2001). Sediments are classified according to Udden-Wentworth (1922) classification. For each beach, a mean median grain size ( $D_{50\text{-mean}}$ ) of all sediments sampled on reflective parts of the beach is calculated in order to evaluate general sediment variation between field surveys. Sediments characteristics on dissipative parts are overall regular over the period.

### ✓ *Hydrodynamics and meteorological data. Storms thresholds calculation and wave attenuation to the beaches*

Offshore waves parameters are provided by CEREMA Candhis deep water buoy at Plateau-du-Four location (depth of 32 m MSL - Figure 181). Wave's parameters are the significant wave height ( $H_s$ ), the peak period ( $T_p$ ), the mean period ( $T_m$ ) and the wave direction at energy peak ( $Dir_P$ ) which are spectrally derived over a 30 min burst data. Wind speed, direction measured over 10 min each hour are provided by Météo-France at Sarzeau meteorological station (Figure 181). Water levels, predicted and observed, are provided respectively by the SHOM and by REFMAR tide-gauge network at Le Crouesty harbor (Figure 181). Surge, corresponding to residual signal between predicted and observed water levels are calculated for all time experiment. Maximum storm surge is calculating during storm events and during storm peak. These surges include impact of wind, atmospheric pressure and waves on water level). Wave energy by period between field surveys are calculate using Hardisty formulation (Hardisty, 1990 in Stépanian, 2002)

In the last decade, number of methods to determine storm threshold on North Atlantic Coast are available in literatures. Walker & Basco, 2010 ; Almeida *et al.*, 2012 ; Haerens *et al.*, 2012 ; Ba & Sénéchal *et al.*, 2013 ; Castelle *et al.*, 2014 ; Masselink *et al.*, 2015 ; Masselink *et al.*, 2016 have presented different methods to calculate storm threshold. Actually, as mentioned in Almeida *et al.*

(2012) and in Masselink *et al.* (2015), definition of storm events is site specific. 1% and 5% exceeding of wave height have been selected over 5 years' climate wave data because that produce clearly identifiable storms. Following the definition of Masselink *et al.* (2015), a *storm peak* is identified when the maximum  $H_s$  exceeds the 99th percentile ( $H_{s99\%} = 4.02$  m). A storm peak begins when the maximum  $H_s$  exceeds  $H_{s99\%}$  and the end of a storm peak is the time when  $H_s$  returned below 4.02 m (storm peak duration) Storm peaks are grouped when time between two storms peaks are less than 6 hours (a tide phase). We define also a second group named *storm event* that include one or more storm peaks. Same method is used to determine storm events duration with a threshold of  $H_s$  exceeding the 0.95 percentile ( $H_{s95\%} = 2.99$  m).

Significant wave height attenuation factor from offshore to near-shore are calculated using the different in-situ data available for the study sites during energetic conditions. Three beaches have been monitored from February 2010 to November 2014 with different hydrodynamic instruments: Suscinio (Dubois, 2012), Betahon and La Turballe. Tableau 20 presents the instruments, configurations and duration of deployments selected to evaluate wave attenuation. Wave parameters are spectrally derived from these data. For a best fitting of the  $H_s$  offshore/near-shore correlation, time travel of a wave from offshore to near-shore areas is calculated according to Airy wave theory.

✓ *WAVEWATCHIII: Model calibration and wave attenuation during winter 2013/2014*

In order to evaluate significant wave height dispersion during storms in Morbraz, wave field data are obtained from a numerical hindcast based on WaveWatchIII (Tolman, 2009). WWIII is set up for the period from December 2013 to April 2014, over the North Atlantic Ocean. Model outputs are provided by SHOM. Classical irregular grid is computed from deep-water North-Atlantic Ocean (1km mesh) to near-shore (200m mesh). Bathymetry data are computed using a digital elevation model from Shom. Model are forced using Meteorological Model CEPMMT, water level is compute using HYCOM model. Surge due to wind and atmospheric pressure are included in the model set-up. Model output data (Significant wave height -  $H_s$ , Peak wave period -  $T_p$  and direction -  $Dir_p$ ) are calibrated and validated using plateau-du Four Buoy waves data at offshore location (Figure 181). Regarding calibration Model outputs integrated parameters (are well correlated with in-situ data. A root mean square error of 0.46 is calculated for  $H_s$ . Wave heights at storm peak are underestimated by model. Wave attenuation from offshore (Plateau du Four) to near shore location (isobaths 6 m MSL) is calculated over from December 2013 to April 2014, the most energetic period during the winter. Three near shore subtidal position are extracted for La Turballe, Betahon, Penestin and Suscinio beaches.

### 3. Results

#### a. Hydrodynamic and meteorological conditions

From 01 October 2013 to 30 March 2014, 24 storms peak ( $H_{s99\%} > 4.02$  m) has been identified (Tableau 21) with a minimum off-shore significant wave of 4.02 m, on February 2<sup>nd</sup> 2013, to a

maximum  $H_s$  of 7.64 m, reached on December 23<sup>th</sup> 2013 during "Dirk" storm (Tableau 21, Figure 183). Wave periods at peak are scheduled from 7.8 s (06<sup>th</sup> Feb 2014) to 21.1 s (06<sup>th</sup> Jan 2014). Two supplementary weaker storms have reached the South-Brittany coast at the end of April 2014. Duration of these peaks are variable from 0.5 hour (4 short storm peaks identified) to 35 hours (on February 8<sup>th</sup> - "Petra storm"). Five dates of long storm peaks (duration exceeding one day) can be singled out : 24 Dec. 2013 ("Dirk"), 06 Jan. 2014 ("Hercules"), 05 Feb. 2014 ("Petra"), 08 Feb. 2014 ("Ruth") and 14 Feb. 2014 ("Valentine's days"). These 26 storm peaks covering data set experiments can be grouped into 14 storm events, characterized by a off-shore significant wave up to 2.99 m. Incoming storm waves at enter of bay of Vilaine are generally from South to South-West orientated ( $180-270^\circ$ ), resulting from waves diffraction of Quiberon peninsula and the string of islands and depending of storm wind orientation. At the beginning of February, the group of storms is associated with incoming waves from the south (Tableau 21). In term of duration, two major storm events have impacted the South-Brittany coast. Events 6 and 8, respectively from December 30<sup>th</sup> 2013 to January 07<sup>th</sup> 2014 and from February 03<sup>th</sup> to 10<sup>th</sup> 2014 respectively, were the longer during this winter. The storm duration of these two events were 207 hours and 178 hours.  $H_s$  exceed  $H_{s99\%}$  respectively 67.5 hours during event 8, with a maximum  $H_s$  of 4.67 m and 80 hours during event 6 with a maximum  $H_s$  of 7.12 m. Maximum wave height ( $H_s$ , 7.64 m) is reached on 24<sup>th</sup> December, during Dirk storm (Tableau 21, Figure 183).

Five field experiments have been realized during winter 2013/2014, separated by four hydrodynamic periods (Figure 183). These periods present various conditions in terms of wave's height, storm peak number and duration, water level and wind characteristics.

The period 1 is characterized by 8 storm peaks period, within three peaks occurred during the field experiment of beginning January 2014. The two main storm peaks are "Dirk" storm and the storm of the 01<sup>st</sup> January 2014 with respectively  $H_s$  of 7.64 m and 5.74m and duration of 28 hours and 18.5 hours. Mean wave height during period 1 is 2.23 m. Dirk storm, occurred at water levels up or close to Mean High Water Spring ( $MHWS \geq 2.5$  m - *MSL*). This extreme storm is associated with strong wind ( $14 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  at storm peak) and the maximum surge over the winter is calculating (0.98 m). Storm peaks which reach South-Brittany coast at beginning of January (S7 to S10 - Tableau 21) are phased with spring tides water level (Figure 184). The 01<sup>st</sup> January storm outmatched Highest Astronomical Tide ( $HAT \geq +3.5$  m - *MSL*). Another storm peak, less energetic (maximum significant wave height of 4.65 m), on 4 January is set to the maximum water level over winter 2013/14. Other storm peaks didn't exceed offshore wave height of 4.8 m and occurred between *MSL* (+0.44 m) and about Mean High Water Neap ( $MHWN = +1.45$  m - *MSL*).

Period 2 begins with an unusual storm on 06 January 2014 (S12 - Tableau 21), which is characterized by peak period up to 20s, a maximum significant wave height of 4.74m and a duration of 28 hours. These infragravity long waves are occurring for water level up to *MHWS* (+2.9 m *MSL*). No storm peak occurs during the rest of the period 2. A quick storm peak (0.5 hours) but a relatively long event (99hours with  $H_s > H_{s95\%}$ ) occurs at the end of period, before the last days of experiment at Betahon (Figure 183). Although, only one (or two at least) storm peak characterized this period,

energy on period is close to period 1 and 3. Wave height overtops six times the  $H_{s95\%}$ . Mean wave height during period 3 is 2.40 m. Expected for the particular storm of 06 January, period 2 occur during neap tide range (Figure 184). The significant surges, measured during this period, can induce water level close to MHWS, especially during waves up to  $H_{s95\%}$  (+0.6 m). At maximum surge, wind reaches  $12 \text{ m.s}^{-1}$ .

Period 3 can be separated in two parts. First part, very energetic, from beginning of February to beginning of March is characterized by 11 storm peaks. Two main storms can be identified. On February 05th ('Petra') and 14th ('Valentine's day'), offshore wave height are respectively of 7.12 m and 7.15 m (second and third maximum  $H_s$  of winter 2013/14) and are phased with water level exceeding MHWS (+3.01 m). Duration of the storm peak is 30 hours for 05/02/14. The second major event (event 8 - Tableau 21) is shorter with 23.5 hours. Two other remarkable storm peaks occur on 07 and 08 February ( $H_s = +5.9 \text{ m}$ ) at lower water level (max 2.16 m) but with maximum storm duration (35 hours). Strong surges are observed during this storm peak with 0.98 during event of 05 and 07 February. The second part of the period, from mid-march to end of the fourth topographic field survey, is less energetic. Any storm peak is identified. A moderate energetic event reach Morbihan coast between Betahon beach topographic survey on 21 March and the end of field experiment on April 01st associated to surge less than 0.25 (Figure 183). Mean wave height during period 3 is 2.23 m.

The period 4 is characterized by lower significant wave height and wind velocities down to  $8 \text{ m.s}^{-1}$ . Two storm peaks (26 and 27 February) with respectively offshore wave height of 4.33 m and 4.12 m (Tableau 21) are identified just before the last field experiment. These short peaks (2.5 and 0.5 hours), are grouped in one event and are associated to wind close to  $10 \text{ m.s}^{-1}$ . This event occurred at the beginning of the spring tides. Surges down to 0.25 m are monitored at Le Crouesty Harbor during the peaks. Wind waves ( $T_p < 7 \text{ s}$ ) from North/North-East are measured during this period (Figure 183). Mean wave height during period 4 is 1.18m.

During the winter 2013/2014, storm peaks are associated with wind exceeding  $8 \text{ m.s}^{-1}$ . Strong surges ( $> 0.5 \text{ m}$ ) are in phase with wind speeds exceeded  $8 \text{ m.s}^{-1}$  from West to South. Maximum surges occur for wind up to  $12 \text{ m.s}^{-1}$  in provenance from South-West. These surges are associated with wave height up to 4m or when waves are south/south west direction ( $180^\circ$  to  $225^\circ$ ). Maximum surges are reached with off-shore waves height directed from South and up to 5m. Three main surging periods occur during winter 2013/2014 respectively from mid-October to beginning of November 2013, from mid-December to mid-January and from February to March 2014 (figure5). The two last periods are characterized by numerous surge events up to 0.5 m and high water level that can increase wave-driven set-up and run-up on beaches. HAT have been outmatching two time during storm event 6 (01 and 04 January 2014 morning) from respectively 0.14 and 0.23 m at Le Crouesty harbor. It was associated respectively with a maximum off-shore  $H_s$  of 5.47m and 4.64m. However, the surges are measured for the west/east orientated coastline (Betahon and Suscinio). Water level could change on North-south oriented beaches (La Turballe and Penestin).

To evaluate period's intensity, the offshore energy input (wave power) is normalized over the length of period. Period 1 (P1), from 02 December 2013 to 02 January 2014, have been the more energetic (36% of energy). The period 3 (P3), from 28 January to 30 March 2014, represent 30% of total energy of winter 2013/2014. Period 2 (P2), from 02 to 28 January 2014, present a lower energy (26%) and period 4 (P4), from 30 March to 28 April 2014, represent 6% of total winter energy. Wave energy was more than 2 times the energy of winter 2014/2015 and was the most energetic over 5 years of wave data in Mor-Bras. According to [Castelle et al. \(2014\)](#) and [Masselink et al. \(2015, 2016\)](#), the winter 2013/2014 has been the most energetic over the period from 1948 on North-Atlantic face.

### **b. Wave attenuation from offshore to near-shore under high energy conditions**

Attenuation of wave energy from off-shore to near shore is an important issue to understand the morphodynamic effects of the storms on the South-Brittany coast. According to [Hardisty \(1990\)](#), wave energy is directly related to significant wave height. Wave attenuation depends of bathymetry, coastal geography and geology, which induce wave diffraction and refraction phenomena ([Dean & Dalrymple, 1991](#)). Seabed sediments nature can also induce wave energy dissipation ([Winterwerp et al., 2007](#)). Using all field experiments available for south Brittany beaches (Tableau 22), correlation between offshore wave heights, at Candhis Plateau du Four Buoy, to intertidal waves are calculated. Good correlation is found for 4 of 5 field experiment and allow to calculate a wave attenuation coefficient from offshore location to the central parts of the beaches (Tableau 22). La Turballe is the most exposed beach in the bay of Vilaine area. From offshore part to near shore area, the wave height is attenuated from 63 % in the November 2014 moderate to high energy conditions. In Suscinio, waves reach the center part of the beach with an attenuation of 70% to 73% during Xynthia storms. Weaker correlations are found for Betahon beach during moderate/high energy conditions (November 2013 and March 2014). The particular ridges and runnels morphology over the 1 km mudflat long can explain the low correlation during March 2014 experiments. R-R system was not initiated during November 2013 campaign. A mean wave height attenuation of 80 % over the 30km shoal of the bay of Vilaine can be calculating with some precaution. Generally speaking, wave heights are, at least, attenuated by 50 % from offshore location.

Using WW3 model outputs during the winter 2013/2014, mean wave attenuation coefficient from offshore to near-shore ( $z = -6$  m MSL) are respectively 36 % for La Turballe, 57 % for Betahon, Pénestin and Suscinio (Figure 186). At isobath -6 m (Figure 181), attenuation is the same for the three less exposed beaches. However, the *cross-shore* distance from the beaches to this depth is different. This isobath is 3 km face to Suscinio beach whereas it is 8 km far from Bétahon and Penestin. Waves are also attenuated over the 5 km of shoaling muddy delta of the external Vilaine estuary. According to model, wave height reaching the intertidal section of Penestin is higher than in Betahon. Indeed, the large intertidal mudflat of Betahon beach is a barrier ([Morio et al., 2016](#)). In La Turballe bay, isobath -6 m is 1 km away from the coastline. Actually, the southern part of La Turballe beach is protected consequently to diffraction and attenuation of waves by Le Croisic peninsula and its rocky shore-face (Figure 181).

The complexity of the bay of Vilaine coastline and seafloor induce diffraction and refraction phenomena. Waves are widely diffracted by Quiberon Peninsula and Houat, Hoedic and also Belle-île Islands during the storminess winter 2013/14. Main attenuation of waves in bay are occurring after  $z = -10$  m.

### ***c. Morphological and sedimentary changes on the beaches***

Back-shore and fore-shore parts of the beaches parts experiments important dynamics between the five topographic field experiment. Topographic variations, profiles envelopes change, sediments volume and median grain size variations are detailed for each profile, by sectors of the beach and for the whole beach. For each period, internal morphological variations of the four beaches are Firstly, presented and secondly, sedimentary volume balance sheet and grain size variations of the beaches are compared.

La Turballe beach is the directly exposed to stormy westerly waves. During period 1 (P1), central part (T3) and southern sectors (T4 and T5) experiment the same envelope and topographic dynamics (Figure 187, Figure 188). Sediment movement from upper to lower reflective part of the beach is detected. The profile T5 experiments dune foot erosion with a retreat of above 2m and a topographic lowering of 0.8 m (Figure 187). A decreasing volume of sediments is observed. Morphological variations are inversed in the northern sectors (T1 and T2) where a sediment accumulation is monitored from break slope to maximum water level during the period. This accretion is associated to a positive volume variation (Figure 188). Envelope variation is quite similar on the beach excepted in front of rip-rap which exhibits no changes. Beach cups bedforms disappear on central and southern parts during this period and landward movement of break slope are identified. During period 2 (P2), volumes increase or are stabilized of profiles in T1, T3 and T4. Accretion of upper part of the profile and erosion of lower part is observed, concordant with beach cups formation. On T2, beach cups erosion results in a topographic lowering of -0.8m. Erosion on T5 profile continues (Figure 187, Figure 188). Upper part of the profile is eroded associated to a landward retreat of the dune foot (1 m) and a sediment deposit near the break in slope. At the base of rip-rap (T6), erosion occurs and sediment volume is decreasing. A major landward movement of the break in slope is identified on beach profiles excepted on T1, which is stable. After the third high energy period (P3), sediment volume is stabilized on northern profiles (T1, T2). In central part (T3 to T5), dune front is eroded and dune foot continues the landward retreat above 0.8m (T5 - Figure 187). Sediment deposits (+0.8 meters in T5) are monitored on upper intertidal part of the beach from MSL to MHWS. The break in slope is clearly identifiable and exhibit a seaward movement occurs. Variations of volume are insignificant expected for T4 (Figure 188). In front of rip-rap (T6), sediment deposit is monitored. Profiles show maximum envelope variation in erosive section of the beach (T4, T5, figure 10). After the period 4, the less energetic, central and southern profiles (T3 to T5) exhibit a lowering of the upper reflective parts and a deposit in lower parts (Figure 187). Envelope variations are the most important on T4 and T5. Erosion occurs too in front of rip-rap on T6. On northern profiles (T1 and T2), landward sediment migration is monitored in high tide swash zone (up to

MHWS). Erosion of reflective part of profile T2 is observed with bulge formation in upper part. A major seaward movement of the break in slope (from +6 m in T3 to +15 m in T5) is observed on the beach (figure 10). Except on T2 where the sediment volume decreases, changes are null (Figure 188).

In Penestin Beach, during period 1, sediments volume variations are very contrasted (Figure 188). Sediment accretion is observed to the north of the beach and a loss is monitored in center and southern parts (excepted for T5) (Figure 188). An inverse morphology variation is monitored between the southern (T5) and the northern sectors (T2 and T3) of the beach. On T5, in front of the cliff, a sediment accretion of upper part of reflective profile (up to MHWS) and erosion of lower reflective part are monitored (figure 9). T4 and T6, where sediment loss occurs, present a minimal envelope variation. The northern sectors of the beach are the most dynamic (32 m<sup>2</sup> in T3). After the second period (P2), volume variations on central and southern parts (T4, T5 and T6) are insignificant (figure 10). Envelope changes are weak and quasi uniform for these profiles. Sediment accretion are detected on northern profiles (T2, T3) (Figure 188) and dynamic of profile (envelope variation) is maximum on T3 (20m<sup>2</sup>). In general, southern profiles are stable during this period (Figure 187). Northern profiles present elevation of upper part of profiles (up to MHWN). At the end of period 3, all profiles show sediment loss but only the volume variation is really significant in front of the rip-rap (Figure 187). Envelope changes are maximums for T4 and T5 (20 m<sup>2</sup>). Excepted for T4 and T5, profiles volume is relatively stable after this energetic period. Sediment deposit are monitored up to MHWS on northern and central (T2 to T5) and general erosion are identified down to this reference and on the dissipative sections (Figure 187). A sediment deposit, associated to an increasing volume, is monitored on T6 (Figure 188). The last period of field experiment (P4) is characterized by a topographic lowering (-0.8m) on the southern profiles (T5, T6) and in front of the rip-rap (T4). This erosion is observed up to MHWN leading to a sediment deposit on lower part of the profiles (Figure 187). The same dynamic is observed on northern profile (T2). Profile 3 is morphologically stable and all profiles present a stable volume. Envelope variations are maximum on T5 and relatively uniform on the other profiles.

Betahon beach exhibits an atypical muddy low tide terrace, with ridges and runnels bedforms. Eastern and central *cross-shore* profiles (T3 to T6) present the same morphological behavior after the first period P1 (Figure 187). Erosion of reflective parts of profiles occurs, associated to a volume loss (Figure 188). An elevation of the whole profile is monitored on western parts (T1) leading to a volume accretion. The beach profile envelope shows a maximum value in central part (T4) and on lateral sections of the beach (T1, T6) (Figure 188). Overwashes are observed during period 1 on T1 (Figure 179). In front of rip-rap (T2), accretion of upper reflective part is observed and erosion near break-slope. General erosion of mud flat ridges and runnels bluffs (perpendicular to the shoreline) occurs during the period 1. During period 2, generally weaker topographic variations are monitored and sediments accretion occurs on the profiles (Figure 187). The profile T2 shows a sediment volume increasing leading to a whole profile upping. A profile elevation of 15cm is also detected on the profile 3 (T3 - Figure 187). It results a net increasing volume of sediment. Profile envelope variations are the highest in front of the rip-rap. On transect 1, erosion occurs on upper part of profile, lead to a

decreasing volume on the profile (Figure 188). At the end of period 3, Betahon beach show contrasted dynamics. Eastern section of the beach (T4 to T6) shows low accretion or insignificant variation of volume. Dune cliff of the profile 6 retreats of 2m. Central profile (T3) and Rip-rap front transect (T2) exhibit major erosion along entire profile, leading to a net volume lost. Envelope dynamic is the highest on these profiles (18m<sup>2</sup>). Elevation of profile 1 (T1) are monitored associated to sediment gain. After period 4, less energetic, lateral section of Betahon beach are stable (T1 and T4 to T6), in terms of envelope dynamic and volume (Figure 188). Dynamic in central profile (T3) and in front of rip-rap (T2) are characterized by a sediment accretion (max +0.5 m in T3) (Figure 187). Fluid mud deposit is detected on the mudflat. This dynamic leads to an increasing volume of these profiles.

After the high energy period 1, the embayed beach of Suscinio presents a common morphological pattern of profiles with erosion of lower reflective parts, close to the break in slope, and sediments deposits on the middle and the upper parts of profiles (Figure 187). However, the intensity of the morphological changes is variable along the beach, particularly for sediment deposits sections. The Envelope variations are maximum in the central profile (T5) and decrease to lateral parts of the beach (Figure 188). Sediment overwashes, which are characterized by a deposit on the dune vegetation, are detected on the T5 profile (Figure 187). Sediment accretion occurs in profile 3 (T3) and is associated to an increasing sediment volume (Figure 188). Transects T2, T5 and T7 show a volume lost and T8 is stable whereas dune front exhibits erosion (2m). After the period 2, volume variations of sediments are stables on profiles excepted on profile T8, where a lost is monitoring (Figure 188). Erosion of upper reflective part and sediment deposit after break slope occurs on the western and the central parts on the beach (T5 - Figure 187). An erosion of the lower reflective part (from MHWS to breakslope) and the dissipative section is detected on T8. Envelope mobility is maximum in T8 (Figure 188) between T5 and T7 and uniform in T2 and T3. During the period 3, in lateral sectors of the beach (T2 and T8), a sediment lost is monitored (figure 10). The centrals sections of the beach show a stability of the sediment volume. The envelope variations are reduced and similar on T3, T5 and T7. Lateral profiles of the Suscinio beach are characterized by a maximum envelope variations (17m<sup>2</sup> in T2). Lowering elevation of entire profile are monitored (-0.5m in T2 reflective part, - 0.2 m in dissipative section; - 0.3 m on T8 reflective part). After the last period (P4), Suscinio beach present a general increasing of profiles volume (T2 to T7) (Figure 188). The elevation increases on the reflective and the dissipative parts of the profiles (Figure 187). Morphodynamic behavior is different in T8. Erosion in the middle part of the reflective section occurs and sediments are deposited near the break in slope. Dissipative part of this profile exhibit also accretion but no change in the sedimentary budget is monitored on the whole profile. Volume variations and envelope mobility are the most important on the profile T5 and are quite similar on other profiles (figure 10)

Figure 189 presents the whole beaches sediments volumes and grain size variations during winter 2013/2014. For each period, the sum of the sediment volume changes of all profiles of a beach is assumed to be representative of the total beach volume variation. The same assumption is

done for the envelope of beach variation. The mean sediments grain size of the beach is assess by averaging all sediments sampling done on the reflective section of the profiles.

Volume variations are not significant during each period excepting a major sediment accretion in Suscinio during period 4 ( $+68.9 \pm 39.7 \text{ m}^3 \cdot \text{m.l}^{-1}$ ). Cumulative volume changes are only significant for Suscinio beach, which present, after three consecutive periods of erosion a sediment loss of  $-63.6 \pm 39.7 \text{ m}^3 \cdot \text{m.l}^{-1}$ . In La Turballe beach, sediment movement during each period are almost constant (round  $+75$  to  $+85 \text{ m}^2$ , accuracy of  $\pm 24.1 \text{ m}^2$ ). On Penestin beach, the highest sediment mobility is detected during the period 1 ( $+113.6 \pm 29.7 \text{ m}^2$ ) and during the period 3 ( $70.6 \pm 29.7 \text{ m}^2$ ). The other periods are characterized by an equal envelope change. For Betahon beach, sediment mobility is increased during period 1 ( $+55.4 \pm 15.7 \text{ m}^2$ ) and period 2 ( $+47.5 \pm 15.7 \text{ m}^2$ ). Suscinio present different envelope dynamic. Sediment mobility is very strong during period 1 and period 4, with respectively  $+90.2$  and  $+78.9 \pm 27.4 \text{ m}^2$ . During period 2 and 3, beach envelope changes are relatively uniform.

Amplitude of sediment grain size variation in la Turballe is very weak compared to other beaches during winter 2013/2014. The beach grain size decreases during period 1 ( $-192 \mu\text{m}$ ) and period 3 ( $-231 \mu\text{m}$ ) and increase during the two other periods. Sediment grain size is the finer at the end of period 1 ( $804 \mu\text{m}$ ). Same dynamic is observed in Betahon and Suscinio with different amplitude in variation of the median. In Betahon, after periods 1 and 3, median grain size decrease and are respectively  $2.0 \text{ mm}$  and  $1.49 \text{ mm}$ . After period 4, median sediment grain size is  $2.1 \text{ mm}$ . In Suscinio beach, the grain size decrease during period 1 ( $-459 \mu\text{m}$ ) and period 3 ( $-505 \mu\text{m}$ ) to reach respectively round  $1 \text{ mm}$ . Period 2 present a return to the value observed before the period 1 ( $1.5 \text{ mm}$ ) and the grain size value is stable in period 3 and 4. The sediment grain size evolves differently in Penestin. Median increases during the period P1 and P2, from  $262 \mu\text{m}$  at the beginning of December to  $1.56 \text{ mm}$  at the beginning of April. Period 3 presents a decreasing median of  $662 \mu\text{m}$ .

The strongest wave height occurred during periods 1 and 3 (Figure 189). Few storms generated waves from south during these periods. Lower wave heights from west characterize the second period. Although Period 2 is energetic, lower wave height at storms peaks occurred.

#### 4. Discussion and conclusions

During the winter 2013/2014, European North- Atlantic coast have been exposed unusual sequence of storms. The Gironde coast (South-West of France) has been reach by the most energetic wave conditions since 1948 and shoreline experiment large erosion (Castelle *et al.* 2014 ; Masselink *et al.* 2015, 2016). The coastline of SW England has experimented damages. This winter has been characterized as the stormiest on record in United-Kingdom and Ireland domain (Dissanayake *et al.*, 2015 ; Masselink *et al.*, 2016). West and North coasts of Brittany (North-West of France) have been naturally exposed to the exceptional wave heights of winter 2013/2014. Important dune erosion, sand and gravel barriers and marine submersions have been identified (Blaise *et al.*, 2015). Along the Portugal coast, Diogo *et al.* (2014) shows that *Christina* storm had significant impacts on the beach morphology of the central western Portuguese coasts. On the North African coasts, Aouiche *et al.* (2014, 2016) detail general erosion of beach *cross-shore* profile with loss of sediments in Morocco.

24 storms peak have reach South Brittany coast during winter 2013/2014 (01 October 2013-01 April 2014). These storms are characterized by a off-shore wave height exceeding 4.02 m ( $H_{s99\%}$ ). These storms peaks can be grouped into 13 storm events ( $H_s > 2.99\text{m}$ ) and presents durations from 16 hours, for events from 11 to 12 February 2014, to 207.5 hours (8.6 days), for event from 30 December 2013 to 07 January 2014. Using 5 previous years wave data to calculate thresholds, 2 supplementary storms have been identified for South-Brittany domain compared to [Masselink et al. 2015,2016](#) and [Castelle et al. 2015](#) who listed 22 storms peak, grouped in 9 storm events. These variations can result from data set duration for threshold calculation (18.6 years in [Castelle et al. 2015](#) and 40 years [Masselink et al. 2015](#)). Compared to [Castelle et al., 2015](#) and [Masselink et al., 2015](#), defined threshold of 1% exeedence of wave height are respectively above 1.5 m and 1.9 m lower at Mor-Bras offshore buoy.  $H_s$  of 23 m is identified during 'Petra' storm (04/05 February 2014) at West Brittany offshore buoy Les Pierre Noires ([Blaise et al., 2015](#)) whereas this storm at Plateau du Four buoy is characterized by  $H_s$  max of 7.12 m. Maximum wave height reaches 7.64 m during 'Dirk' Christmas storm. Unusual storm with long peak wave period ( $T_p > 20$  s) are identified during 'Hercule' storm (06/01/2014) as mentioned by [Masselink et al. \(2015, 2016\)](#) and by [Castelle et al. \(2015\)](#). This last author also identified four severe storms ( $H_s > 9\text{m}$  and  $T_p > 17.5$  s) that reached Gironde coast. These storms can drive-up the wave run-up and infragravitary wave energy ([Castelle et al., 2015](#)) increasing erosion of dunes and beach. Although these unusual storms are identified in bay of Vilaine, associated wave height are weaker ( $H_s < 5$  m) and will not have the same significant morphological impacts. During winter 2013/2014 (212 days), offshore  $H_s$  up  $H_{s95\%}$  (2.99 m) occurs during 35.2 days and up to  $H_{s99\%}$  (4.02 m) during 9.5 days. Two energetic storm events at beginning of January (event 6) and beginning of February (event 8), grouping respectively 6 and 5 storm peaks, can be stood out. Thus, may highlight the important role played by the geological heritage on the identification and the limitation of the storm events. In fact, the South-Brittany region geomorphological configuration impacts directly the wave field. Incoming waves that reach the Mor-Bras are first attenuated by continental platform due to bottom friction ([Herbers et al., 2000](#)) and, then, strongly diffracted by Morbihan sheltering highs ([Latteux, 2005 in Traini et al., 2015, Tessier et al. 2012](#)). During the storminess winter 2013/2014, incoming waves are low energetic in the bay of Vilaine than other regions of French Atlantic coast depending of the storms orientations. The consideration of the geomorphological pattern and the coast orientation are the first keys to understand the contrasting storm events impacts.

Regional analysis of beaches morphological response to high energy conditions have been realized on *cross-shore* transects for 4 specific beaches. Four field surveys have been conducted to study cumulate impact of storms on South-Brittany coast. Three periods of high (P1 and P3) or moderate energy conditions (P2) and one period of low energy (P4) characterize the storminess winter 2013/2014. Period 1, including the extreme event from 30th December to 07 January 2014, has been the most energetic. Close to period P1 energy, the period P3 includes the second very high energy event from 03 February to 10 February.

During extreme storm periods, a sediment movement from upper part to lower part of the reflective of the beaches is monitored. A sea-ward movement of the break-in-slope occurs on these beaches and the reflective parts gradient decreases. This classical *cross-shore* sediment transfer has been observed as storm morphological responses by numerous authors under stormy conditions (Masselink & Hegges, 1995) and also during 2013/2014 storms in England and Portugal (Masselink *et al.*, 2016 ; Diego *et al.*, 2014). Wright, 1980, Wright & Short, 1984, Short 2010, Dubois *et al.* 2014 show that the morphological variations of the reflective sections are more important when the dissipative sections remain stable. Suscinio beach shows a contrary behavior. According to Dubois *et al.* (2011, 2014) studies for Xynthia and Joachim storms in 2010 on Suscinio beach, an inverse morphodynamic pattern with a landward migration of sediment, resulting in steeper slope reflective section, are observed. This behavior could be directly related to the low sediment stock available and the rocky platforms on the beach which not allows a dissipative adjustment to stormy conditions (Cooper & Jackson in Dubois *et al.*, 2011).

Even if the sediment mobility is internally variable on each beach depending of the winter periods, the general envelope surface of the beaches is the highest during the stormy periods. More are the offshore energy input more is the profile change. In La Turballe sediment envelope mobility is relatively constant during the different periods of the winter 2013/2014. The presence of the tridimensional features and a wide sedimentary stock could explain this different trend.

A unidirectional sediments transport toward the north is observed Penestin and La Turballe during storms periods. Whereas the whole volume of the beach is stable, erosion occurs in the southern part of these beaches and an accretion is observed in the north. In the west/east orientated coastline, sediments transport shows various trends. This difference could be related to the typical orientation of the incident wave for each beach.

Local and regional inherited geology, sedimentary and hydrodynamics parameters are main keys to understand the contrasting responses of narrowed coasts to storm events (Storlazzi et Jaffe, 2002 ; Jackson *et al.*, 2005 ; Jackson et Cooper, 2009 ; Short, 2010 ; Jeanson *et al.*, 2013). Attenuation of wave power, related to significant wave height (Hardisty, 1990) from off-shore to near shore is an important issue to understand the morphodynamic effects of the storms at the regional scale. Wave attenuation depends of bathymetry, coastal geography and geology, which induce wave diffraction and refraction phenomena (Dean & Dalrymple, 1991). Seabed sediments nature can also induce wave energy dissipation (Winterwerp *et al.*, 2007). The continental platform is the largest over the French Atlantic coast, and progressive attenuation of the wave is along the 100 km is probably. At South Brittany coast,

The geographical configuration induces multiples transformations of the waves. The wave power reaching the intertidal parts of the beach depends of two main environmental parameters: (1) The coast orientation and (2) the geological and the sediment characterization of the subtidal and intertidal areas. In fact, the orientation of the coastline induces a variable exposure gradient of the beach of the stormy waves from west to south. For westerly stormy waves, the north/south oriented beaches (La Turballe beach and Penestin) are more exposed to incoming waves. During southern

stormy waves, west/east oriented coastlines could exhibit more morphological changes. Secondly, the characteristics of the near shore subtidal area and of the intertidal area are essential. Susicinio beach exhibits large rocky outcrops along the subtidal area which play a double role on the wave attenuation and as an obstacle to sediment transport. Furthermore, the long gentle sloped near shore zone of Bétahon (>10km) and Penestin beaches induce a strong attenuation of wave due to bottom friction and wave/fluid mud interaction (Winterwerp *et al.*, 2007, Gardel *et al.*, 2011). Furthermore, the ultra-dissipative mudflat of Bétahon creates a second barrier of attenuation compared to Penestin intertidal areas as well as the intertidal rocky obstacles.

2013/2014 winter storms had significant and different impacts on the South Brittany coast. It was a clear tendency for sand loss in the subaerial section of most surveyed beaches. The erosion rate (sediment volumetric loss) and morphological changes associated to the 2013/2014 winter storms were different from a beach to another related to the initial morphological pattern of the intertidal and subtidal beach sections, sediment characterization and beach orientation. The high energy of this storms series translated in exceptional run-up and surges caused numerous overwash events and damages. Less severe damages were observed in the South Brittany coast than on other sites along the Atlantic coast during this 2013/2014 winter storms (Castelle *et al.* 2014 ; Masselink *et al.* 2015, 2016, Blaise *et al.*, 2015; Diogo *et al.* 2014; Aouiche *et al.*, 2014, 2016). Thus highlights that the definition of storms and storm generated impacts should be considered within site specific morphological and geological constraints.

### Literatures cited

- Almeida, L.P., Voudoukas, M.V., Ferreira, O., Rodrigues, B.A., Matias, A., 2011. Thresholds for storm impacts on an exposed sandy coastal area in southern Portugal. *Geomorphology* 143–144, 3–12. doi:10.1016/j.geomorph.2011.04.047
- Aouiche, I., Omdi, F.E., Daoudi, L., Anthony, E.J., Sedrati, M., 2014. Réponse d'une plage fortement anthropisée en milieu semi-aride à une série de tempêtes (cas de la baie d'Agadir, Maroc atlantique). Editions Paralia, pp. 215–224. doi:10.5150/jngcgc.2014.024
- Aouiche, I., Daoudi, L., Anthony, E.J., Sedrati, M., Ziane, E., Harti, A. and Dussouillez, P. 2016. Anthropogenic effects on shoreface and shoreline changes: Input from a multi-method analysis, Agadir bay, Morocco. *Geomorphology*, 254, pp. 16–31.
- Ba, A., Senechal, N., 2013. Extreme winter storm versus Summer storm: morphological impact on a sandy beach. *Journal of Coastal Research* 648–653. doi:10.2112/SI65.110.1
- Bertin, X., Li, K., Roland, A., Bidlot, J.-R., 2015. The contribution of short-waves in storm surges: Two case studies in the bay of Biscay. *Continental Shelf Research* 96, 1–15. doi:10.1016/j.csr.2015.01.005

- Blaise, E., Suanez, S., Stéphan, P., Fichaut, B., David, L., Cuq, V., Autret, R., Houron, J., Rouan, M., Floc'h, F., Arduin, F., Cancouët, R., Davidson, R., Costa, S., Delacourt, C., 2015. Bilan des tempêtes de l'hiver 2013-2014 sur la dynamique de recul du trait de côte en Bretagne. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 21, 267–292. doi:10.4000/geomorphologie.11104
- Blott, S.J., Pye, K., 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 1237–1248. doi:10.1002/esp.261
- Callaghan, D.P., Nielsen, P., Short, A., Ranasinghe, R., 2008. Statistical simulation of wave climate and extreme beach erosion. *Coastal Engineering* 55, 375–390. doi:10.1016/j.coastaleng.2007.12.003
- Castelle, B., Marieu, V., Bujan, S., Ferreira, S., Parisot, J.-P., Capo, S., Sénéchal, N., Chouzenoux, T., 2014. Equilibrium shoreline modelling of a high-energy meso-macrotidal multiple-barred beach. *Marine Geology* 347, 85–94. doi:10.1016/j.margeo.2013.11.003
- Castelle, B., Marieu, V., Bujan, S., Splinter, K.D., Robinet, A., Sénéchal, N., Ferreira, S., 2015. Impact of the winter 2013–2014 series of severe Western Europe storms on a double-barred sandy coast: Beach and dune erosion and megacusp embayments. *Geomorphology* 238, 135–148. doi:10.1016/j.geomorph.2015.03.006
- Dalrymple, R.W., Choi, K., 2007. Morphologic and facies trends through the fluvial–marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews* 81, 135–174. doi:10.1016/j.earscirev.2006.10.002
- Dehouck, A., Dupuis, H., Sénéchal, N., 2009. Pocket beach hydrodynamics: The example of four macrotidal beaches, Brittany, France. *Marine Geology* 266, 1–17. doi:10.1016/j.margeo.2009.07.008
- Del Río, L., Plomaritis, T.A., Benavente, J., Valladares, M., Ribera, P., 2012. Establishing storm thresholds for the Spanish Gulf of Cádiz coast. *Geomorphology* 143–144, 13–23. doi:10.1016/j.geomorph.2011.04.048
- Dean, R.G. et Dalrymple, R.A., 1991. *Water Wave Mechanics for Engineers and Scientists*. 353p.
- Diogo, Z., Bastos, A., Lira, C., Taborda, R., Andrade, C., Silveira, T.M., Ribeiro, M., Silva, A.N., Carapuço, M.M., Pinto, C.A. and Freitas, M.C. 2014. Morphological impacts of Christina storm on the beaches of the central western Portuguese. IX Congresso Nacional de Geologia.
- Dissanayake, P., Brown, J., Wisse, P., Karunaratna, H., 2015. Comparison of storm cluster vs isolated event impacts on beach/dune morphodynamics. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 164, 301–312. doi:10.1016/j.ecss.2015.07.040
- Dodet, G., Bertin, X., Taborda, R., 2010. Wave climate variability in the North-East Atlantic Ocean over

the last six decades. *Ocean Modelling* 31, 120–131. doi:10.1016/j.ocemod.2009.10.010

- Dubois, A., Sedrati, M., Menier, D., 2011. Morphologic response of four pocket beaches to high energy conditions: including the Xynthia storm (South Brittany, France). *Journal of coastal Research* 1845.
- Dubois, A., 2012. Comportement morphodynamique des plages de poche en milieu mésotidal semi-abrité: exemple des plages méridionales de la presqu'île de Rhuys, Bretagne sud.
- Dubois, A., Sedrati, M., Menier, D., 2014 . Impact morphologique et hydrodynamique d'une période de forte énergie sur le domaine intertidal d'une plage de baie et de trois plages de poche mésotidales en milieu semi-abrité : exemple de la tempête Xynthia en presqu'île de Rhuys (France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, vol. 20 - n° 3. 227-242.
- Gardel, A., Gensac E. Anthony, E.J., Lesourd, S., Loisel, H. and Marin, D., 2011. Wave-fringed mud bars : their morphodynamics and role in opportunistic mangrove colonization. *Journal of Coastal Research, Coastal Education and Research Foundation*, 64, pp.384-387.
- Herbers, T.H.C., Hendrickson, E.J. & O'Reilly, W.C. 2000. Propagation of swell across a wide continental shelf. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 105, 19729–19737.
- Haerens, P., Bolle, A., Trouw, K., Houthuys, R., 2012. Definition of storm thresholds for significant morphological change of the sandy beaches along the Belgian coastline. *Geomorphology* 143–144, 104–117. doi:10.1016/j.geomorph.2011.09.015
- Hardisty, J., 1990, *Beaches, Form and Process*, Unwyn Hyman, London, 324p.
- Masselink, G., Scott, T., Poate, T., Russell, P., Davidson, M., Conley, D., 2015. The extreme 2013/2014 winter storms: hydrodynamic forcing and coastal response along the southwest coast of England: EXTREME 2013/14 WINTER STORMS: FORCING AND RESPONSE. *Earth Surface Processes and Landforms* 41, 378–391. doi:10.1002/esp.3836
- Masselink, G., Castelle, B., Scott, T., Dodet, G., Suanez, S., Jackson, D., Floc'h, F., 2016. Extreme wave activity during 2013/2014 winter and morphological impacts along the Atlantic coast of Europe. *Geophysical Research Letters* 43, 2135–2143. doi:10.1002/2015GL067492
- McCall, R.T., Masselink, G., Poate, T.G., Roelvink, J.A., Almeida, L.P., Davidson, M., Russell, P.E., 2014. Modelling storm hydrodynamics on gravel beaches with XBeach-G. *Coastal Engineering* 91, 231–250. doi:10.1016/j.coastaleng.2014.06.007
- Menier, D., Augris, C., Briend, C., 2014. Les réseaux fluviaux anciens du plateau continental de Bretagne Sud:, Atlas & cartes. Ed. Quae.
- Morio, O., Garlan, T., Suanez, S., Guyomard, P., 2013. Modelling impacts of“ Johanna storm” on an open-beach with ECORS simulators, in: *Coastal Dynamics 2013-7th International Conference on Coastal Dynamics*. p–1251.

- Morio, O., Sedrati, M.; Goubert, E., Floc'h F., Furgerot L., and Garlan, T., 2016. Morphodynamic of a sandy-muddy macrotidal estuarine beach under contrasted energy conditions (Vilaine estuary, France). In: Vila-Concejo, A.; Bruce, E.; Kennedy, D.M., and McCarroll, R.J. (eds.), *Proceedings of the 14th International Coastal Symposium* (Sydney, Australia). *Journal of Coastal Research*, Special Issue No. 75, 258-262. Coconut Creek (Florida), ISSN 0749-0208
- Pedreras, R., Garcin, M., Krien, Y, Monfort Climent, D., Mugica, J., François, B., 2010. Tempête Xynthia : compte rendu de mission préliminaire. Rapport BRGM/RP-58261-FR, 45 p.
- Pian, S., Menier, D. and Sedrati M., 2014. Analysis of morphodynamic beach states along the South Brittany coast , *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, vol. 20 - n° 3. 261-274.
- Regnaud, H., Pirazzoli, P.A., Morvan, G., Ruz, M., 2004. Impacts of storms and evolution of the coastline in western France. *Marine Geology* 210, 325–337. doi:10.1016/j.margeo.2004.05.014
- Senechal, N., Coco, G., Castelle, B., Marieu, V., 2015. Storm impact on the seasonal shoreline dynamics of a meso- to macrotidal open sandy beach (Biscarrosse, France). *Geomorphology* 228, 448–461. doi:10.1016/j.geomorph.2014.09.025
- Stéphan, P., 2011. Les flèches de galets de Bretagne : évolution passée, présente et future, Collection Milieux naturels et Sociétés - Durand, P., Goeldner-Gianella, L..
- Suarez and Cariolet, 2010. L'action des tempêtes sur l'érosion des dunes : les enseignements de la tempête du 10 mars 2008 , *Noroi*, 215. 77-99.
- Suarez, S., Cancouët, R., Floc'h, F., Blaise, E., Arduin, F., Filipot, J.-F., Cariolet, J.-M., Delacourt, C., 2015. Observations and predictions of wave runup, extreme water levels, and medium-term dune erosion during storm conditions. *Journal of Marine Science and Engineering* 3, 674–698.
- Tolman, H. L., 2009. User manual and system documentation of WAVEWATCH III version 3.14. NOAA / NWS / NCEP / MMAB Technical Note 276, 194 pp.
- Traini, C., Proust, J.-N., Menier, D., Mathew, M.J., 2015. Distinguishing natural evolution and human impact on estuarine morpho-sedimentary development: A case study from the Vilaine Estuary, France. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 163, 143–155. doi:10.1016/j.ecss.2015.06.025
- Vested, H.J., Tessier, C., Christensen, B.B., Goubert, E., 2013. Numerical modelling of morphodynamics—Vilaine Estuary. *Ocean Dynamics* 63, 423–446. doi:10.1007/s10236-013-0603-7
- Walker, R.A., Basco, D.R., 2011. APPLICATION OF COASTAL STORM IMPULSE (COSI) PARAMETER TO PREDICT COASTAL EROSION. *Coastal Engineering Proceedings* 1, 23.
- Wentworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *J. Geol.* 30, 377-392.
- 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., O'Reilly, W.C., Hansen, J.E., Barnard, P.L., 2011. Equilibrium shoreline response of a high wave energy beach. *Journal of Geophysical Research* 116. doi:10.1029/2010JC006681

**List of figures :**

Figure 179. Location of main studies about beach morphodynamic during the exceptional storminess winter 2013/2014 along the North Atlantic Ocean coastline.

Figure 180. A. Dune erosion in La Turballe beach (30/01/2014) ; B. Slump of Penestin beach erodible cliff (30/04/2014) ; C. Dune protection and beach access damaged in Betahon beach after Dirk storm (10/01/2014) ; D. Ridge and Runnels destructured (01/03/2014); D. coarse sediment overwashes after Dirk storm in Betahon beach (10/01/2014) ; Dune retreat and rip-rap degradation in Suscinio beach after Dirk storm (10/01/2014).

Figure 181. Location of beaches and sedimentary context of bay of Vilaine and bay of Quiberon (G-map, SHOM 2014) ; A. Location of *cross-shore* topographic profiles in La Turballe beach ; B. . Location of *cross-shore* topographic profiles ; C. . Location of *cross-shore* topographic profiles in Betahon beach ; D. . Location of *cross-shore* topographic profiles in Suscinio beach (Basemap : Ortholittoral V2)

Figure 182. Comparison of wave integrated parameters (Hs, Tp, DirP) from WW3 model and in-situ data at Plateau du Four wave buoy location (black line correspond to in situ data and orange line regards to model data)

Figure 183. Upper panel show significant wave height during winter 2013/2014, dotted limit are  $H_{s95\%}$  and  $H_{s99\%}$  defining respectively storm event and storm peak. Based on Masselink et al, 2015, red bubbles show duration from of the 26 storm peak and size of the circle is proportional to duration. Lower panel show the peak period and associated wave direction for winter 2013/2014.

Figure 184. Water level and surge (tide residual) values at Le Crouesty harbor from October 2013 to May 2014. Maximum surge and water levels are indentified for storm peak (white circle) and for storm events (black triangle). Data are referenced to the French ordnance datum (IGN69) equivalent to mean sea level.

Figure 202. Plots of offshore and near shore significant wave height during five high energy conditions field experiments for three of the four studied beaches. The two upper panels are Suscinio beach in February and March 2010 ; the two lower panels are Betahon beach in March 2014 and October 2013; the right panel is La Turballe beach, in November 2014

Figure 186. Correlation between offshore and near-shore ( $Z=-9m$ ) modeled significant wave height during the winter 2013/14; In black dots for La Turballe beach ; in red dots for Suscinio beach ; in green dots for Betahon and Penestin beaches

Figure 187. Cross-shore beach profiles dynamic on the four study sites. For each beach, winter topographic serie, from December 2013 to May 2014, is presented for one profile. From upper to lower panels, profile T5 is selected For La Turballe and Penestin (southern part of beaches) , Central profiles T3 and T5 are presented respectively for Betahon and Suscinio beaches. Full black line is for the first profile of winter and red line is for the last topographic surveys, after winter ; intermediate field experiment are plotted in different dotted line

Figure 188. Cross-shore beach profiles volume and envelope variations La Turballe (upper left panel), Penestin (upper right panel), Betahon (lower left panel) and Suscinio beaches (lower left panel) ; In black, profile volume change ; in white, profile envelope variation

Figure 189. Full beach Volume, envelope surface and median grain size dynamic for La Turballe (T), Penestin (P), Bethaon (B) and Suscinio (S) beaches. Some of each profiles variations are assumed representative of full beach dynamics. General beaches variations during the winter 2013/2014 is presented in the last column. Rose of offshore Plateau-du-Four significant wave height and direction are presented in the lower panels for each period and for full winter 2013/2014.

**List of tables :**

Tableau 20. Field experiments hydrodynamic data available for three of the four studied sites. Period, instruments characteristics for wave measurement and zone of deployments are reported

Tableau 21. Characteristics of storm events ( $H_s > 2.99\text{m}$ ) and storm peaks ( $H_s > 4.02\text{m}$ ) during winter 2013/2014. Date of start and end are mentioned and the duration for each episode. Maximum water level and surge are indicated for all events and storm peaks. For storm peaks only, offshore significant wave height, associated peak period and direction are reported.

Tableau 22. Wave attenuation correlation calculated from plateau-du-four offshore boy to near-shore area using available hydrodynamic in-situ data for three of the studied beaches during high energy conditions (from February 2010 to November 2014). Celerity of wave along the 30km of Vilaine bay are introduced for attenuation calculation.

**Figures**

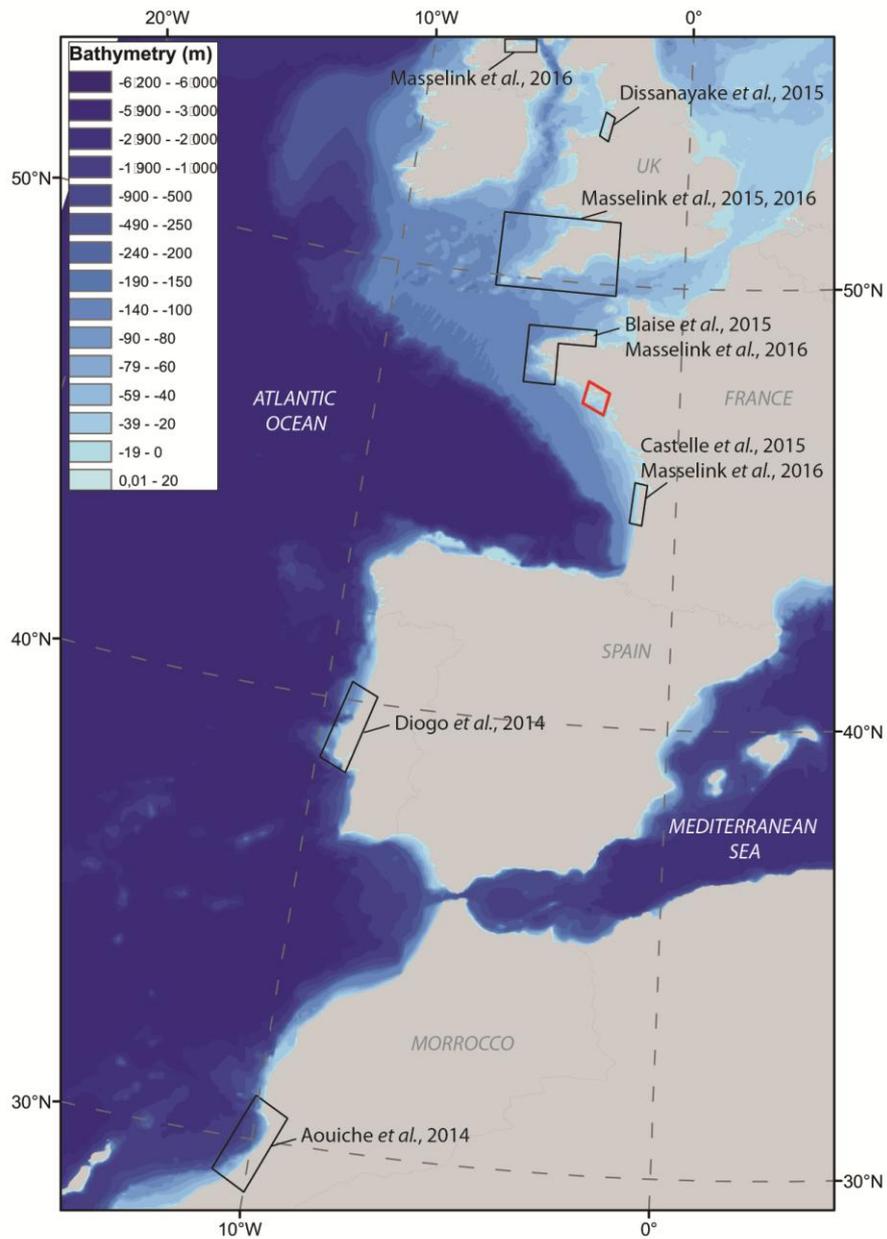


Figure 179. Location of main studies about beach morphodynamic during the exceptional storminess winter 2013/2014 along the North Atlantic Ocean coastline

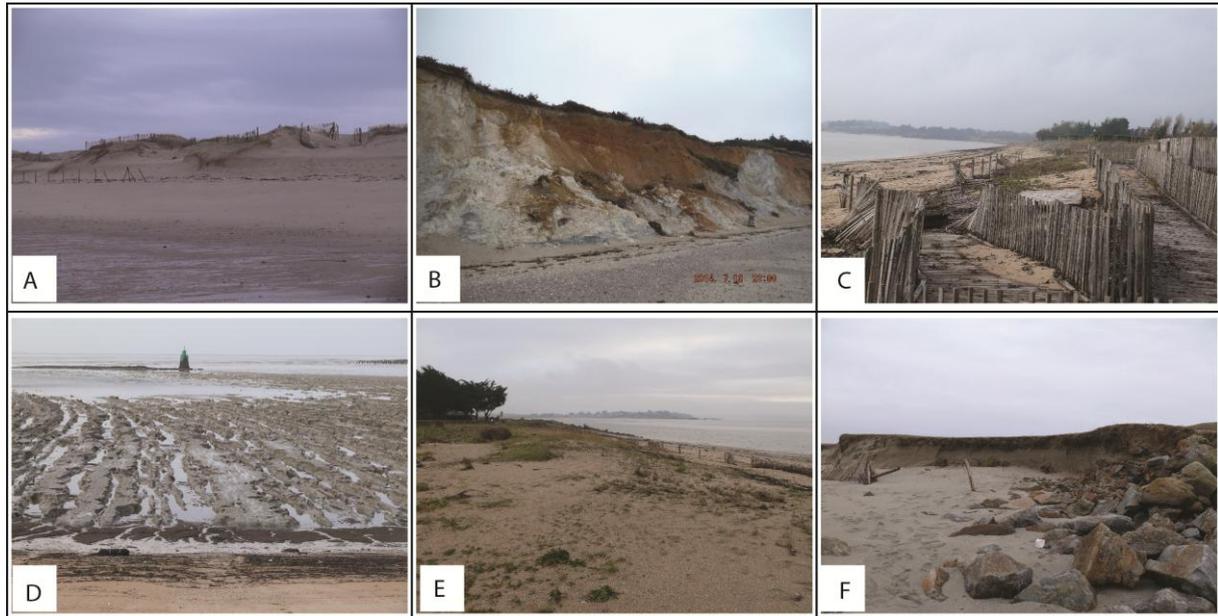


Figure 180. A. Dune erosion in La Turballe beach (30/01/2014) ; B. Slump of Penestin beach erodible cliff (30/04/2014) ; C. Dune protection and beach access damaged in Bétahon beach after Dirk storm (10/01/2014) ; D. Ridge and Runnels destructured (01/03/2014); D. coarse sediment overwashes after Dirk storm in Betahon beach (10/01/2014) ; Dune retreat and rip-rap degradation in Suscinio beach after Dirk storm (10/01/2014).

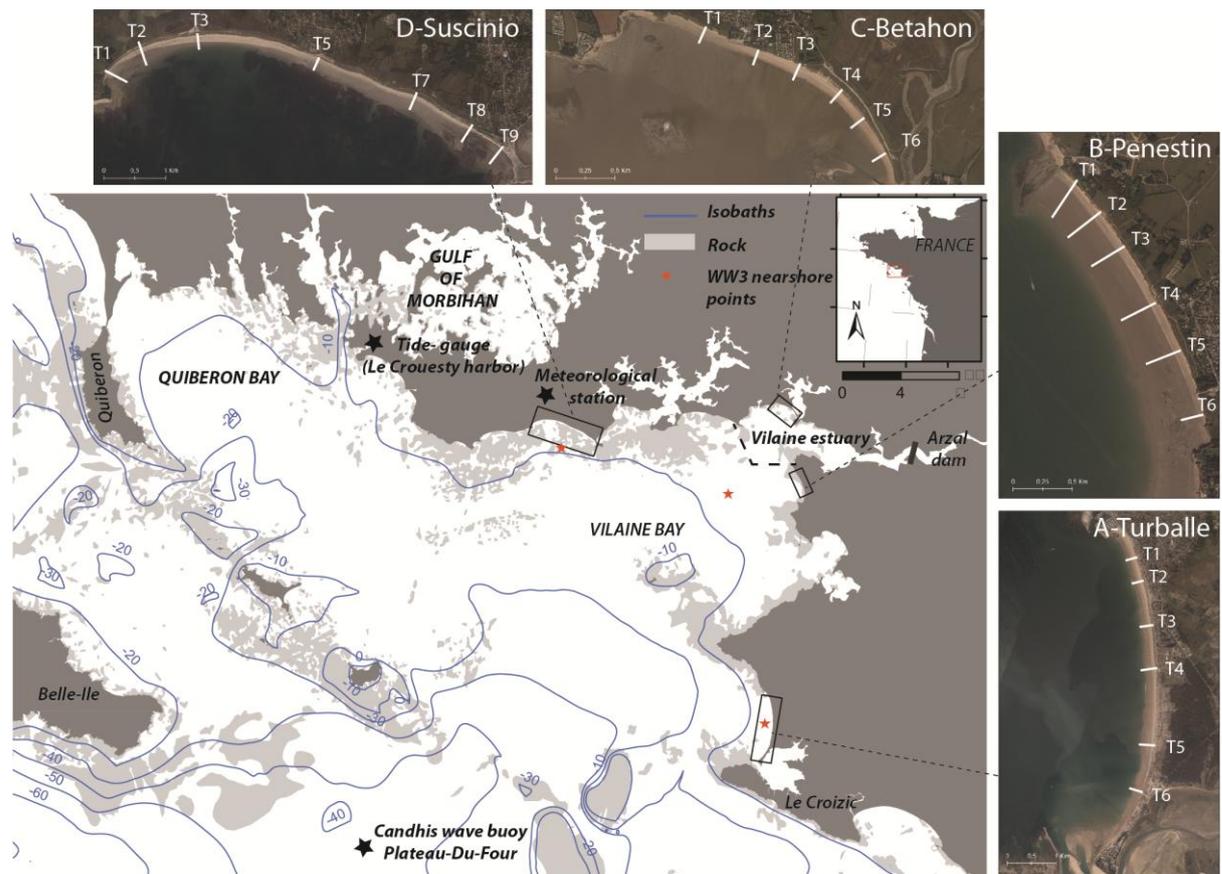


Figure 181. Location of beaches and sedimentary context of bay of Vilaine and bay of Quiberon (G-map, SHOM 2014) ; A. Location of cross-shore topographic profiles in La Turballe beach ; B. . Location of cross-shore topographic profiles ; C. . Location of cross-shore topographic profiles in Betahon beach ; D. . Location of cross-shore topographic profiles in Suscinio beach (Basemap : Ortholittoral V2)

Area	Name	Period of deployment	Location on beach	Type of sensors	Spectral analyse time
Suscinio	SUS-Feb2010	28 jan-5 feb 2010	Intertidal - dissipative section	S4 ADW	15 min@2Hz
	SUS-Mar2010	26 feb-5 mars 2010	Intertidal - dissipative section	S4 ADW	15 min@2Hz
Betahon	BET-Nov2013	25 oct-11 nov 2013	Intertidal - reflective section	NKE-SP1	15 min@2Hz
	BET-Mar2014	26 feb-06 mar 2014	Intertidal - reflective section	NKE-SP1	15 min@2Hz
La Turballe	TURB-Nov2014	01 nov-17 nov 2014	Subtidal (500m offshore) - dissipative section	OSSI-003C	15 min@2Hz

Tableau 20. Field experiments hydrodynamic data available for three of the four studied sites. Period, instruments characteristics for wave measurement and zone of deployments are reported

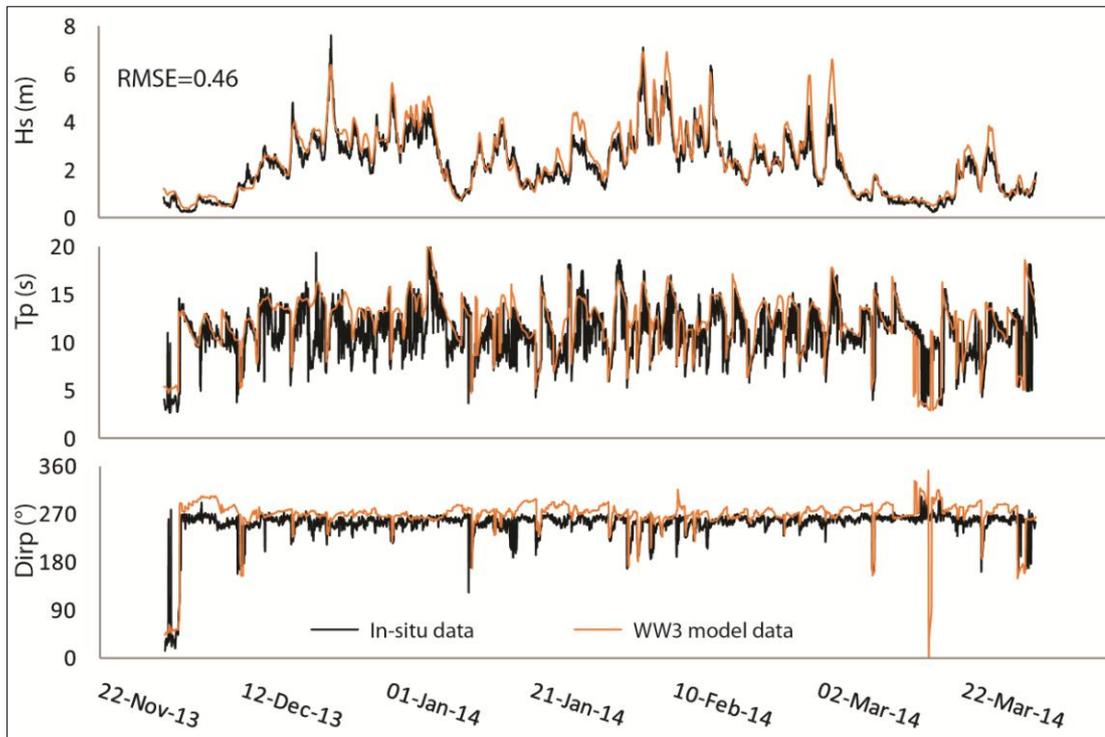
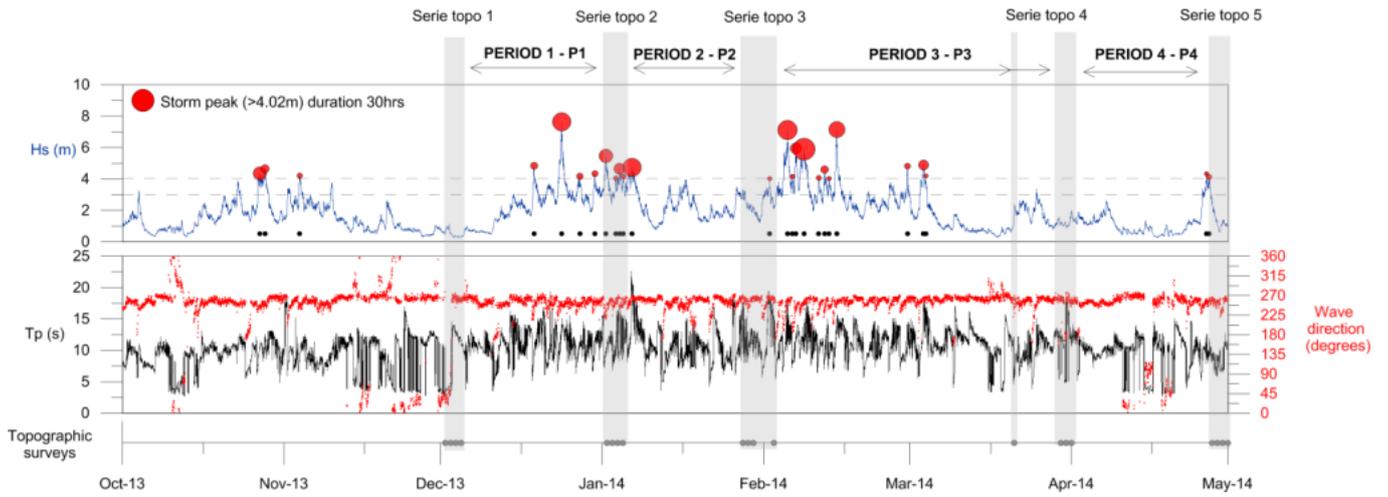


Figure 182. Comparison of wave integrated parameters (Hs, Tp, DirP) from WW3 model and in-situ data at Plateau du Four wave buoy location (black line correspond to in situ data and orange line regards to model data)



**Figure 183.** Upper panel show significant wave height during winter 2013/2014, dotted limit are  $H_{s95\%}$  and  $H_{s99\%}$  defining respectively storm event and storm peak. Based on Masselink et al, 2015, red bubbles show duration from of the 26 storm peak and size of the circle is proportional to duration. Lower panel show the peak period and associated wave direction for winter 2013/2014.

Chapitre 5 - Discussion générale sur la morpho-dynamique des plages de la baie de la Vilaine

Number ID	Date start	Date end	Duration (h)	Date of maximum water level	Maximum water level (m - MSL)	Maximum surge (m)	Number ID	Date of maximum Hs	Duration (h)	Hs storm peak (m)	Tp storm peak (s)	Dirp storm peak (°)	Date maximum water level	Maximum water level (m - MSL)	Maximum surge (m)
E1	26-oct-13 23:00	28-oct-13 23:30	48,5	27-oct-13 22:10	1,591	0,767	S1	27-oct-13 07:30	17,75	4,36	10,6	243,9	27-oct-13 08:20	1,546	0,539
							S2	28-oct-13 07:30	8	4,65	10,4	248,5	28-oct-13 09:50	1,55	0,767
E2	03-nov-13 20:00	04-nov-13 14:30	18,5	04-nov-13 03:30	3,193	0,623	S3	03-nov-13 23:30	2,5	4,21	8,9	249,8	04-nov-13 00:30	0,677	0,467
E3	18-déc-13 16:30	19-déc-13 17:00	24,5	19-déc-13 04:10	2,63	0,7	S4	18-déc-13 22:00	6	4,84	9,2	237,6	19-déc-13 01:30	0,81	0,7
E4	23-déc-13 10:30	26-déc-13 07:30	69	24-déc-13 07:40	2,341	0,989	S5	24-déc-13 05:00	28	7,64	13,1	252	24-déc-13 07:40	2,341	0,989
E5	27-déc-13 02:00	28-déc-13 21:30	43,5	27-déc-13 11:00	2,015	0,586	S6	27-déc-13 16:30	4,5	4,17	10,7	244,5	27-déc-13 11:00	2,015	0,548
E6	30-déc-13 07:30	07-janv-14 22:30	207	04-janv-14 05:40	3,486	0,716	S7	30-déc-13 14:00	4	4,34	11	258	30-déc-13 13:50	2,377	0,425
							S8	01-janv-14 16:30	18,5	5,47	9,9	231,4	01-janv-14 15:40	3,39	0,698
							S9	03-janv-14 14:30	1	4,05	11,4	260,1	03-janv-14 15:30	2,184	0,162
							S10	04-janv-14 07:30	14	4,65	9	245,6	04-janv-14 05:40	3,486	0,716
							S11	05-janv-14 01:30	2	4,15	10,4	254,6	05-janv-14 02:30	-0,328	0,21
							S12	06-janv-14 16:30	28	4,74	21,1	267,7	06-janv-14 07:20	2,892	0,543
E7	31-janv-14 22:00	02-févr-14 07:00	33	01-févr-14 04:30	3,412	0,507	S13	02-févr-14 02:30	0,5	4,02	18,2	267,8	02-févr-14 02:30	1,222	0,062
E8	03-févr-14 08:30	10-févr-14 18:30	178	04-févr-14 19:00	3,015	0,982	S14	05-févr-14 12:00	30	7,12	13,5	258,5	04-févr-14 19:00	3,015	0,982
							S15	06-févr-14 11:00	1	4,16	7,8	199,1	06-févr-14 10:40	1,937	0,757
							S16	07-févr-14 03:30	14	5,95	12,2	240,2	06-févr-14 22:10	2,157	0,982
							S17	08-févr-14 16:30	35	5,9	10,5	248	07-févr-14 22:50	1,928	0,788
E9	11-févr-14 08:30	12-févr-14 00:00	15,5	11-févr-14 13:50	2,127	0,547	S18	11-févr-14 12:00	2	4,07	8,9	228,1	11-févr-14 13:50	2,127	0,537
E10	12-févr-14 10:30	13-févr-14 23:00	36,5	13-févr-14 02:50	2,521	0,611	S19	12-févr-14 15:00	7	4,6	8,4	228,7	12-févr-14 14:20	2,461	0,611
E11	14-févr-14 06:30	16-févr-14 03:30	28,3333333	14-févr-14 15:50	3,013	0,878	S20	13-févr-14 11:30	0,5	4,03	8,9	245,5	13-févr-14 11:30	-0,123	0,127
							S21	14-févr-14 23:30	23,5	7,15	15,1	258,2	14-févr-14 15:50	3,013	0,878
E12	28-févr-14 00:30	28-févr-14 22:00	21,5	28-févr-14 02:20	3,025	0,451	S22	28-févr-14 12:30	3,5	4,82	14,1	266,5	28-févr-14 13:00	1,386	0,143
E13	02-mars-14 22:30	04-mars-14 05:30	31	03-mars-14 05:00	3,467	0,417	S23	03-mars-14 14:30	11,5	4,89	17,3	262,9	03-mars-14 16:50	2,96	0,35
							S24	04-mars-14 01:30	0,5	4,2	15,6	266,2	04-mars-14 01:30	-1,221	-0,171
E14	26-avr-14 01:30	27-avr-14 20:00	42,5	27-avr-14 02:30	2,7	0,443	S25	26-avr-14 21:00	0,5	4,33	9	254,7	26-avr-14 21:00	-1,189	0,221
							S26	27-avr-14 09:00	2,5	4,12	9,9	259,6	27-avr-14 11:30	0,74	0,15

**Tableau 21. Characteristics of storm events (Hs>2.99m) and storm peaks (Hs> 4.02m) during winter 2013/2014. Date of start and end are mentioned and the duration for each episode. Maximum water level and surge are indicated for all events and storm peaks. For storm peaks only, offshore significant wave height, associated peak period and direction are reported.**

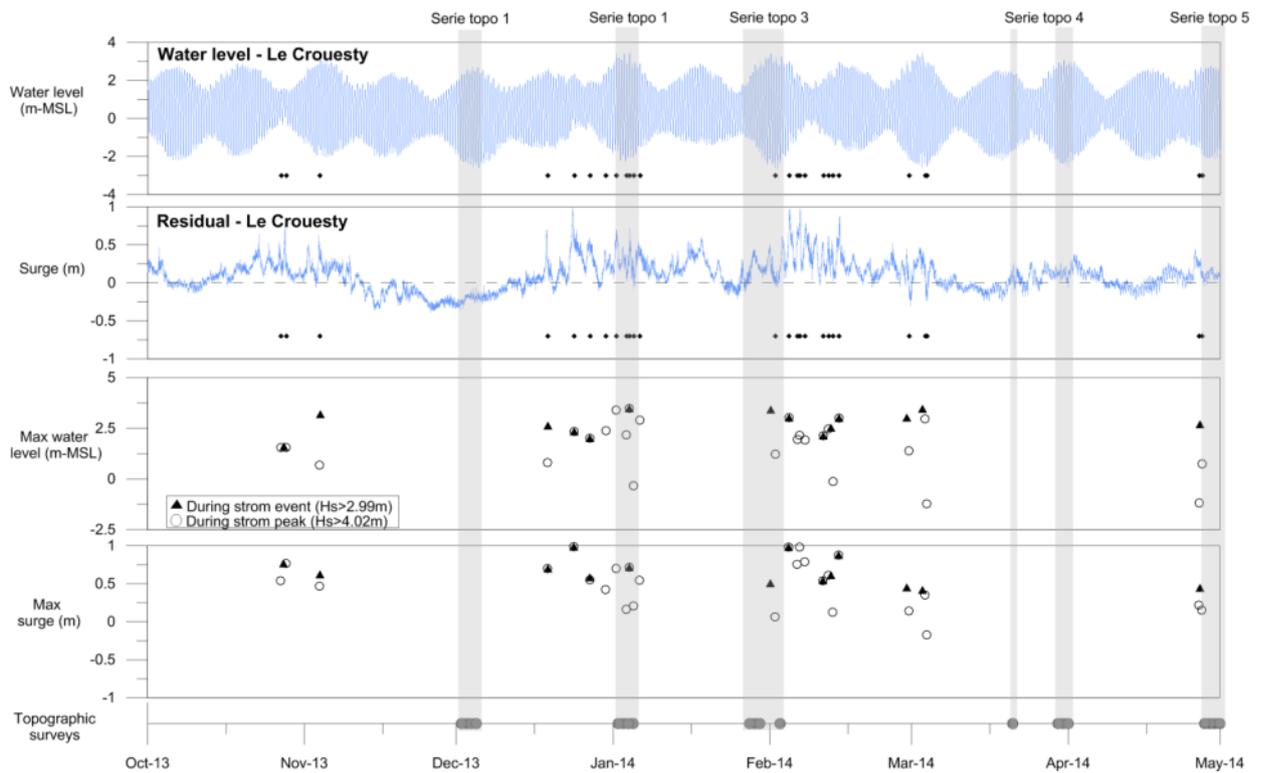


Figure 184. Water level and surge (tide residual) values at Le Croesty harbor from October 2013 to May 2014. Maximum surge and water levels are identified for storm peak (white circle) and for storm events (black triangle). Data are referenced to the French ordnance datum (IGN69) equivalent to mean sea level.

Field experiments	Pearson's corr	Pvalue	Linear regression
SUS-Feb2010	0,74	<0,01	$H_s, ns = 0,27 * H_s, off$
SUS-Mar2010	0,78	<0,01	$H_s, ns = 0,30 * H_s, off$
BET-Nov2013	0,45	<0,01	$H_s, ns = 0,22 * H_s, off$
BET-Mar2014	0,06	0,24983	--
TURB-Nov2014	0,86	<0,01	$H_s, ns = 0,37 * H_s, off$

Tableau 22. Wave attenuation correlation calculated from plateau-du-four offshore boy to near-shore area using available hydrodynamic in-situ data for three of the studied beaches during high energy conditions (from February 2010 to November 2014). Celerity of wave along the 30km of Vilaine bay are introduced for attenuation calculation.

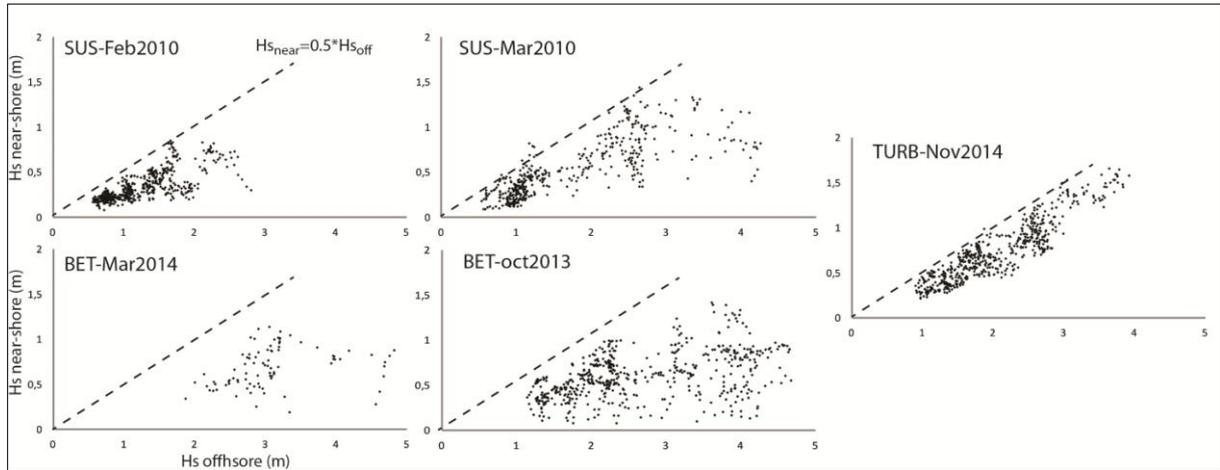


Figure 185. Plots of offshore and near shore significant wave height during five high energy conditions field experiments for three of the four studied beaches. The two upper panels are Suscinio beach in February and March 2010 ; the two lower panels are Betahon beach in March 2014 and October 2013; the right panel is La Turballe beach, in November 2014

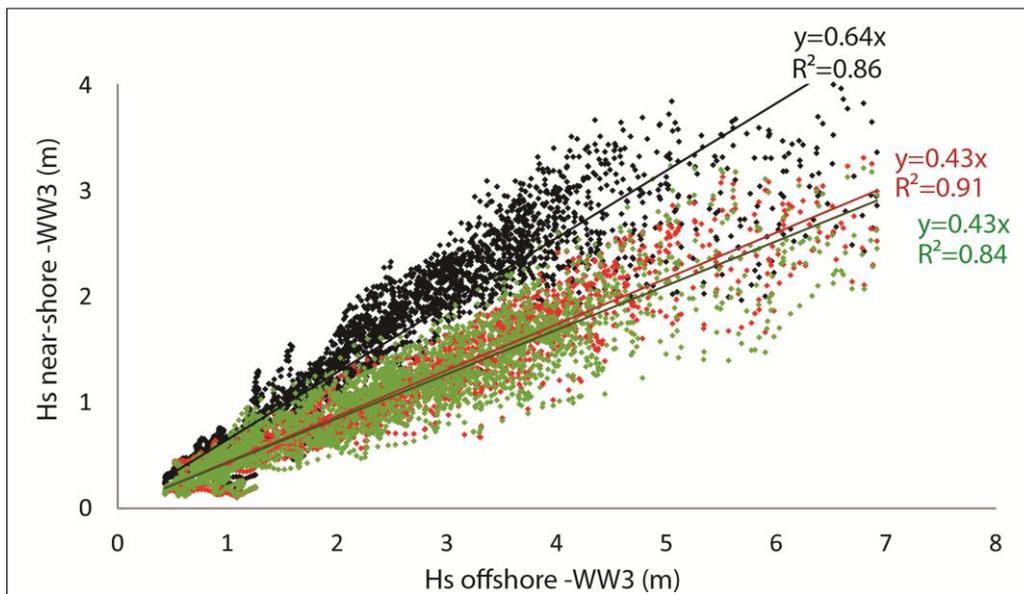


Figure 186. Correlation between offshore and near-shore (Z=-9m IGN69) modeled significant wave height during the winter 2013/14; In black dots for La Turballe beach ; in red dots for Suscinio beach ; in green dots for Betahon and Penestin beaches

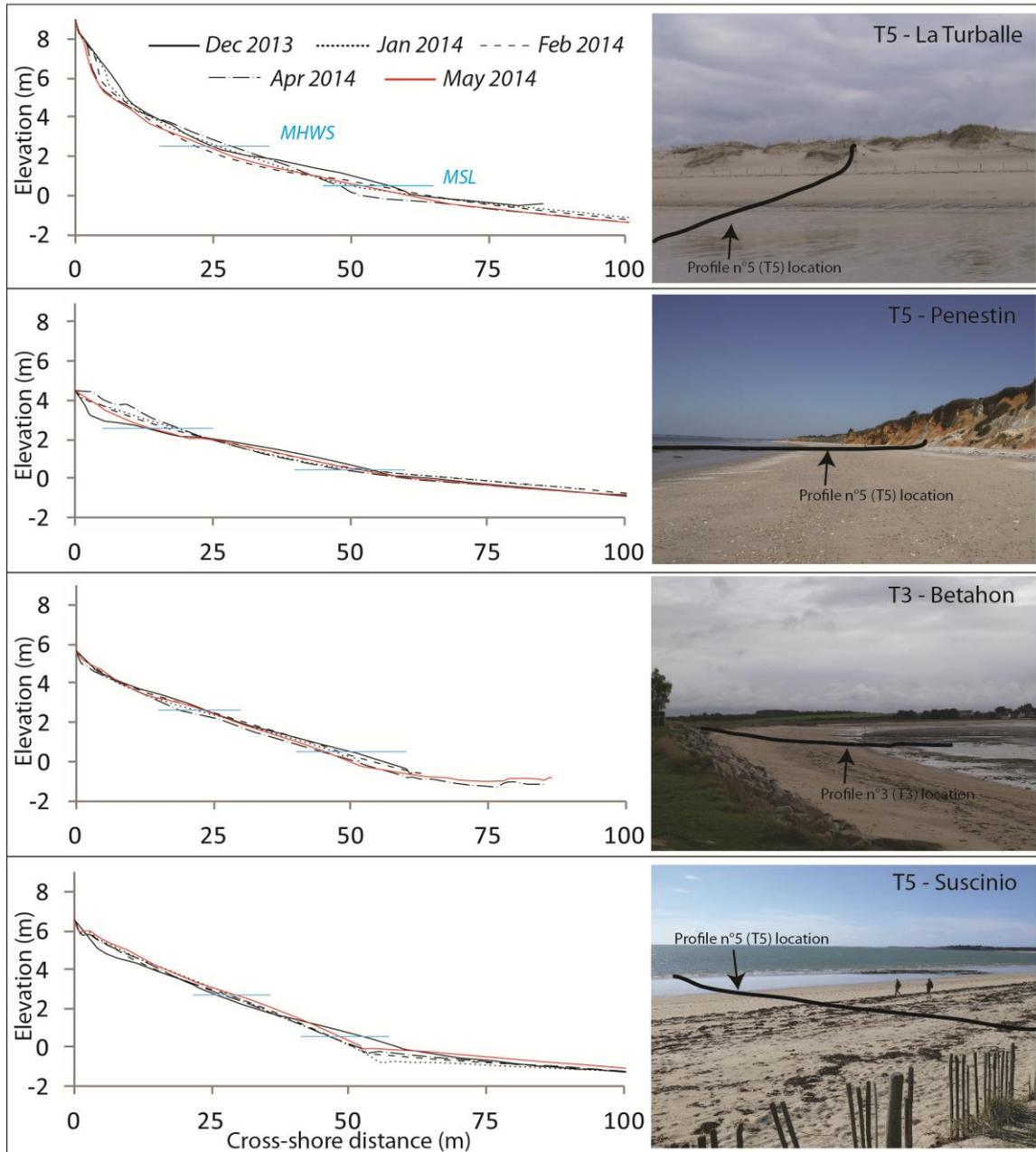


Figure 187. Cross-shore beach profiles dynamic on the four study sites. For each beach, winter topographic serie, from December 2013 to May 2014, is presented for one profile. From upper to lower panels, profile T5 is selected For La Turballe and Penestin (southern part of beaches) , Central profiles T3 and T5 are presented respectively for Betahon and Suscinio beaches. Full black line is for the first profile of winter and red line is for the last topographic surveys, after winter ; intermediate field experiment are plotted in different dotted line.

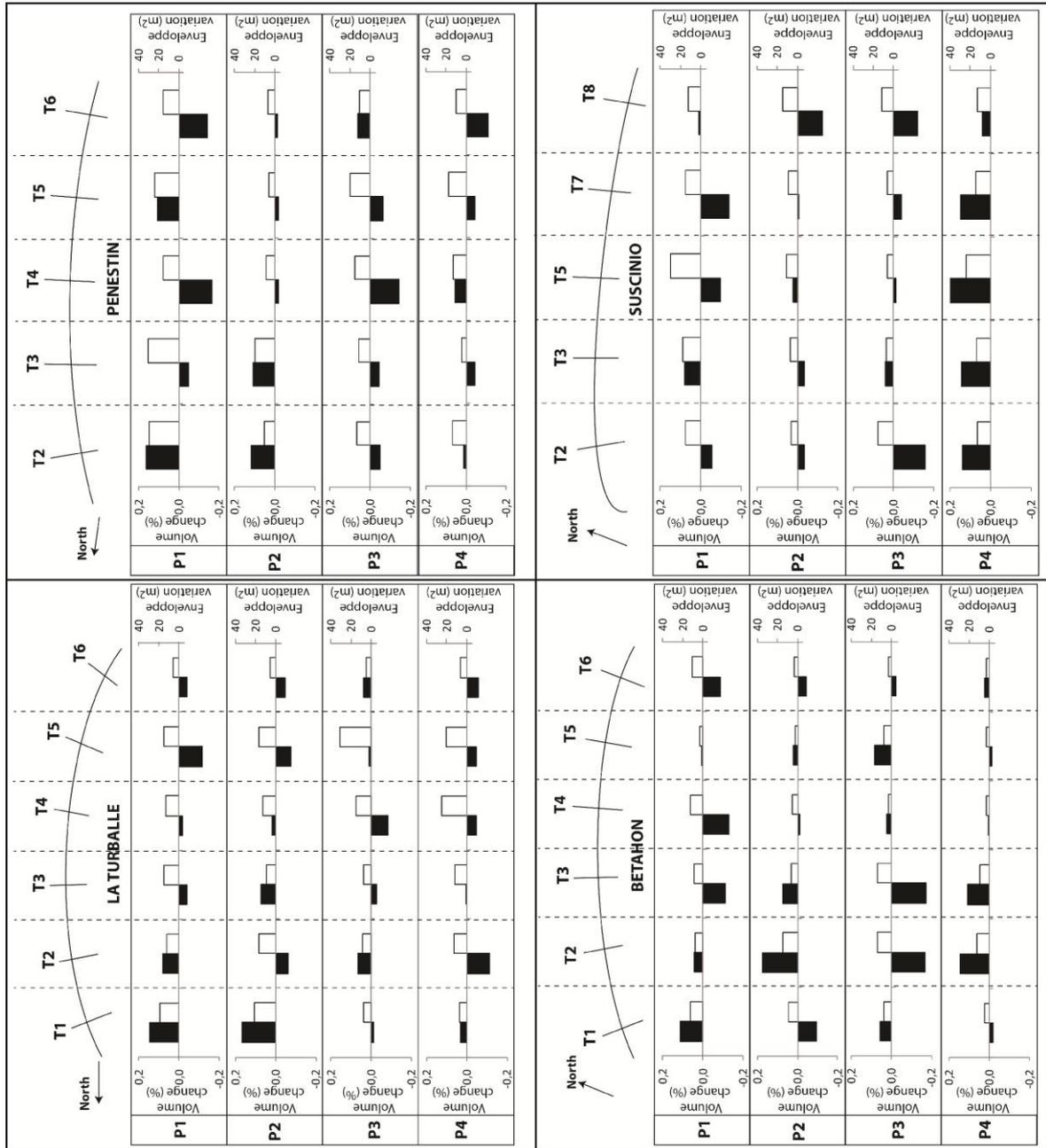


Figure 188. Cross-shore beach profiles volume and envelope variations La Turballe (upper left panel), Penestin (upper right panel), Betahon (lower left panel) and Suscinio beaches (lower left panel) ; In black, profile volume change ; in white, profile envelope variation

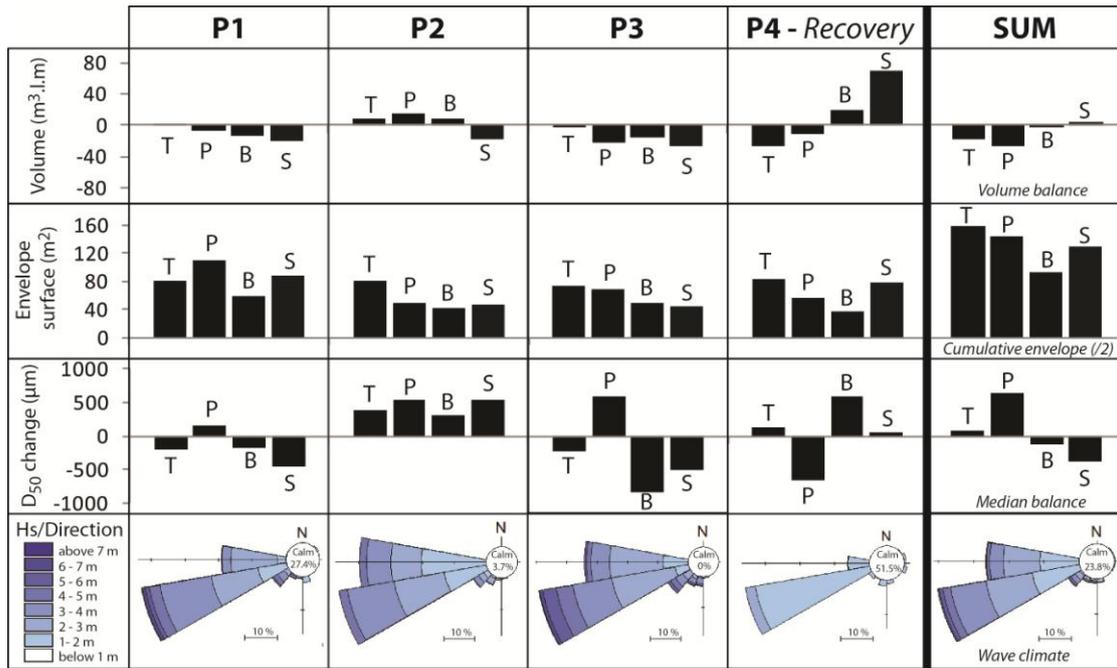


Figure 189. Full beach Volume, envelope surface and median grain size dynamic for La Turballe (T), Penestin (P), Bethaon (B) and Suscinio (S) beaches. Some of each profiles variations are assumed representative of full beach dynamics. General beaches variations during the winter 2013/2014 is presented in the last column. Rose of offshore Plateau-du-Four significant wave height and direction are presented in the lower panels for each period and for full winter 2013/2014.



### **I.B. Comparaison de l'impact d'une tempête (Ruzica- 8-10 février 2016) et de séries (cluster) de tempêtes (hiver 2013/2014)**

L'impact de l'hiver 2013/2014 sur le littoral de Bretagne Sud a été présenté et discuté précédemment. Cet hiver exceptionnel est établi comme historiquement le plus énergétique depuis 1948 (*Castelle et al., 2015 ; Masselink et al., 2016 ; Scott et al., 2016*). Du 8 au 10 février 2016, une tempête de moyenne énergie a atteint le littoral atlantique. Nous proposons dans cette section du manuscrit de comparer et discuter l'impact d'une tempête unique ("*Ruzica*") à celui d'une succession de tempêtes (Hiver 2013/2014) sur les variations morphologiques des quatre plages ciblées de Bretagne Sud.

Nous basons notre raisonnement sur la méthodologie présentée dans la section précédente (article portant sur l'impact de l'hiver 2013/2014 sur le littoral de Bretagne Sud). Un événement tempétueux est caractérisé par une hauteur significative au large supérieure à  $H_{S95\%} = 2.99$  m et intègre un pic de tempête dont la hauteur significative est supérieure à  $H_{S99\%} = 4.02$  m. Pour chaque plage, le profil *cross-shore* présentant des variations morphologiques les plus importantes est sélectionné. Les variations morphologiques des profils sont présentés pour trois moments : postérieur aux périodes P1 et P3 (défini précédemment) de l'hiver 2013/2014 et suite à la tempête "*Ruzica*". Pour la plage de Suscinio, une comparaison additionnelle à la morphologie du profil suite à la tempête "*Joachim*" est réalisée.

Plusieurs tempêtes majeures se sont succédées au cours de ces deux périodes (P1 et P3) fortement énergétique de l'hiver 2013/2014 (Figure 190). Dans les 15 jours précédents les levés topographiques, une série de 6 tempêtes majeures a atteint le littoral de Sud-Bretagne. La hauteur significative des vagues au pic des tempêtes oscille entre 4.12 m et 7.64 m, la hauteur maximale étant mesurée pour la tempête "*Dirk*" (Noël 2013) (Tableau 23). Ces tempêtes se sont déroulées en période de morte-eau pour la tempête majeure ("*Dirk*") mais le pic coïncide avant le moment des pleines mers. Les tempêtes "*Félix*", "*Gerhard*" et "*Anne*" voient leurs pics de hauteurs significatives coïncider avec des pleines mers de vives-eaux. Lors de la période P3, Les tempêtes ayant touchées le littoral de la baie de Vilaine sont plus nombreuses dans le mois précédent les levés topographiques. Les hauteurs significatives de vagues au pic de tempêtes oscillent entre 4.07 m et 7.12 m, respectivement pour la tempête "*Stephanie*" et la tempête "*Petra*". La tempête "*Ulla*" (autrement nommée tempête de « *la Saint-Valentin* ») et la tempête "*Petra*" se sont produites lors d'une période de vives-eaux. La tempête "*Ruzica*" est caractérisée par un pic unique plus faible ( $H_s = 6.26$  m) de la hauteur significative des vagues que lors des autres tempêtes de l'hiver 2013/2014 et que pour la tempête "*Joachim*" (Figure 190, Tableau 23). Cette tempête extratropicale est concomitante à une pleine mer de vives-eaux. La tempête "*Joachim*" fait référence historiquement au même titre que la tempête "*Xynthia*" en Bretagne Sud et sur le littoral du Sud-Ouest de la France. Cette tempête est caractérisée par

la hauteur significative enregistrée ( $H_s = 7.96$  m) la plus importante depuis la mise en service de la bouée au large (Plateau-du-Four) en 2010. Le pic de tempête couvre une période de basse et de pleine mer de morte-eau.

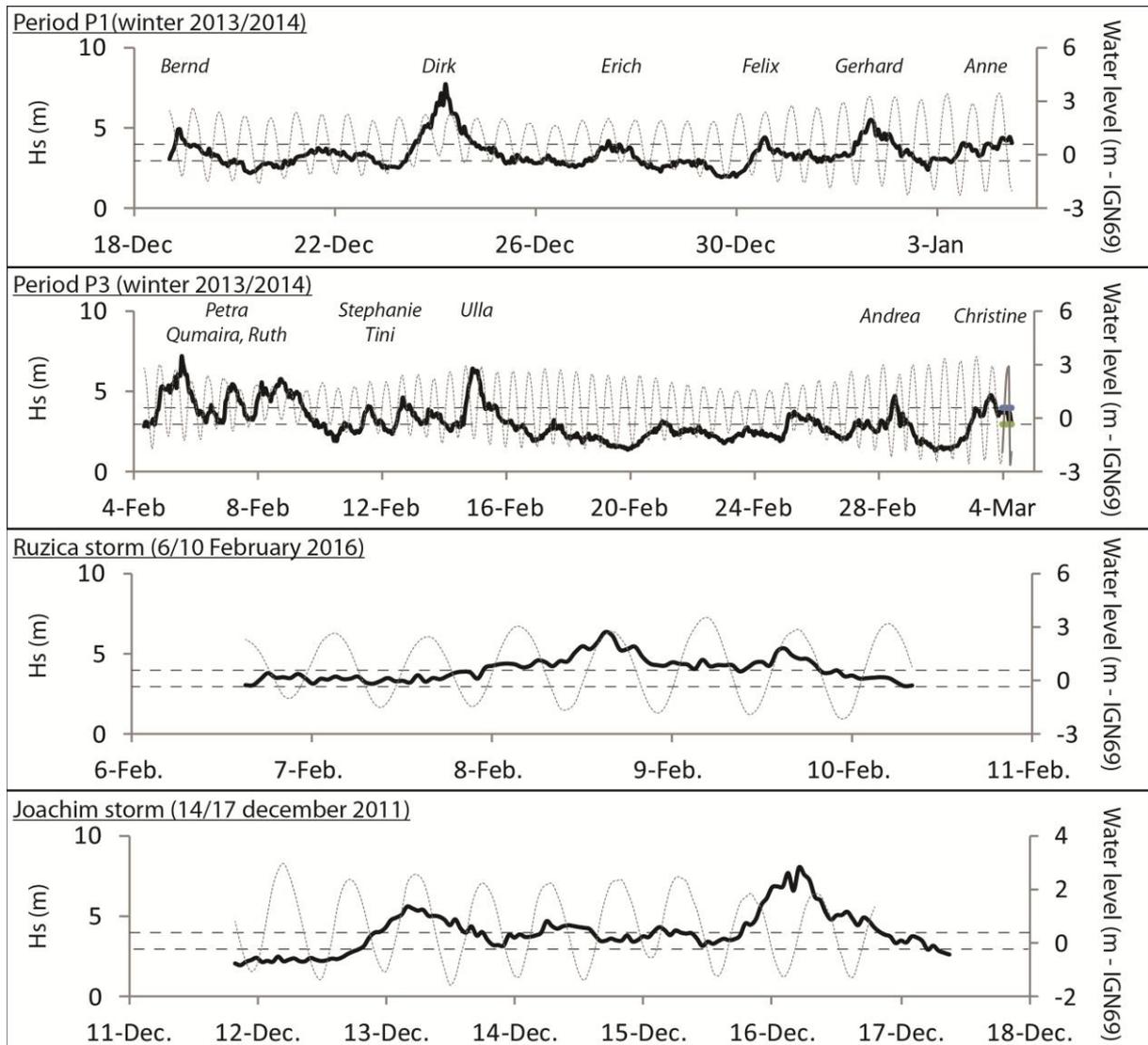


Figure 190. Hauteur significative des vagues au large (Plateau-du-Four) et niveaux d'eau (marégraphe du port du Croesty) lors des deux périodes de tempêtes de l'hiver 2013/2014 (P1 et P3), lors de la tempête Ruzica de février 2016 et pour la tempête Joachim de décembre 2011.

Storm name/serie		Date (Hs>2,99m)		Hs at peak
P1	Bernd	18-Dec-13 17:00	19-Dec-13 19:00	4,84
	Dirk	23-Dec-13 11:00	25-Dec-13 09:00	7,64
	Erich	27-Dec-13 04:00	28-Dec-13 02:00	4,12
	Felix, Gerhard, Anne	30-Dec-13 08:00	4-Jan-14 12:00	5,41
P3	Petra, Qumaira, Ruth	4-Feb-14 07:00	10-Feb-14 00:00	7,12
	Stephanie	11-Feb-14 10:00	12-Feb-14 02:00	4,07
	Tini	12-Feb-14 10:00	14-Feb-14 03:00	4,6
	Ulla (Valentine day)	14-Feb-14 16:00	16-Feb-14 06:00	6,37
	Andrea	28-Feb-14 06:00	1-Mar-14 00:00	4,69
	Christine	3-Mar-14 23:00	4-Mar-14 06:00	4,76
Ruzica		6-Feb-16 15:00	10-Feb-16 08:00	6,26
Joachim		12-Dec-11 20:00	17-Dec-11 09:00	7,96

Tableau 23. Dates et noms des principaux événements tempétueux et hauteur significative des vagues au large associé au pic des tempêtes.

La tempête "Ruzica" a été bien plus morphogène sur le littoral de Bretagne Sud que les séries de tempêtes de l'hiver extrême 2013/2014 (Périodes P1 et P2). Les plages de La Turballe et de Pénestin présentent une érosion très importante (Figure 191). Au niveau de La Turballe, l'altitude de la section réfléchive s'abaisse dans sa totalité de 30 à 75 centimètres entraînant un déplacement sédimentaire vers la rupture de pente. Le profil passe d'un état intermédiaire (*Low Tide Terrasse*) à un état réfléchif. Le secteur du pied de dune est largement érodé et présente un recul pluri-métrique. L'ensemble des profils présente des amplitudes de variation historique sur l'ensemble des suivis depuis décembre 2013. A Pénestin, un affouillement du sédiment de plus d'un mètre est observé en pied d'enrochement, la partie supérieure du profil est érodée et le sédiment se dépose en section intertidale moyenne et basse. Cependant, la partie dissipative de plage ne présente pas de variations topographiques marquées comme observées suite à la période de tempête P1 de l'hiver 2013/2014. Les variations d'altitudes à Bétahon sont moins importantes. Exceptée une érosion du pied de dune d'environ 1 mètre, le profil présente une configuration morphologique proche de celle post période P1 et P3. La bordure interne du platier vaseux recule vers le large mais d'une amplitude moins importante qu'en fin de période P3. Il convient de noter que le platier présente une baisse d'altitude de 10 à 30 centimètre par rapport au dernier levé réalisé avant la tempête "Ruzica". Sur la plage de Suscinio, la morphologie post-"Ruzica" est également relativement proche de celle observée suite à la série tempête de la deuxième période fortement énergétique (P3) de l'hiver 2013/2014. La rupture de pente est localisée en même position mais la section dissipative située à l'Est de la plage présente une altitude plus élevée. L'impact de la tempête "Joachim" sur le profil de plage est plus analogue à celui de la période de tempête P1, sur la partie intertidale du profil. Un bombement sédimentaire (passage d'une pente régulière à une pente concave) est observé en amont de la rupture de pente, qui est plus en avant, vers le large. Notons

qu'entre la fin de l'année 2011 et le début de l'année 2013, une érosion majeure du secteur dunaire s'est produite.

Lors de la tempête "Ruzica", les variations morphologiques des plages orientées Nord-Sud du linéaire côtier de la baie de Vilaine ont été largement plus importante que les zones littorales orientées Ouest-Est (Figure 191). De même, cette tempête ponctuelle a été aussi morphogène que les séries de tempêtes extrêmes de l'hiver 2013/2014 pour les plages orientées Est-Ouest, et bien plus sur les plages de La Turballe et Pénestin. Comparées à une tempête référence, Joachim, les variations morphologiques des profils de plage lors de *Ruzica* sont également bien plus importantes sur l'ensemble du littoral. Cependant, on note que la section vaseuse de Bétahon est moins érodée, notamment la section du platier vaseux proche de la rupture de pente, suite à l'impact de la tempête ponctuelle qu'après les *clusters* de tempêtes de l'hiver 2013/2014.

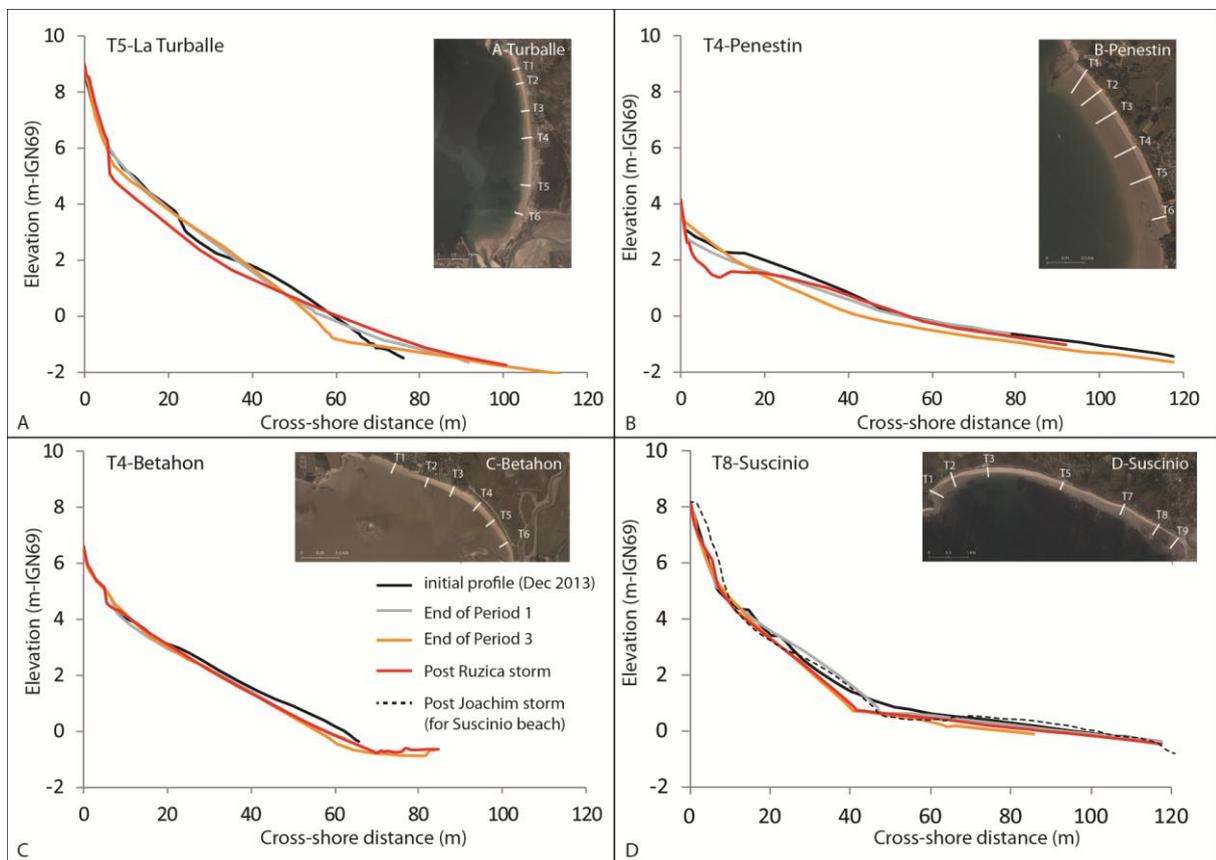


Figure 191. Variations morphologiques des profils transversaux de quatre plages du littoral de Bretagne Sud.

L'analyse des variations morphologiques de quatre plages de Bretagne Sud a mis en évidence qu'une tempête ponctuelle peut être beaucoup plus morphogène que les séries de tempêtes exceptionnelles de l'hiver 2013/2014. Mais ces impacts sont variables et plus ou moins important suivant l'orientation de la plage. Ainsi l'impact majeur de la tempête "Ruzica" est observé sur les plages de Pénestin et de La Turballe qui sont localisées sur la côte orientée Nord-Sud du littoral. Différents éléments de discussion permettent d'expliquer ces impacts contrastés sur le littoral de la baie de Vilaine. Les paramètres clés de l'évaluation

du potentiel morphogène d'un épisode tempétueux sur les plages du littoral de Bretagne Sud sont détaillés ci-dessous. Ils reprennent entre autre les éléments de discussion engagés dans l'article portant sur le bilan morphologique de l'hiver 2013/2014.

Le premier point s'articule autour des trajectoires des tempêtes en Atlantique Nord-Ouest qui influencent directement l'angle d'incidence de la houle depuis le large (Parise *et al.*, 2009 ; Cariolet *et al.*, 2010 ; Grzegorzewski *et al.*, 2011 ; Guimaraes *et al.*, 2014 ; Mahabot *et al.*, 2017). L'orientation de la houle est variable lors des périodes et événements tempétueux étudiés. On remarque que lors des périodes P1 et P3 de l'hiver 2013/2014, les houles sont globalement en provenance de l'Ouest/Sud-Ouest (Figure 192). C'est également le cas lors de la tempête "Joachim". Des épisodes de houles de fortes hauteurs orientées vers le Nord sont observés pendant la deuxième série de tempêtes (période P3). Lors de la tempête "Ruzica", les houles sont quant à elles en provenance directe de l'Ouest. Lors de cet événement ponctuel, les littoraux de Pénestin et La Turballe sont donc impactés de front par les houles (incidence réduite). L'effet de surcote et de *set-up* sur les plages peut-être accentué localement par le vent des tempêtes et peut entraîner des niveaux d'eau extrêmes lors des périodes de pleines mers de vives-eaux. La Figure 193 montre le lien entre l'orientation du vent et la surcote au port du Crouesty (côte orientée selon un axe est-Ouest). Les vents en provenance du Sud et Sud-Ouest sont associés à des surcotes les plus fortes. Les vents orientés vers l'Ouest sont quant à eux associés à des surcotes moindres. De ce fait, une surcote locale pourrait être plus importante avec des vents en provenance de l'Ouest sur les sites de La Turballe et Pénestin lors de la tempête "Ruzica". Or, la concomitance d'un niveau d'eau extrême (atteint lors des marées de vives-eaux) et d'un maximum de la hauteur significative de la houle lors des tempêtes induit un recul du trait de côte et des changements morphologiques majeurs (Lee *et al.*, 1998 ; Dong *et al.*, 2015 ; Masselink *et al.*, 2015, 2016 ; Blaise *et al.*, 2015). Une érosion majeure du haut de plage peut alors se produire comme observée lors de la tempête "Ruzica" sur le littoral orienté Nord/Sud. Un recul important du pied de dune est associé à un transport sédimentaire de la partie haute réfléchive vers la rupture de pente. Bien que les périodes des vagues lors des événements ne soit pas analysées dans ce travail, il convient de noter que plus la période des vagues est longue plus le volume érodé en pied de dune est potentiellement important (Den Heijer *et al.*, 2005, 2013 ; Van Gent *et al.*, 2008). Deux autres éléments essentiels à prendre en compte dans la compréhension de la réponse des littoraux de baie de Vilaine aux séries de tempêtes ou à une tempête unique est l'état morphologique initial de la plage et le stock sédimentaire disponible sur la section intertidale et dunaire avant l'impact des tempêtes (Qi *et al.*, 2010 ; Ciavola & Coco, 2017). La Figure 195 présente un schéma conceptuel du rôle potentiel de la morphologie initiale d'un profil *cross-shore* intermédiaire sur l'impact de deux *cluster* ou événements ponctuels de tempêtes d'énergie relativement semblable et séparés par une période de conditions d'agitation plus modérée.

En résumé, la trajectoire de la tempête impacte directement l'orientation des houles et des vents. Les plages de la baie de Vilaine présentent donc un alignement différent face aux houles et aux vents. Lors des moments de pleines mers de vives-eaux, la concomitance d'une hauteur significative maximale au large en phase à un niveau d'eau sur la plage extrême (induit par la surcote et le *set-up* local génère par le vent et la baisse de pression), va être plus ou moins morphogène suivant l'orientation du littoral (Figure 194). Ces observations sont en accord avec les travaux de [Harley et al. \(2017\)](#). Par conséquent, une tempête ponctuelle dont l'ensemble des caractéristiques hydrodynamiques induit une incidence frontale des vagues et du vent par rapport au trait de côte sera bien plus morphogène qu'une série longue de tempêtes non frontales.

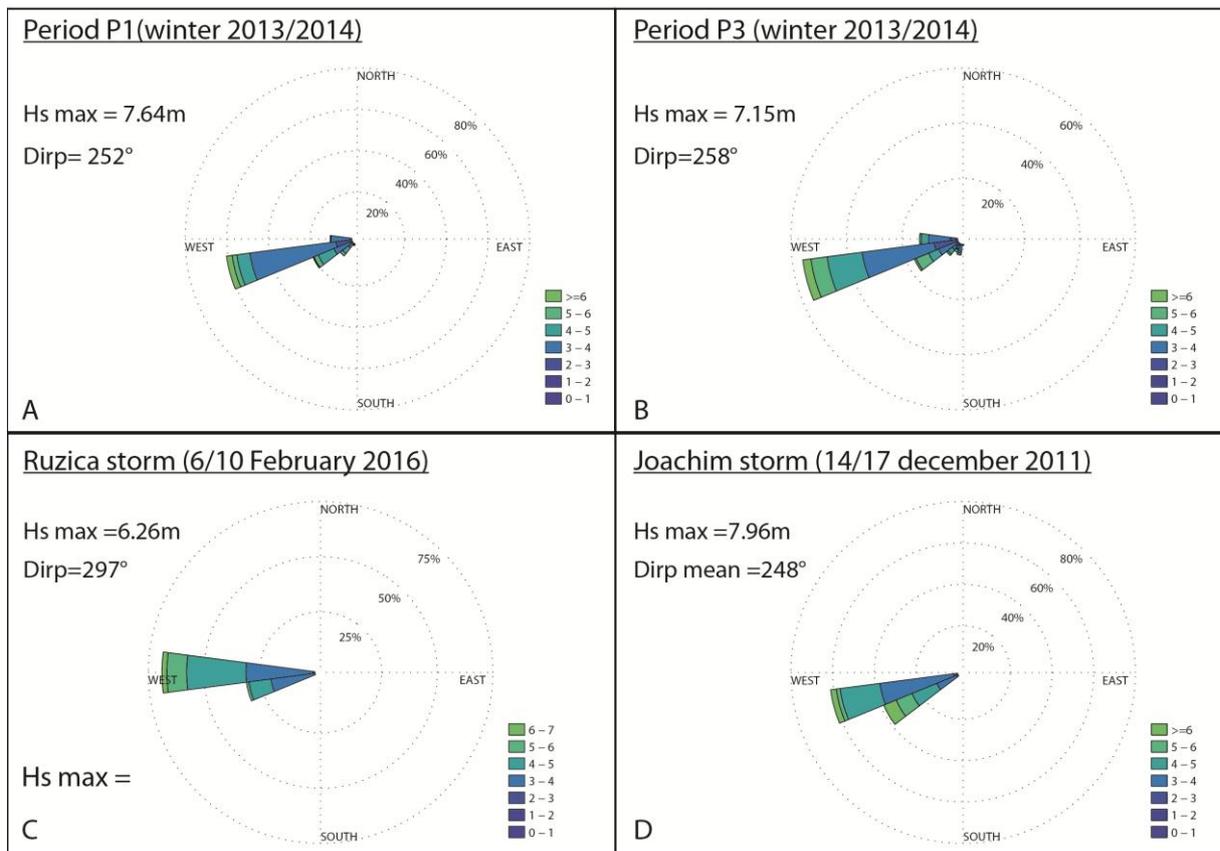


Figure 192. Répartition directionnelle des hauteurs significatives des houles lors des différentes périodes tempétueuses et tempêtes isolées. A période P1 de l'hiver 2013/2014 ; B. Période P3 de l'hiver 2013/2014 ; C. Tempêtes *Ruzica* de février 2016 ; D. Tempête Joachim de décembre 2011.

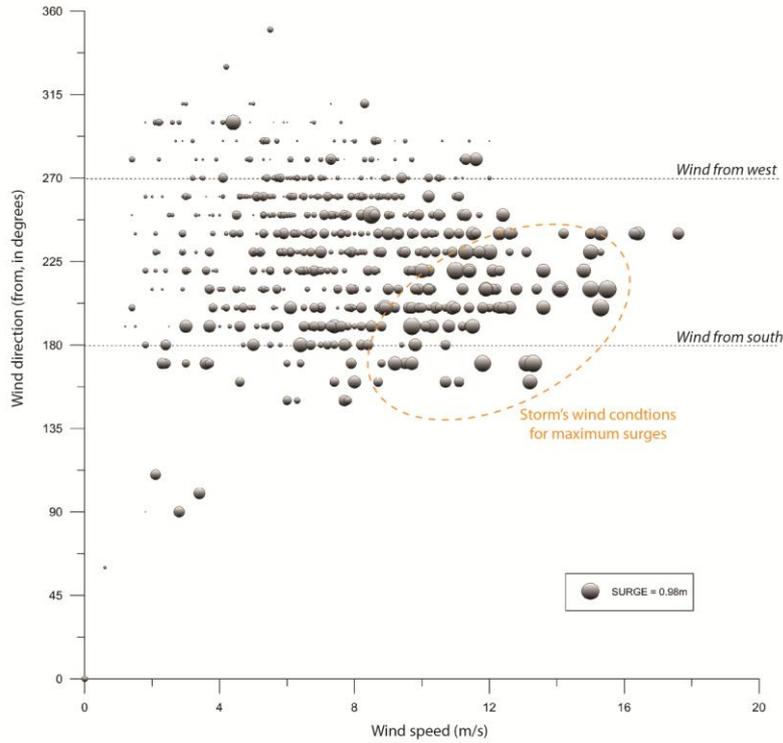


Figure 193. Relation entre les surcotes positives, les directions et les vitesses des vents lors des épisodes de tempêtes de l'hiver 2013/2014.

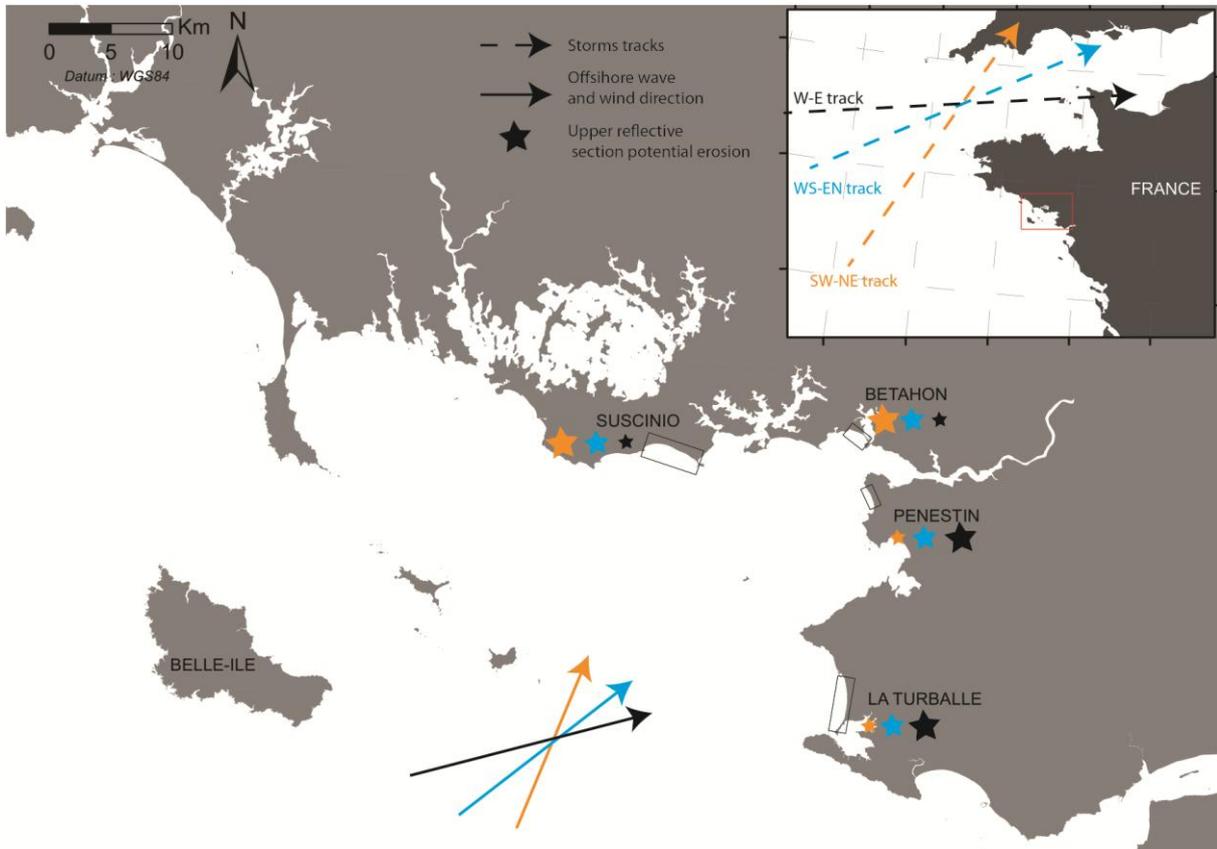


Figure 194. Schéma conceptuel du potentiel érosif de la section dunaire et réfléctive supérieure des plages de la baie de Vilaine suivant la trajectoire d'une tempête ponctuelle (induisant l'orientation des houles). Les orientations des vents sont considérées dans le même sens que celles des vagues.

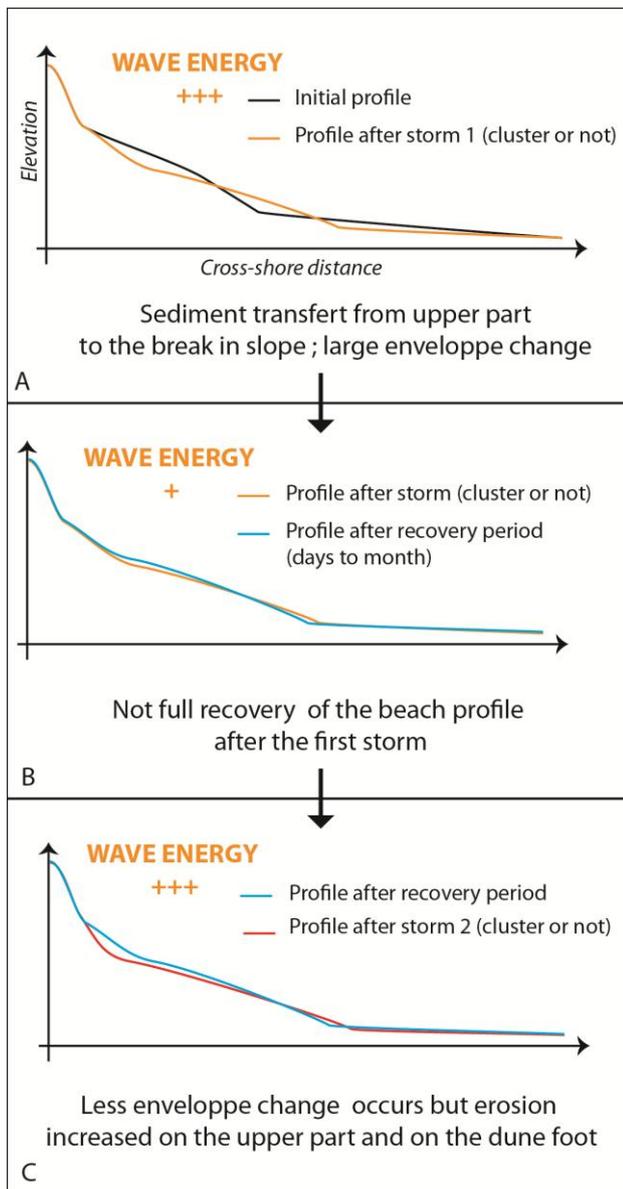


Figure 195. Schéma conceptuel de l'impact morphologique de deux *clusters* successifs de tempêtes de haute énergie sur un profil de type intermédiaire.

## II. MORPHODYNAMIQUE D'UN PLAGE MIXTE ET DES SYSTEMES DE *RIDGES AND RUNNELS* DU PLATIER VASEUX

Cette seconde partie s'articule autour de la discussion du morphodynamisme de la plage de sédiments mixtes de Bétahon et des interactions entre la section réfléchive sableuse et la section dissipative vaseuse. Plus particulièrement, la dynamique morpho-sédimentaire saisonnière des systèmes de *ridges and runnels* observés sur le platier vaseux est discutée. Cette partie est présentée sous forme de deux articles scientifiques. Un complément de discussion est proposé dans un dernier point portant sur la capacité d'érosion du platier vaseux par les vagues et le lien avec les caractéristiques physiques des sédiments.

### II.A. (Article) Morphodynamic of a sandy-muddy macrotidal estuarine beach under contrasted energy conditions (Vilaine estuary, France)

La morpho-dynamique à court-terme de la plage sablo-vaseuse de Bétahon est discutée dans cet article publié dans la revue *Journal of Coastal Research*. Les variations morpho-sédimentaires de la section réfléchive non-cohésive et de la section dissipative vaseuse ainsi que l'hydrodynamisme associé à des conditions de haute et de basse énergie sont détaillés et discutés dans cet article.

#### Référence :

Morio O., Sedrati M., Goubert E., Floc'h F., Furgerot L., and Garlan T. 2016. *Morphodynamic of a sandy-muddy macrotidal estuarine beach under contrasted energy conditions (Vilaine estuary, France)*. In: Vila-Concejo, A.; Bruce, E.; Kennedy, D.M., and McCarroll, R.J. (eds.) - Proceedings of the 14th International Coastal Symposium (Sydney, Australia). *Journal of Coastal Research*, Special Issue No. 75, 258-262. Coconut Creek (Florida), ISSN 0749-0208, 2016.



## Morphodynamic of a sandy-muddy macrotidal estuarine beach under contrasted energy conditions (Vilaine estuary, France).



Morio O.<sup>†</sup>, Sedrati M.<sup>†</sup>, Goubert E.<sup>†</sup>, Floc'h F.<sup>\*\*</sup>, Furgerot L.<sup>†</sup> and Garlan T.<sup>\*\*</sup>

<sup>†</sup> Equipe Géosciences Marines et Géomorphologie du Littoral  
Domaines Océaniques UMR6538 GMGL  
Université de Bretagne Sud,

<sup>\*\*</sup>SHOM  
Department  
Brest, France  
Domaines Océaniques UMR6538 UBO  
Institut Universitaire Européen de la Mer  
Plouzané, France

www.cerf-jcr.org



### ABSTRACT

Morio, O.; Sedrati, M.; Goubert, E.; Floc'h F.; Furgerot L., and Garlan, T., 2016. Morphodynamic of a sandy-muddy macrotidal estuarine beach under contrasted energy conditions (Vilaine estuary, France). In: Vila-Concejo, A.; Bruce, E.; Kennedy, D.M., and McCarroll, R.J. (eds.), *Proceedings of the 14th International Coastal Symposium* (Sydney, Australia). *Journal of Coastal Research*, Special Issue No. 75, pp. 258-262. Coconut Creek (Florida), ISSN 0749-0208

www.JCRonline.org

Estuarine and bay beaches are important areas for human activities. These beaches are variably affected by tides, waves, and winds that can commonly generate marked topographic and sedimentological contrasts. Betahon beach (South Brittany, France) is an intermediate-type beach exhibiting a low-tide terrace linked to a steeply sloping gravelly-sandy upper foreshore, and separated by a shore-parallel bluff from a mudflat on the lower foreshore. The beach exhibits linear ridge and runnel (R-R) bedforms perpendicular to the shoreline. Seasonal monitoring of the beach shows mudflat accretion by fluid mud deposition and erosion of R-R bedforms. A core obtained from the mudflat shows alternations of mud and sand. In order to understand the *cross-shore* dynamics of the beach, topographic surveys and wave and current monitoring were carried out during two contrasting energy conditions. Bed return flows occurred during high-energy events, inducing an infill of runnels by non-cohesive fine sediments and coarser sediments from the reflective upper beach. During low-energy conditions, a longshore flow channel was identified between the shore-parallel low-tide terrace bluff and the mudflat. Throughout the tide, on-shore currents prevailed over the mudflat, inducing the filling of runnels and the base of the bluff with fluid mud.

**ADDITIONAL INDEX WORDS:** *Estuarine beach, Mixed-sediment, Intertidal mudflat, Ridge and runnels.*

### INTRODUCTION

Beaches in estuarine and deeply embayed settings with large tidal ranges typically exhibit two contrasting morphosedimentary types (Anthony, 2009). The upper beach commonly consists of sand, and sometimes gravel, associated with energetic conditions at high tide, and steep slopes, whereas the lower beach commonly evolves in a lower-energy low-tide context associated with gentle slopes and fine-grained sedimentation. Estuarine and deeply embayed beaches are very important areas for human activities (sailing, shellfish farming). Depending on local hydrodynamics and sediment sources, these beaches are exposed to periodic or permanent inputs of clay/silt sediments (Anthony *et al.*, 2011, 2015, Gensac *et al.* 2015). The Vilaine and Seine estuaries, and Arcachon bay are fine examples of such environments in France, whereas Plymouth bay and the Severn estuary in the UK, and the French Guiana coast are also representative of these settings (Le Hir *et al.*, 2000, Anthony *et al.* 2008, Goubert *et al.*, 2010). However, studies devoted to mixed sandy-muddy beaches are relatively rare

(Anthony *et al.*, 2015).

Betahon beach, in the Vilaine River estuary (France) is a good example of a mixed beach comprising a reflective gravelly/sandy upper foreshore and a large dissipative lower foreshore mudflat. On this beach with strongly contrasting sediment types, the dune front and the break of slope separating the upper and lower foreshores are commonly subject to erosion under stormy conditions. Ridges and runnels (R-R) also occur on the mudflat. These forms and the patterns they exhibit have been the object of various studies (e.g., Le Hir *et al.* 2000, Williams *et al.* 2008, Carling *et al.* 2009, Friedrich, 2011). The mudflat sediments show alternations of sand and mud that reflect two distinct morphosedimentary regimes, respectively cohesive and non-cohesive. In order to identify the processes associated with each of these two regimes, a study was conducted on the hydrodynamic, topographic and sedimentological characteristics of the reflective and dissipative parts of Betahon beach under high and low energy conditions, along a *cross-shore* profile. Based on the observations and measurements, a conceptual model is proposed. The paper provides preliminary results that are part of a larger timescale study of Betahon beach that includes seasonal 3D topographic and sedimentary surveys that will be presented in a future paper.

DOI: 10.2112/SI75-XXX.1 received Day Month Year;  
accepted in revision Day Month Year.

\*Corresponding author: patricio.catalan@usm.cl

## ENVIRONMENTAL SETTINGS

The Vilaine River estuary lies on the south coast of Brittany, within Vilaine bay, a triangular re-entrant flanked by rocky coasts (Figure 1a). The bay is separated from the North Atlantic Ocean by a large shoal stretching from the Quiberon peninsula to the tip of the Croisic peninsula and a string of islands. The geology of Vilaine bay has been described by Goubert and Meunier (2005). The bay attains a maximum depth of 30 m, and is partially protected by the shoal from westerly waves (Vested *et al.*, 2013). The Vilaine is a meso-macrotidal estuary (tide range from 2.5 to 5 m at neaps and springs respectively), and consists of three sectors: a meandering inner estuary, a rectilinear intermediate estuary and an outer estuary (figure 1a) totally infilled by marine mud (Goubert *et al.* 2010).

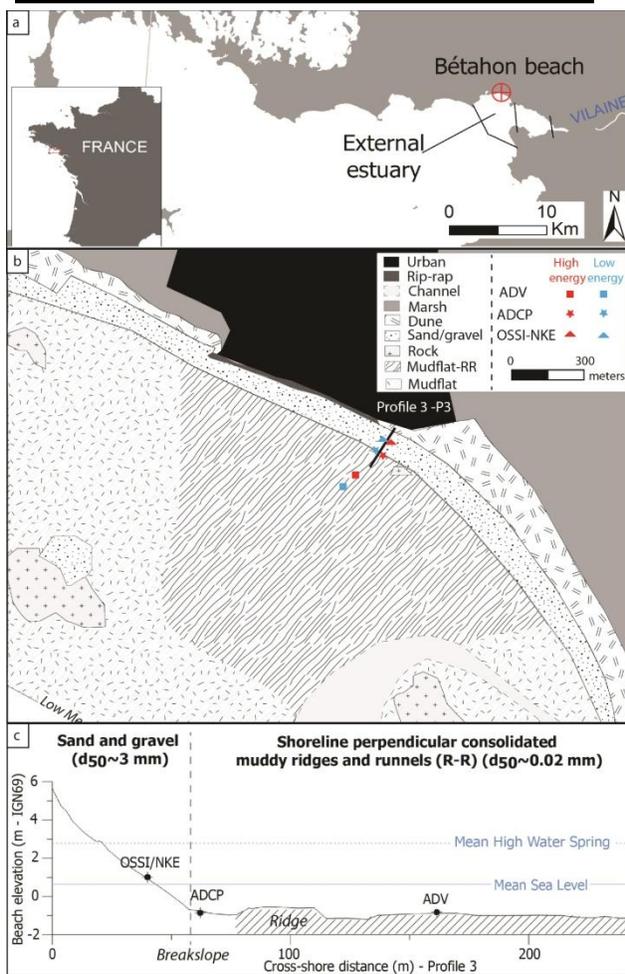


Figure 1. (A) Location of the study area (B) Morphological features of Bétahon beach, location of the central profile (P3) and instruments (C) Location of sensors over the central *cross-shore* beach profile (P3).

Bétahon beach is located in the outer estuary (Figure 1a). Compared to adjacent areas of the South Brittany coast, which are sandy, Bétahon beach is a former spit exhibiting an atypical intertidal zone (Figure 1b). The general morphology of the beach may be characterized as Low Tide Terrace (LTT)

according to the beach classification of Wright and Short (1984). The upper, steeply sloping part of the beach consists of sand and gravel (figure 1c). Sediment grain sizes (according to the Udden-Wentworth classification) range from fine/medium sand to gravel. In total contrast to the upper intertidal beach, the lower intertidal beach is a large mudflat (Figure 1b, 1c). At the transition between sand/gravel and silt/clay, fine sand occurs just below the break in slope between the mudflat and the upper part of the beach. The mudflat is characterized by a mixture of soft mud/sand commonly exhibiting a complex series of *ridges and runnels* (R-R) perpendicular to the shoreline. Ridge mud cliffs (90°) are 10 to 40 cm high and the distance between two *ridges* is very variable, ranging from 20 cm to 2 m (cf. figure 2 a). Seasonal monitoring of the beach shows that the mudflat is characterized by a variable topography and morphology. The runnels on the mudflat can be totally infilled by fluid mud and the mudflat elevation can increase by up to 60 cm.

## METHODS

In order to understand the hydro-morpho-sedimentary dynamics of Bétahon beach, two field experiments were conducted on the topography and sediment and hydrodynamic conditions affecting the beach under different energy conditions. The first experiment was conducted between February 28<sup>th</sup> and March 06<sup>th</sup> 2014 under high-energy conditions (maximum offshore wave height = 4.9 m, maximum wind speed = 12 m.s<sup>-1</sup>, wind direction = SW). The second experiment took place from June 10<sup>th</sup> to June 19<sup>th</sup> 2014 under low-energy conditions (maximum offshore significant wave height = 1.08 m, maximum wind speed = 6 m.s<sup>-1</sup>, wind direction = NE). Both experiments took place under similar spring tide conditions. Topographic surveys were carried out at daytime using a Leica Total Station TS20 (accuracy = ±3 mm) across a central *cross-shore* beach profile (P3 - figure 1b). Photographic surveys of the beach were also conducted during the field experiments. The complexity of the R-R morphology requires 3D topographic monitoring. In this study, only the photographic surveys and measurements (June experiment) are used to highlight mudflat variations. Regarding waves and currents, a pressure sensor (NKE-SP2 or OSSI 003-003C) was deployed on the reflective section of the beach (figure 1c). A 6MHz Acoustic Doppler Currentmeter (ADV) was installed at ca. 100/150 m after the break in slope, on a ridge (cell measurement at 0.15 m above the bed). An additional 1200 kHz Workhorse Sentinel Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) was deployed ca. 2 m below the beach break in slope (at about the limit between the dissipative and the reflective parts of the beach) to characterize currents between the break in slope and the mudflat (cell measurement 0.65 m above the bed). For each instrument, velocity data were burst-averaged (mean velocities for 5 to 9 min burst data at a 2Hz sampling rate). Geographical currents were rotated on the *cross-shore* (U) and *alongshore* (V) components of the beach shoreline. Burst-averaged water levels and wave

characteristics were spectrally derived for each instrument from atmospheric-corrected pressure data.

## RESULTS

### High/moderate energy conditions

Significant wave height reached 0.75 m (peak periods were from 9 to 20 s) for storm 1, and 1.33 m during storm 2 (figure 2a). Wave height increased from the lower dissipative foreshore to the upper reflective part of the beach (0.75 m to 1.04 m in the course of storm 1). The upper reflective beach showed significant topographic variations. Storm 1 induced a lowering of the beach profile, and changes in profile shape. The lower concave part of the beach (P3 - central profile) became convex following accretion, whereas the convex central and upper parts became concave following erosion (figure 3a), inducing a new equilibrium profile. Although storm 2 was more energetic, topographic variations were less significant due to the previous equilibrium state of the beach. A seaward movement of the break in slope occurred during the two storms (+1.1 m for storm 1 and +3.1 m for storm 2). Erosion of the shore-parallel bluff on the mudflat occurred during the February 28<sup>th</sup> storm, with a seaward movement of the shore-parallel bluff and a reduction of ridge size (figure 3a - photography). Changes in mudflat elevation that could have occurred after storm 1 cannot be ascertained due to the complexity of the R-R system on the mudflat, human errors and disturbance of the topography during the field study. During storm 2, infilling of runnels by fine and coarse non-cohesive particles occurred. Perpendicular and parallel *ridges* cut into bluffs were eroded, leading to the breakdown of slumped mud blocks that were progressively

disintegrated into mud pebbles. Focusing on storm 1 (tide 1 - figure 2a), bed return flows throughout the tide were mainly *cross-shore*-oriented over the ridge (ADV). Mean *cross-shore* velocities reached  $0.12 \text{ m.s}^{-1}$  at the start and the end of the tide (when the relative wave height was highest) (figure 3a). Stronger currents were mainly *longshore*-directed and channeled between the shore-parallel mudflat bluff and the break in slope (ADCP - figure 2a). Under moderate energy conditions ( $H_s \leq 0.6 \text{ m}$ ), currents at the ADCP location were dominantly alongshore whereas, over the ridge (ADV location), *cross-shore* dominant undertows were identified at the beginning and at the end of the tide. Currents were onshore-directed when water levels increased (figure 2a). The break in slope migrated landward following the energetic events (figure 3a).

### Low energy conditions

Maximum and minimum wave heights (peak periods from 7 to 15 s) reached respectively 0.16 m during the spring tide and 0.04 m at the end of the field experiment. No variation in  $H_s$  occurred between the mudflat and the reflective part of the beach (figure 2b). Insignificant topographic variations were identified (figure 3b). A 0.2 m landward movement of the break in slope occurred with the increasing tidal range. Micro-morphological features, such as berms, disappeared in the course of the field experiment. Fluid mud deposits (silt and clay) of up to  $4.9 \text{ cm} \pm 0.3 \text{ cm}$  in front of the ridge and  $2 \text{ cm} \pm 0.3 \text{ cm}$  near the break in slope were monitored using iron accretion pins. Runnels were also filled by fluid mud (figure 2b - photography).

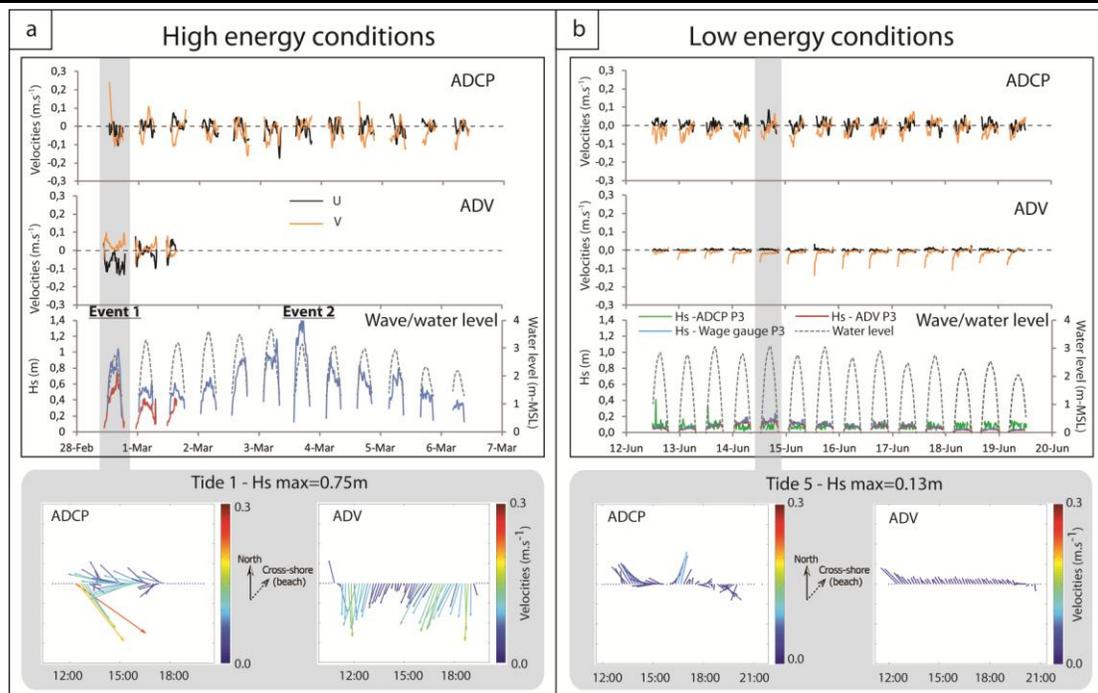


Figure 2. Wave characteristics/water levels at wave gauge and ADV locations; Mean *cross-shore* (U - positive landward) and *longshore* currents (V - positive to shipping channel) at ADCP and ADV locations, (A) Under high and moderate energy conditions and focused on tide 1/storm 1 (B) Under low energy conditions and focused on tide 5.

Variations of the mudflat altitude in figure 2b are artifacts due to the complex topography. Throughout almost the entire tide onshore currents, and alongshore-dominant currents, were measured over the ridge (ADV), (figure 2b). Mean longshore velocities reached a maximum of 0.05 to 0.1  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$  during the first burst. Net onshore velocities of 0.02-0.03  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$  during the flood phase were measured. Offshore-directed ebb currents were extremely weak ( $<1 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ ) up to the final measured burst of tide. The *cross-shore* currents were almost zero. Velocities at the ADCP location were slightly stronger (0.05 to 0.1  $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$ ). Currents followed a preferential flow corridor between the break in slope and the mud cliff-flat bluff. Circular flow patterns were also observed on this part of the beach.

### DISCUSSION/CONCEPTUAL MODEL

A conceptual model of *cross-shore* dynamics of this Low Tide Terrace estuarine sandy-muddy beach is developed (figure 4). This conceptual scheme is based on observations and measurements realized during the two field experiments and coupled with seasonal observations of the central part of the beach. During high and moderate energy conditions (figure 4a), the upper reflective profile of the beach shows a classical erosion and sediments are exported to the break in slope (Masselink and Hegges 1995, Masselink *et al.* 2006). This dynamics is associated with bed and return flows under breakers, leading to infill of the mudflat runnels by coarser sediments (Le Hir *et al.* 2000, Anthony *et al.* 2008). Currents in runnels are channelled and must be stronger than on the

ridges according to William *et al.*, 2008. The shore-perpendicular and parallel flanks of the mud ridge are eroded and the slumped blocks broken down by waves to form mud pebbles. This erosion could be reinforced by blasting by coarse sand transported in offshore bed-return flows (Carling *et al.*, 2009). Mud pebbles can be progressively broken down until they become finally fluidized into suspension load (Gensac *et al.* 2015) transported seaward by undertow currents.

Under low energy conditions (figure 4b), currents are onshore and longshore-dominant throughout almost the whole tide on the ridge, and channelled near the break in slope in a preferential alongshore flow corridor. Current in runnels may be also stronger (Williams *et al.*, 2008). Swash bore wash over and put in suspension fluid mud over the 1 km mudflat. Runnels are filled by water first. When water reaches the break in slope and overtops the ridge, sediments begin to settle down (Bassoullet *et al.*, 2000). Backwash currents on the reflective part of the beach are very weak (no breakers) and sediments can also settle down between the break in slope and the mudflat bluff and also in troughs between the runnels. Another hypothesis of a slow fluid-mud transport by onshore-longshore wave-driven currents (good correlation between relative wave height and current mean velocities) can also be proposed, following Gratiot *et al.* (2007) and Anthony *et al.* (2008). Ebb currents are virtually nil such that sediments can be trapped in runnels and near the break in slope as water retreats with the tidal excursion (figure 4b).

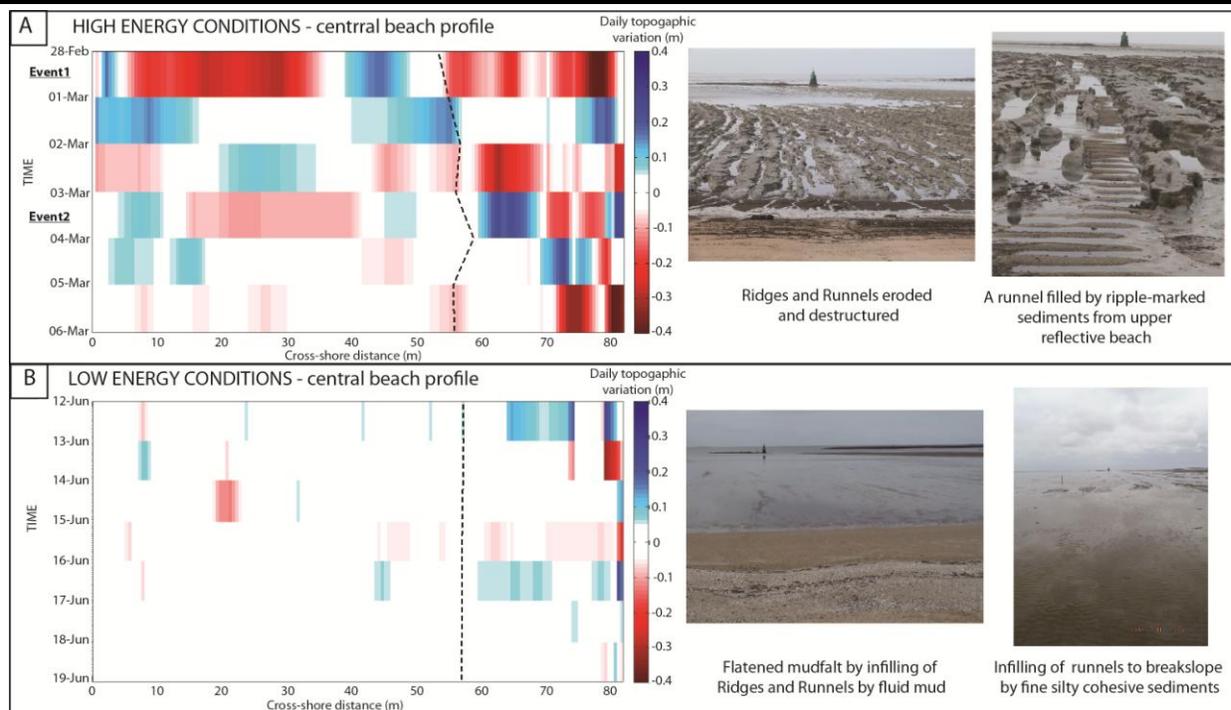


Figure 3. Daily topographic beach profile and morphological pattern photography - Sediment erosion in red and accretion in blue (A) Under high and moderate energy conditions – photography after storm 2 (B) Under low energy conditions – photography after a period of low energy conditions.

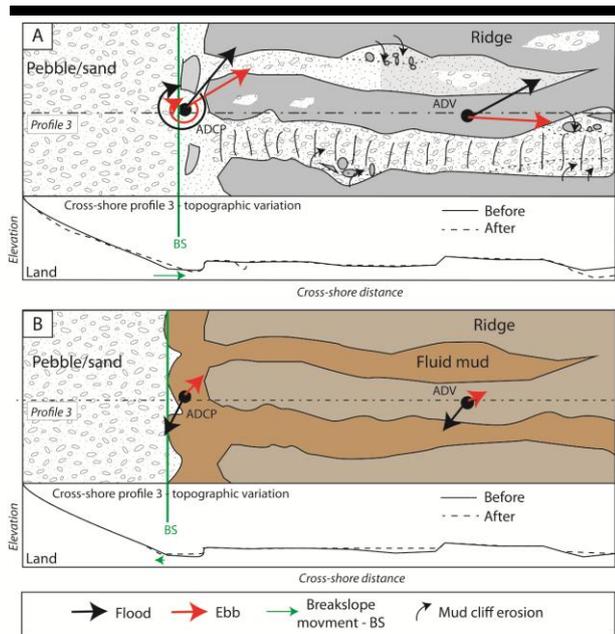


Figure 4. Conceptual model of cross-shore dynamics of Betahon beach (A) Under high/moderate energy conditions (March 2014). (B) Under low energy conditions (June 2014).

## CONCLUSIONS

The estuarine beach of Betahon shows two contrasting dynamics. In its central part, coarse non-cohesive sediments from the upper beach are displaced to fill runnels on the lower foreshore mudflat due to bed return flows under high-energy events. Under low energy conditions, runnels are filled by fine cohesive sediments leading to accretion of the mudflat. Successions of high and low energy conditions can also explain the alternations of sand and mud identified in a core sample from the mudflat. These results will help to understand the seasonal dynamics of this beach that should involve short term/monthly topographic and sedimentary monitoring, kite aerial imagery and photogrammetric analyses, core-drilling and mud shear resistance surveys.

## ACKNOWLEDGMENTS

This work is part of a 3 year-PhD project funded by Region Bretagne and Université de Bretagne Sud. The authors would like to acknowledge the French Hydrographic Office (SHOM), Université de Rennes (Lionel Allano), Mynivel Environnement for technical support during the field experiments. The authors wish to thank Dr. E. J. Anthony for general overview and English improvement of this paper.

## LITERATURE CITED

Anthony, E. J., 2009. Shore Processes and their palaeoenvironmental applications. *Developments in Marine Geology*. Amsterdam, Elsevier, 519p.  
 Anthony, E. J.; Dolique, F.; Gardel, A.; Gratiot, N.; Proisy, C., and Polidori, L., 2008. Nearshore intertidal topography and topographic-forcing mechanisms of an Amazon-derived mud bank in French Guiana. *Continental Shelf Research*, 28, 813-

822.  
 Anthony, E. J.; Dolique, F.; Gardel, A., and Marin, D., 2011. Contrasting sand beach morphodynamics in a mud-dominated setting: Cayenne, French Guiana. *Proceedings of the 11th International Coastal Symposium. Journal of Coastal Research*, Special Issue No. 64, pp. 30-34.  
 Anthony, E. J.; Gardel, A.; Dolique, F.; Brunier, G., and Péron, C., 2015. Mud Banks, Sand Flux, and Beach Morphodynamics: Montjoly Lagoon beach, French Guiana. In: Robin, M., and Maanan, M. (eds.), *Coastal Sediment Fluxes, Coastal Research Library*, pp. 75-90.  
 Bassoullet, P.; Hir, P. L.; Gouleau, D., and Robert, S., 2000. Sediment transport over an intertidal mudflat: field investigations and estimation of fluxes within the 'baie de Marenngres-Oleron' (France). *Continental Shelf Research*, 20, 1635-1653.  
 Carling, P. A.; Williams, J. J.; Croudace, I. W., and Amos, C. L., 2009. Formation of mud ridge and runnels in the intertidal zone of the Severn Estuary, UK. *Continental Shelf Research*, 29, 1913-1926.  
 Friedrichs, C. T., 2011. Tidal Flat Morphodynamics: a Synthesis. In: Flemming, B. W., and Hansom, J. D. (eds.), *Treatise on Estuarine and Coastal Science. Academic Press, Elsevier*, pp. 137-170.  
 Gensac, E.; Gardel, A.; Lesourd, S., and Brutier, L., 2015. Morphodynamic evolution of an intertidal mudflat under the influence of Amazon sediment supply – Kourou mud bank, French Guiana, South America. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 158, 53-62.  
 Goubert, E. and Menier, D., 2005. *Evolution morpho-sédimentologique de l'estuaire de la Vilaine de 1960 à 2003: valorisation des campagnes bathymétriques*. Report prepared by UBS for IAV, 104 p.  
 Gratiot, N.; Gardel, A., and Anthony, E. J., 2007. Trade-wind waves and mud dynamics on the French Guiana coast, South America: input from ERA-40 wave data and field investigations. *Marine Geology*, 236, 15-26.  
 Le Hir, P.; Roberts, W.; Cazaillet, O.; Christie, M.; Bassoullet, P., and Bacher, C., 2000. Characterization of intertidal flat hydrodynamics. *Continental Shelf Research*, 20, 1433-1459.  
 Masselink, G.; Kroon, A., and Davidson-Arnott, R. G. D., 2006. Morphodynamics of intertidal bars in wave-dominated coastal settings - A review. *Geomorphology*, 73, 33-49.  
 Masselink, G. and Hegge, B., 1995. Morphodynamics of meso- and macrotidal beaches: examples from central Queensland, Australia. *Marine Geology*, 129, 1-23.  
 Vested, H. J.; Tessier, C.; Christensen, B. B., and Goubert, E., 2013. Numerical modelling of morphodynamics—Vilaine Estuary. *Ocean Dynamics*, 63, 423-446.  
 Williams, J. J.; Carling, P. A.; Amos, C. L., and Thompson, C., 2008. Field investigation of ridge-runnel dynamics on an intertidal mudflat. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 79, 213-229.  
 Wright, L. D. and Short, A. D., 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis. *Marine Geology*, 56, 93-118.



**II.B. (Article) Kite Aerial Photography system for seasonal monitoring of morpho-sedimentary variations on a muddy-sandy macrotidal estuarine beach (Vilaine estuary, France)**

Le suivi du platier vaseux de Bétahon à moyen terme à été réalisé par suivi photogrammétrique à partir de prises de vues aériennes par cerf-volant. Ces variations altimétriques, la répartition sédimentaire de surface et la présence/absence de systèmes de *ridges and runnels* sont décrites et discutées vis-à-vis des conditions d'énergie au large et à partir des observations issues de l'analyse à court-terme. Un modèle conceptuel de la dynamique morphologique du platier vaseux et des *ridges and runnels* est proposé. Cette section du chapitre est retranscrite sous la forme d'un article scientifique qui va être très prochainement soumis à la revue "*Geo-marine letters*".

Référence :

Morio O., Goubert E., Sedrati M. Brunier G., Dantec N., Boivin J.P. and Garlan T. *Seasonal morpho-sedimentary dynamics of a mudflat on a mixed-sediment macrotidal estuarine beach (Vilaine estuary, France), using Kite Aerial Photography coupled to Structure-from-Motion photogrammetry* (in prep.).



## **Mudflat Ridges-and-Runnels system : a conceptual model of the seasonal morpho-sedimentary dynamics on a sandy-muddy macrotidal estuarine beach (Vilaine estuary, France)**

Morio O., Goubert E., Sedrati M., Brunier G., Dantec N., Boivin J.P. and Garlan T.

### **Abstract**

We are interested in the morphodynamics of estuarine and embayed beaches that can exhibit both three-dimensional complex morphologies and a high and rapid mobility of sediment cover. Betahon beach (South Brittany, France) is an estuarine macrotidal beach with an atypical intertidal area. This intermediate-type beach consists of a low-tide terrace covered with mudflats, linked to a gravelly-sandy upper shore. A system of complex muddy Ridges and Runnels (R-R), perpendicular to the shoreline, occurs temporarily on the lower foreshore, with a spanwise extension from the outer part of the mudflat to the break in slope of the beach. From June 2014 to February 2016, we used kite aerial photography combined to innovative Structure-from-Motion (SfM) photogrammetry workflow to monitor the morphodynamics of these fragile sedimentary patterns on Betahon beach, difficult to assess with classical topographic methods such as RTK-DGPS. Topographic and sediment dynamics are analysed using five field surveys. The results are discussed in terms of the incoming offshore wave power and meteorological conditions. The intertidal part of the lower shore is characterized by an alternation of muddy R-R system and planar surfaces. The R-R system shows variable patterns such as erosive one when the offshore waves energy is higher. The higher the energy, the lower the amount of fluid mud deposition and sand deposition occurs in runnels. The present R-R system appears to be associated with erosional bedform types. So, a conceptual model, based on wave energy, of this atypical mudflat, is developed. Finally, the extreme storminess of the winter of 2013/2014 led to intense erosion unveiling old R-R bedforms.

### **Highlights**

- The *cross-shore* muddy *ridges and runnels* (R-R) are erosional bedform types.
- Topographic data derived from low-cost kite aerial SfM photogrammetry.
- Alongshore and *cross-shore* R-R dynamics *versus* R-R mud and sand infill.
- Higher the wave power, lower the mudflat elevation, more irregular the R-R.
- An atypical sandy-muddy low-tide terrace type beach with muddy *ridges and runnels*.

## 1. Introduction

Estuarine and deeply embayed beaches are complex areas exhibiting tridimensional topographic and sedimentary variations. Extensive intertidal mudflats, temporary or permanent, can be observed along coasts and in estuaries (Anthony *et al.*, 2011, 2015, Gensac *et al.*, 2015). The Vilaine and Seine estuaries and Arcachon bay in France, the French Guiana coast in South America or Plymouth bay and the Severn estuary in the UK are some examples of such environments (Whitehouse *et al.*, 2000, Anthony *et al.*, 2008, Goubert *et al.*, 2010). Linear bedforms, consisting of muddy Ridges and Runnels (R-R), have been widely observed in soft and consolidated muddy intertidal areas. These particular bedforms have been described in several studies based on geomorphologic and hydrologic approaches (Allen, 1987, Bassoulet *et al.*, 2000, Le Hir *et al.* 2000, Whitehouse *et al.*, 2000, O'Brien *et al.* 2000, Williams *et al.*, 2008, and Carling *et al.*, 2009). In terms of geomorphology, the muddy R-R structures are generally oriented perpendicular to the shoreline, as reported in the Marennes-Oleron mudflat, but some cases of *longshore* oriented patterns have been observed in the Severn estuary mudflat sections. These bedforms can be divided into three classes based on their length and width: small-scale (less than 1 m in length), intermediate scale (1-10 m length) and large scale (10 m to several km in length). In hydrodynamic terms, these bedforms are described spanwise to streamwise in estuarine environment. R-R features have been associated with *erosional or depositional bedforms*, suggesting that they are hydrodynamically driven patterns.

Located in the outer estuary of the River Vilaine in South Brittany (France), the Betahon foreshore corresponds to a mixed muddy sandy estuarine environment comprising a reflective gravelly/sandy upper foreshore and a large dissipative lower foreshore mudflat. An R-R system, perpendicular to the shoreline, is temporarily formed on the mudflat with a streamwise to a spanwise orientation extending from the outer part of the foreshore to the break in slope of the beach (Morio *et al.* 2016). According to Allen's (1987) classification, this mudflat is characterized by an intermediate-scale R-R system (metric to submetric spacing). However, classical measurements by Global Positioning System (GPS) or Total Station are insufficient for monitoring of the morphological dynamics of these complex and fragile bedforms. For surveys of the R-R system, the main topographic investigations were carried out on *cross-shore* profiles using DGPS, Total station or benchmark measurements (O'Brien *et al.* 2000, Bassoulet *et al.*, 2000, Morio *et al.*, 2016), although these methods remain limited in terms of spatial and ground resolution (James *et al.*, 2013, Brunier *et al.*, 2016a). Terrestrial laser and echo sounding are other efficient methods, but they are expensive and difficult to implement or process for coastal monitoring (Jaud *et al.*, 2014, Jabbar *et al.*, 2015).

Optic based systems, supported by aircraft, drone, kite, video station, have been developed over the last two decades to obtain the topographic information over sandy or gravelly beaches (Holland and Holman, 1996, Almar *et al.*, 2008, James *et al.*, 2013, Jaud *et al.*, 2016, Brunier *et al.*, 2016a, 2016b). Photogrammetric techniques and new advances in computer vision system have improved coastal monitoring. The Structure-from-Motion photogrammetric (SfM) technique allows the reconstruction of a topographic model using multiple aerial overlapped images (Westoby *et al.*, 2015,

Brunier *et al.*, 2016b, Jaud *et al.*, 2016). Over two decades, this stereoscopic photogrammetric method has been developed to obtain high-definition tridimensional topography of terrains with a spatial resolution better than 50 cm and elevation accuracy of 10 cm. Kites were first used for aerial photography by archaeologists and meteorologists at the end of 19th century, while experiments with kite-based imaging systems have recently been carried out on intertidal areas (Bryson *et al.*, 2013, Roudaut *et al.*, 2014, Currier *et al.*, 2015, Bryson *et al.*, 2016). These latter studies focused on 2D and 3D mapping of sandy beaches and coral reefs as well as the identification of intertidal vegetation. This innovative rapid and low-cost method enables a long flight time with a large spatial coverage and significant overlap of images to produce high-resolution Digital Elevation Models (DEM) (Aber & Galazka, 2000, Smith *et al.*, 2009).

In this study, SfM photogrammetry from Kite Aerial Photography (KAP) was employed to observe the seasonal morpho-sedimentary variations of the Betahon mudflat from March 2014 to February 2016. In addition, hydrodynamic data were collected on the same period in order to explain the observed morphological variations of R-R system.

The aims of this paper are: i) to analyse topography and sedimentary variations of this atypical mudflat monitored over two years by KAP-SfM method; ii) to propose a conceptual model for R-R system dynamics, related to external forcing, for a muddy-sandy Low Tide Terrace (LTT) type foreshore.

## 1. Study site

The Vilaine River estuary is located on the south coast of Brittany (France) (Figure 196A) within an embayment (Vilaine bay) forming a triangular re-entrant flanked by rocky coasts. This bay is isolated from the direct influence of the North Atlantic Ocean, and partially protected from westerly swell, by a large shoal extending from the Quiberon peninsula and by a string of islands. The general hydrological and sedimentary dynamics of the estuary and bay have been described by Tessier *et al.* (2012) and Menier *et al.* (2014) and Traini *et al.* (2015). The Vilaine estuary is a meso- to macrotidal system with neap and spring tidal ranges of 2.5 m and 5 m, respectively. The estuary consists of three parts: (1) a meandering inner estuary, dominated by the tide and the release flow from Arzal dam; (2) a rectilinear intermediate estuary that shows extensive tidal flats exposed to waves and tidal flow (and less impact from release flow) and (3) an outer estuary (at the river mouth) which is governed by wave forcing and tidal flows (Goubert *et al.*, 2010). These three parts of the estuary are totally infilled by marine mud and intertidal mudflats are permanently backed up against the sandy/gravelly beaches of the estuary. According to Dalrymple & Choi (2007), the Vilaine estuary is transitional between a wave-dominated and a tidal-dominated system.

Betahon beach is a former spit (Stephan, 2011) located in the outer estuary of the Vilaine (Figure 196A). Compared to adjacent areas of the south Brittany coast, which are sandy, Betahon beach has an atypical one with a strong interaction between mud and sand on the intertidal zone (Figure 196B).

Following the classification of beaches due to Wright & Short (1984), the general morphology of the beach may be characterized as a Low Tide Terrace (LTT). The reflective upper section of the steeply sloping beach consists of sand and gravel. According to the Udden-Wentworth (1924) scale, sediment grain sizes range from fine/medium sand to gravel ( $D_{50} = 1.95$  mm). In total contrast to the upper section, the dissipative intertidal section of the foreshore is an extensive mudflat (Figure 196B). Fine sand is sometimes found seaward of the break in slope of the beach. The mudflat is characterized by a mixture of soft silty-clay and fine sand. The general grain-size composition of sediments on the mudflat is as follows: 8% clay, 62% silt and 30% sand. Mud is defined here as the sediment fraction finer than  $63 \mu\text{m}$  (clay and silt). Complex series of Ridges and Runnels (R-R), perpendicular to the shoreline, are commonly developed on the mudflat (Figure 196B, Figure 196C). According to Allen (1987) classification, intermediate-scale features are characterized by a ridge spacing (with ridge bluff) of 0.1 to 0.4 m and a transverse spacing of 0.5 to 2 m. The ridge bluff slope can be obtuse (more than  $90^\circ$ ). A shoreline-parallel mudflat bluff commonly occurs just seaward of the break in slope. Morio *et al.*, 2016 proposed a preliminary conceptual model of the central part of Betahon beach based on two short-term field experiments along a *cross-shore* topographic profile and identify the hydrodynamics patterns.

## 2. Methods

### ***a. SfM photogrammetry from Kite Aerial photography: field experiment and post-treatment workflow***

The low-cost KAP method is based on Structure-from-Motion (SfM) photogrammetric analysis (Bryson *et al.*, 2013, 2016 and Brunier *et al.*, 2016a). The use of a kite as a carrier for aerial photogrammetry presents certain advantages and limitations. The main advantages are: long flight time (up to 1 hours) with a large spatial coverage and a significant overlap of images that improves the photogrammetric analysis ; good reproductivity, offering a simplified method for intertidal monitoring within the context of increasing regulations on Drone use. The two main limitations for the KAP method are: meteorological conditions and particularly the wind speed (limited to  $8 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ ) and direction; necessity of geo-referenced Ground Control Points (GCPs).

#### ***i. KAP-SHOM system and data collection strategy***

The system used in this field experiment was developed by the French Hydrographic Office (SHOM). The KAP-SHOM system is composed of two parts: The Kite (carrier) and the shooting system (Figure 197A). Two kites are deployed depending on wind conditions: a 3.7 m wide "Rokkaku" type for winds lower than  $3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$  and a 1.6 m wide "Dopero" type for winds up to  $3 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ . The camera is composed of a Nikon Coolpix A with an 18 mm lens and 16MPix resolution, located on a pendulum. The camera is attached to the line 10 m below than the kite to reduce wind-induced camera vibration. A "Picavet" stabilization system was added for the last field survey (Figure 197A). Using a camera

intervalometer, a frame rate of 0.125 Hz is set for a minimum image overlap of 50% as recommended for photogrammetric analysis (more than 70 % during the field surveys). To cover the study area, four to five *longshore* flight transects were carried out with a 25 m *cross-shore* spacing. Flight altitude was up to 50 m. GCPs were regularly set on the studied area by painting temporary crosses on the beach. Average raw image resolution is below 0.02 m/pix (Figure 197B).

Five KAP field experiments were conducted at daytime low tide (around 12:00 PM) on Betahon beach between June 2014 and February 2016 (Tableau 24). Flight zones were focused on the central parts of the mudflat and reflective section of the beach (Figure 199A). GCPs were regularly spaced over the zone of interest (Figure 198B) and positions were acquired using a Trimble Geoexplorer2008 DGPS at a vertical accuracy of  $\pm 0.10$  m after post-treatment. Tableau 24 shows the main characteristics of the flight surveys. A total of 125 to 246 good-quality pictures were selected for photogrammetric analysis out of the 200 to 600 recorded during the different flights. In October 2015 and February 2016, the mean flight altitude was reduced to 50 m to obtain a higher ground resolution for the final orthomosaic (below 0.02 m/pix) and a better photogrammetric computation (Tableau 24). The method was also improved during the experiment by adding a "Picavet" stabilization system for the last field surveys. The elevation error on the DEM reconstruction is less than 0.03 m. A minimum number of GCPs was set for the June 2014 flight, but the DEM was not validated after photogrammetric reconstruction. Only the orthomosaic was available for this first flight test. Wind speeds ranged from 2 to 6 m/s, with directions in the North and East sectors, allowing maximum coverage of the area of the mudflat. Operators of the KAP system cannot walk on the mudflat because the kite traction force would cause movement in the cohesive substratum. The analysis of morpho-sedimentary variations of the mudflat is focused on the selected sub-area defined in Figure 198. Elevation data are referenced to the French vertical datum (NGF-IGN69), assumed as equal Mean Sea Level (MSL).

## **ii. SfM photogrammetry workflow computation and DEM validation**

Photogrammetric analysis is performed using the Agisoft PhotoScan commercial software (Agisoft manual, 2015). The image processing and 3D model construction procedures consist of three main stages based on the SfM method. This procedure is repeated two times, firstly with low quality and accuracy, and secondly with medium quality and accuracy using Ground Control points. A detailed presentation of the SfM method and algorithm used (Agisoft PhotoScan) is available in Bryson *et al.*, 2013, Javernick *et al.*, 2014, Brunier *et al.*, 2016a & 2016b and Jaud *et al.*, 2016.)

The first stage of treatment is camera alignment and internal orientation of the picture. The quality of pictures is estimated on a scale from 0 to 1 (good to poorly focused). Pictures with a quality factor less than 0.65 are manually removed, and masks are applied onto the photographs to cover undesirable objects. A 3D sparse point cloud of tie-points results from the identification of common points between pairs of pictures, by application of the Scale Invariant Feature Transform (SIFT) based method (Lowe, 2004). The second stage of the photogrammetric analysis involves building a dense point cloud. Based on estimated camera positions, depth information is calculated for each camera by

aerial triangulation, yielding a 3D dense point cloud. The third stage consists of meshing and texture reconstruction. A method for creating planar surfaces is used to construct a 3D polygonal mesh based on the dense point cloud. An interpolation of the dense point cloud is carried out to obtain the DEM, and texturing is computed for high-resolution orthomosaic generation. The addition of Ground Control Points improves the point cloud accuracy, the geometric quality of the terrain model and georeferencing of the data. The processing is set to medium-quality reconstruction. The final orthomosaic has a resolution approaching 2 cm/px and the DEM gridded data is extracted as 0.25 m regular mesh for later analysis. Figure 198 gives an example of the photogrammetric analysis for the field experiment of October 2015. Figure 198A and Figure 198B show the number of overlapping images and the location of GCPs used for SfM computation with Photoscan. Photogrammetric-computed DEM accuracy is evaluated using the different GCPs and the Ground Truth Points (GTP) (Figure 198C).

### **iii. Supervised classification on orthomosaic and DEM analysis**

Additional image post-processing is performed on the orthomosaic to define the morpho-sedimentary structure of the beach. After selection of the zone of interest (Figure 199A and Figure 199B), a supervised classification is applied to the sub-selected orthomosaic using ArcGIS (Adam *et al.*, 2006, Teodoro *et al.*, 2011, Dube *et al.*, 2013). A group of samples are manually digitized to represent the variability of the RGB pixel code of the morpho-sedimentary patterns and define the signature file. Orthomosaic classification is based on the maximum likelihood probability theory. Each pixel is assigned to one of the different classes following the means and the variance of the class signatures (Figure 199C). Five classes are defined based on field observations:

- *Elevated mud/sand* characterizes the *ridges* and totally filled mudflat
- *Lower mud/sand* is set for runnels and eroded areas
- *Sand* characterizes the beginning of the dissipative section or sediment at the base of runnels
- *Gravel/sand* characterize the reflective upper parts of the beach
- *Rocky outcrops* characterize rock exposures on the mudflat - Sun shadow on ridge bluffs can be confused with rocks. Possible errors of classification are also observed.

Elevation data within the zone of interest are extracted from the photogrammetric computed DEM (Figure 199D). Data are interpolated onto a 0.5 m mesh using the kriging method in Golden Surfer (Bourgault & Marcotte 1991, Aouiche *et al.*, 2016), a commonly used method for reconstruction of digital elevation models.

For each field survey, the accuracy is evaluated on different validation points (profiles and random points - GTP) derived from DEM and DGPS measurements and the photogrammetric computation is either validated or not (Figure 198D). DEM accuracy is generally good with a RSME below 0.16 m (Tableau 24). DEM accuracy increases when there is a higher percentage of photograph overlap, a better quality of raw photograph and a better DGPS accuracy for GCP location. Uncertainty on the DEM difference analysis is calculated according to Brasington *et al.*, 2003, in Wheaton *et al.*, 2010, being set at  $\pm 0.1$  m, while the volume uncertainty is set at  $\pm 245$  m<sup>3</sup>.

**b. Hydrodynamic data collection and analysis**

Offshore wave parameters are provided by the CEREMA Candhis deep-water buoy at the Plateau-du-Four location (water depth of 32 m MSL - Figure 196A). These parameters include the significant wave height ( $H_s$ ) and the mean period ( $T_m$ ), which are spectrally derived over 30 min data bursts. Water levels, both predicted and observed, are provided, respectively, by the SHOM and by the REFMAR tide-gauge network at Le Crouesty Harbour (Figure 196A). Following the [Hardisty \(1990\)](#) and the formulation of [Stepanian \(2002\)](#), the hourly wave energy flux (Equation 1), which integrates the above parameters, is calculated between each field experiment. Wave energy is a main parameter affecting changes in beach topography ([Masselink et al., 2006](#)). To evaluate the incoming energy on the beach before the flight surveys, we also calculate the two-month cumulative energy flux ( $P$ ).

Equation 1 
$$P = \frac{1}{8} \rho_w g H_s \left( \frac{L}{T_m} \right) \left[ 0.5 \left( 1 + \frac{4 \frac{\pi}{L} h}{\sin(4 \frac{\pi}{L} h)} \right) \right]$$

where  $\rho_w$  is the seawater density ( $1027 \text{ kg.m}^{-3}$ ),  $g$  the acceleration due to gravity ( $9.81 \text{ m.s}^{-1}$ ),  $H_s$  the significant wave height (m),  $L$  the wave length (m),  $T_m$  the mean wave period (s) and  $h$ , the water level (m).

For meteorological data, 2-month cumulative hourly sunshine and rainfall data are provided by the Météo-France meteorological station at Sarzeau (Figure 196A). These parameters can impact the degree of mud consolidation ([Orvain et al., 2007](#), [Gardel et al., 2009](#)), while rainfall could raise the water-table and lead to drainage over the mudflat ([Elliot et al., 1998](#), [Horn et al., 2002](#), [Fiot et al., 2006](#) and [Sous et al., 2013](#)).

**3. Results**

**a. Variations of morpho-sedimentary classes**

The first surveys of June 2014 are characterized by a maximum development of runnels and eroded areas (Figure 200A), which cover 48 % of the mudflat. Elevated mud/sand accounts for 37% of the area of interest and consist of ridge patterns (Figure 5F). The reflective upper part of the beach is reduced and sand is observed at the beginning of the dissipative part and near the rocky outcrop. Sediments in runnels and near the break in slope consist of fluid mud. The second and third field experiments (Figure 200B and Figure 200C), respectively on January and April 2015, reveal closely similar patterns. In January and April, the coverage of runnels is close to 60%, while runnels and eroded areas make up 12% and 18 %, respectively. The main difference is the presence of fluid mud deposits in eroded areas (in runnels and near the break in slope) and on *ridges* in April 2015. In January 2015, a disturbed reflective section is observed with gravel and sand at the break in slope leading

down onto the mudflat, and sand is present near the landward limit of the dissipative part of the beach. Due to the confusion of bluff sun shadow and rocky outcrops we cannot assess with accuracy the percentage rocky surface type on the mudflat, excepted for October 2015 field survey where no R-R occurred (Figure 200F). The October 2015 survey reveals a completely flattened mudflat filled by fluid mud (Figure 200D). The area covered by the elevated mud/sand pattern reaches a maximum (95%). The break in slope of the beach shows a general landward retreat and gravel makes up less than 1% of the monitored surface-area. Drainage channels (3%) of centimetric depth are identified near the rocky outcrop, which is reduced to its minimum extent, covering 1% of the area (Figure 200F). No sand is observed on the dissipative section of the beach. The last field experiment of February 2016 shows that the elevated mud/sand pattern covers an area similar to that observed in April and January 2015 (66%). Runnels are less distinct on the central part of the mudflat than on the lateral sections of the monitored zone (Figure 200E). In fact, due to the error in classification of rocky outcrops, the runnels and eroded areas might cover a surface close to that observed in January and April 2015. In the runnels, the sediment consists of sand. This class is identified near the break in slope on the eastern part of the zone. This class shows its maximum over the field experiments (9%). Mudflat parallel bluffs show a seaward shift, following the behavior of the break in slope.

#### **b. Variations in topography and area covered by sediment classes**

Changes in topography are analysed for the four surveys from January 2015 to February 2016. Firstly, topographic variations along a longshore profile are analysed using data extracted from the DEM (Figure 201A). This profile crosses the muddy R-R system and the rocky outcrop. This outcrop is considered as a stationary point, and provides a good reference for the analysis of topographic changes. Analysis of the longshore profile is separated into three sections. The western section extends over a distance of 50 m along the shore, the central section from 50 to 90 m and the eastern section, corresponding to the rocky outcrop zone, is set from 90 to 100 m (Figure 201A). The elevation at the top of the rock outcrop shows that the measurement error (5 cm) is less than the calculated margin of error of  $\pm 10$  cm.

In January 2015, the lowest bed elevations are attained on the western section (base of runnels at -0.9 m MSL). Shoreline-perpendicular ridge bluffs range in amplitude from 10 to 30 cm. The topographic profile in April 2015 shows an increase in elevation of up to 10 cm compared with January 2015. Despite runnels show the same *alongshore* location, the R-R system shift these locations along the shore. Bluff amplitude is reduced compared to January 2015 (Figure 201A). The October 2015 profile reveals a general increase in mudflat surface-area with fluid-mud deposits ranging in depth from 25 to 70 cm in the western and central sections. The elevation of the mudflat is constant along the profile, at around -0.21 m MSL. The topographic profile of February 2016 shows an erosion of the mudflat, with its elevation decreasing by 10 to 70 cm. The mudflat in the western section is generally higher than in the January and April 2015 surveys. In the central section, the elevation of the mudflat is similar that observed in January 2015, April 2015 and February 2016. The main difference lies in the number of *ridges and runnels*, the longshore location of ridge crests and the bluff elevation. In

February 2016, the amplitude of the ridge bluffs ranged from 2 cm to 30 cm, with a dominant frequency corresponding to a low elevation. While the location of the R-R system is variable, *ridges and runnels* are nevertheless commonly developed on the mudflat. On the rocky outcrop section, a drainage channel is commonly observed on the flanks of the outcrops. In February 2016, this channel attained a maximum depth of -1.1 m MSL.

Figure 201B shows DEMs of difference for the Betahon mudflat between the surveys of January 2015 and February 2016. From January 2015 to April 2015, there was an infilling of runnels by mud. Fluid mud deposits are monitored from the shoreline-parallel mudflat bluff and the break in slope of the beach. This deposit is concentrated on the front part of the mudflat. The deposition of coarse sediment is monitored on the lower part on the reflective section, indicating an increase in sediment volume of  $542 \pm 245 \text{ m}^3$ . From April 2015 to October 2015, a major input of fluid mud led to a general elevation of the mudflat (+0.8 m maximum) associated with overtopping of the previous R-R system by as much as 0.8 m. Maximum deposition is located on the eastern part of the monitored area (Figure 201B). In this way, the mudflat is filled in and develops a planar surface with constant longshore elevation. The landward migration of the break in slope induces a negative topographic variation (Figure 201B). The mud volume input is estimated at  $1498 \pm 245 \text{ m}^3$ . From October 2015 to February 2016, general erosion of the mudflat occurred in an R-R system. Runnels are well marked (30 cm depth) in the eastern and western parts of the zone. The shoreline-parallel mudflat bluff was eroded, inducing a lowering of the break in slope zone. The volume of sediment eroded is estimated at  $1647 \pm 245 \text{ m}^3$ , a little lower than the cumulated volume supplied from January to October 2015 ( $2040 \pm 245 \text{ m}^3$ ). This volume ratio is validated by the upper surface of the mudflat and the R-R system on the eastern part of the monitored zone that is less marked in February 2016 than in January 2015. On a ridge section of the mudflat extending from the break in slope to the limit of the DEM, a positive slope is calculated for January 2015 ( $+0.33^\circ$ ). The mean slope becomes negative in April 2015 ( $0.34^\circ$ ) and reaches a maximum in October 2015 when the mudflat is completely infilled. In February 2016, at the time of the "*Ruzica*" storm, the slope of the mudflat is almost nil ( $0.05^\circ$ ).

#### 4. Discussion

The mudflat state in June 2014 represents the lowest elevation of the muddy R-R system observed in the area of interest (Figure 202). The R-R system observed here is characterized by *paleoridges and runnels* (Paleo R-R), which were eroded during the stormy winter of 2013/2014. Due to subsequent low-energy conditions, fluid mud deposition occurred on top of the non-cohesive storm deposit formed during the winter of 2013/2014 (Figure 202). Lower energy conditions were recorded during the summer of 2015 and winter of 2014/2015 (period 1), associated with the deposition of mud. According to [Morio et al., 2016](#), under low energy conditions, fluid mud is transported by the onshore and westward dominant currents from the offshore part and infill the R-R system to the break in slope of the beach. Virtually non-existent ebb currents lead to a trapping of the mud near the break in slope and in runnels. The more energetic conditions before the surveys led to erosion of the mudflat and

development of an R-R system in January 2015. The R-R muds in state 2 are less consolidated than the paleo R-R muds in state 1 (Figure 202). The sunshine duration is short during the period (9% of the time), in which case mud consolidation at daylight low tide might be reduced. Cumulated rainfall is moderate (142.7 mm). We propose here that drainage processes after heavy rainfall episodes and/or high spring tides, coupled with a planar mudflat having a sufficiently steep slope, and could be favourable for the initiation of an R-R system with the accumulation of fluid or soft consolidated mud. According to [Morio et al. \(2016\)](#), the currents are streamwise to spanwise on a ridge close to the break in slope of the Betahon beach, depending on incoming energy conditions. Spanwise orientation of the R-R system is generally associated with drainage processes ([Whitehouse et al., 2000](#)). Evidently, tide levels that induce changes in the water-table need to be considered as well. Period 2 and period 3 are characterized by low-energy conditions. Another hypothesis could be that the R-R system is initiated by bed return flow under moderate to high energy conditions ([Morio et al., 2016](#)). Fluid mud deposition occurs on top of the R-R system of January 2015. In April 2015, qualitative assessment of the mud deposits shows that sediments on the ridge are more consolidated than in the runnels. During periods 2 and 3, the mudflat is exposed to sunshine for more than 25 % of the time. Fluid mud can be consolidated more quickly due to intense solar radiation in summer, and the degree of exposure and non-exposure to drying and evaporation are linked to the tidal cycle and drainage processes ([Fiot and Gratiot, 2006](#), [Proisy et al., 2009](#), [Anthony et al., 2008](#)). Although moderate rainfall (150 mm) was recorded in the two months before the October 2015 surveys, no R-R systems were initiated on the mudflat. The mudflat reached its maximum elevation. From June 2014 to October 2015, there were 17 months of mud sediment supply. This long period of general build-up of the mudflat could be a consequence of the stormy winter of 2013/2014 and the strong offshore transport of mud. Although topographic variations occurred during the following 10 months, this period can be considered as recovery for the mudflat. Period 4 includes high-energy events during the two months before the February 2016 survey (e.g. the "Rosika" storm, the most energetic event of the winter of 2015/16, occurring on 8 February 2016). Sunshine duration is low (10%) and rainfall is abundant (272 mm). The mudflat is eroded to form an R-R system whose elevation is close to the state observed in January and April 2015. According to [Morio et al. \(2016\)](#), under high-energy conditions, the reflective part of the beach can be wider, following a seaward movement of the break in slope and of the shore-parallel flanks. Coarse non-cohesive sediment from this upper beach are displaced to fill runnels due to strong bed-return flow that occurs during storm events. Wave energy is not sufficient to erode the R-R in states 3 or 2, which are more consolidated.

Based on the incoming wave energy, we propose a conceptual model for the topographic and sedimentary dynamics of an R-R system (Figure 203). In this conceptual model applied to a Low Tide Terrace estuarine sandy-muddy beach mudflat, we assume that wave energy is the main forcing factor of the system. Seven steps can be identified depending on the intensity of wave power (Figure 8). Step 1 corresponds to a planar soft consolidated mud, resulting from a long period of low energy. Increasing wave power coupled with heavy rainfall can erode the mudflat into *ridges and runnels*. The spacing between *ridges* is reduced. Steps 2 and 3 show a continuum of erosion of the R-R system into a

secondary R-R pattern. Ridges are more spaced and runnel depth is increased with higher wave energy. Maximum wave energy results in steps 4 and 5 (Figure 203). Higher wave height induces an increase of wave power. Breakers associated with bed and return flow lead to complete erosion of the soft-consolidated mud and the onset of erosion of the paleo-R-R system, which is more consolidated (Morio *et al.*, 2016). The spacing between *ridges* is at a maximum. Ridge- perpendicular bluffs are eroded and non-cohesive sediment from the reflective beach can fill the runnels. Under low-energy conditions (steps 6 and 7), on-shore and longshore-dominant currents throughout the tidal cycle lead to a fluid mud deposition in runnels at the break in slope (Morio *et al.*, 2016). After a long period of low-energy conditions, fluid mud deposition continues leading to the formation of a planar mudflat surface. Mud consolidation processes occur progressively from step 7 to step 1.

The five field experiments on mudflat state can be compared against the different steps in the conceptual model. The mudflat state in June 2014 corresponds to step 6. From June 2014 to January 2015, the mudflat is in state 3, and fluid mud is deposited and renewed erosion takes place in the R-R system after moderate energy conditions. In April and October 2015, the mudflat states correspond to step 7 with deposition of fluid mud on top of the January 2015 R-R system, to form a planar surface. The mudflat state in February 2016 is characterized by an erosion pattern corresponding to step 2 or 3 according to position on the mudflat.

Apart from the energy conditions, which represent the main forcing of mudflat dynamics, topographic variations can be influenced by different physical properties of the muddy-sandy sediments. Firstly, mud cohesiveness, which depends mainly on the clay content, is an essential parameter for critical bed shear stress and the erosion threshold. Le Hir *et al.*, 2008 and Kimiaghalam *et al.*, 2016 show that critical bed shear stress increases with clay content in the range from 0 to 7 % but no correlation exists for clay contents up to 24 %. The clay content of the Betahon mudflat sediments ranges from 7% to 10% (relatively constant), so is not the main parameter controlling the mudflat erosion threshold and erosion rate. Secondly, based on experimental studies, Mitchener and Torf, 1996, Panagiotopoulos *et al.*, 1997 and Torfs (1994 and 1995) observe that sand content increases with the wave-induced bed shear stress, for contents of very fine to medium sand less than 50%. Erosion resistance is increased and the consolidation enhanced. Furthermore, increasing the sand content in mud can reduce the depth of erosion. A layer of sand deposited on mud can reduce the time-rate of consolidation of the underlying sediments (Le Hir *et al.*, 2011). However, on the Betahon mudflat, the few centimetres at the interface between sand and mud could attain a balanced mud/sand composition (40 to 50 % sand) where both bed shear stress and erosion resistance are at a maximum (Waeles & Le Hir, 2004). Decreasing grain-size of the sand fraction in mud also leads to an increased erosion threshold and erosion rate (Le Hir *et al.*, 2008). Mud consolidation appears to be an essential parameter influencing the erosion of sandy/muddy mudflats. Therefore, under the same high-energy conditions, sand deposition on top of the Ridge and Runnels of the reflective part of Betahon beach can lead to an increase in the erosion threshold of the mudflat. The impact of sand deposition on soft consolidated mud layers could thus limit the erosion due to wave activity.

## 5. Conclusion and perspectives

The mudflat of Betahon was monitored for two years using Kite Aerial Photography. This innovative rapid and low-cost method allows us to obtain a full 3D DEM and an orthomosaic of this morphologically fragile and complex area. This method offers a robust alternative to classical monitoring of beaches, but its principal limitation stems from the meteorological conditions.

This atypical dissipative section of a low Tide terrace sandy/muddy estuarine beach displays major seasonal changes in topographic amplitude. The morphological variations of these muddy ridge and runnel bedforms are complex. This part of the beach is characterized by an alternation of muddy R-R system and planar surfaces. The R-R system can show variable patterns. The lower the energy, the more fluid mud can be deposited. In the case of fluid or soft consolidated mud, the R-R system is initiated by drainage processes after heavy rainfall episodes and/or high spring tides. The question of a minimum elevation for the initiation of R-R system can also be raised (Gardel *et al.*, 2009). While *ridges and runnels* show variations in *alongshore* position and spacing, some runnels or *ridges* exhibit the same location whatever the R-R system elevation. Ridges are closely spaced after a period of moderate wave energy. During the period of erosion, ridge size is reduced following an increase in wave power and the spacing between runnels is increased. With increasing energy, the elevation of the mudflat is lowered. High-energy conditions during the stormy winter of 2013/2014 led to maximal erosion which highlighted the Paleo R-R. Sand deposition occurred in runnels under these high energy conditions. The present R-R system appears to be associated with an *erosional bedform* type. Mud consolidation is affected particularly by the deposition of sand on soft-consolidated mud and the input of mud, which appear to be the essential parameters influencing the erosion of this sandy/muddy mudflat. This study highlights some perspectives for future research i) the influence of beach water-table, controlled by rainfall and water level, on the initiation of a R-R system; ii) the impact of duration of surf processes on erosion of the mudflat and the R-R system; iii) the impact of sand deposition on mud consolidation and erosion threshold as a function of the physical properties of sediments.

### **Acknowledgements**

This work is a part of a 3-year PhD project funded by *Région Bretagne* and *Université de Bretagne Sud*. The Authors wish to thank the French Hydrographic Office (SHOM) for the kite aerial photography system. The authors would like to acknowledge all technicians, graduate and undergraduate students for their technical support during the field experiments. Dr M.S.N. Carpenter post-edited the English style and grammar.

### **Literatures cited**

Aber, J.S., Galazka, D., 2000. Potential of kite aerial photography for Quaternary investigations in Poland. *Geo. Quart.* 44, 33-38.

- Adam, S., Vitse, I., Johannsen, C., Monbaliu, J., 2006. Sediment type unsupervised classification of the Molenplaat, Westerschelde estuary, the Netherlands. *EARSel eProceedings* 5, 146-160.
- Agisoft (2015) – Agisoft PhotoScan User Manual: Professional Edition. Version 1.2. (url: [http://www.agisoft.com/pdf/photoscan-pro\\_1\\_2\\_en.pdf](http://www.agisoft.com/pdf/photoscan-pro_1_2_en.pdf)).
- Allen, J.R.L., 1987. Streamwise Erosional Structures in Muddy Sediments, Severn Estuary, Southwestern UK. *Geogr. Ann.* 69A, *Phys. Geogr.* 69, 37-46.
- Almar, R., Coco, G., Bryan, K.R., Huntley, D.A., Short, A.D., Senechal, N., 2008. Video observations of beach cusp morphodynamics. *Mar. Geol.* 254, 216–223.
- Anthony, E. J., Dolique, F., Gardel, A., Gratiot, N., Proisy, C., Polidori, L., 2008. Nearshore intertidal topography and topographic-forcing mechanisms of an Amazon-derived mud bank in French Guiana. *Cont. Shelf. Res.* 28, 813-822.
- Anthony, E. J., Dolique, F., Gardel, A., Marin, D., 2011. Contrasting sand beach morphodynamics in a mud-dominated setting: Cayenne, French Guiana. *J. Coast. Res.* SI 64, 30-34.
- Anthony, E. J., Gardel, A., Dollique F., Brunier, G., Péron, C., 2015. Mud Banks, Sand Flux, and Beach Morphodynamics: Montjoly Lagoon beach, French Guiana, in: M Robin, M Maanan (Eds.), *Coastal Sediment Fluxes*, Coastal Research Library, 75-90.
- Aouiche, I., Daoudi, L., Anthony, E.J., Sedrati, M., Ziane, E., Harti, A., Dussouillez, P., 2016. Anthropogenic effects on shoreface and shoreline changes: Input from a multi-method analysis, Agadir bay, Morocco. *Geomorphology* 254, 16-31.
- Bassoullet, P., Hir, P. L., Gouleau, D. and Robert, S., 2000. Sediment transport over an intertidal mudflat: field investigations and estimation of fluxes within the 'baie de Marennes-Oleron' (France). *Cont. Shelf Res.* 20, 1635-1653.
- Brunier, G., Fleury, J., Anthony, E. J., Pothin, V., Vella, C., Dussouillez, P., Gardel, A., Michaud, E., 2016(a). Structure-from-Motion photogrammetry for high-resolution coastal and fluvial geomorphic surveys, *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 22 (2), 147-161.
- Brunier, G., Fleury, J., Anthony, E.J., Gardel, A., Dussouillez, P., 2016(b). Close-range airborne Structure-from-Motion Photogrammetry for high-resolution beach morphometric surveys: Examples from an embayed rotating beach. *Geomorphology* 261, 76-88.
- Bourgault, G., Marcotte, D., 1991. Multivariable variogram and its application to the linear model of coregionalization. *Math. Geol.* 23, 899-928.
- Bryson, M., Johnson-Roberson, M., Murphy R. J., Bongiorno, D., 2013. Kite Aerial Photography for Low-Cost, Ultra-high Spatial Resolution Multi-Spectral Mapping of Intertidal Landscapes. *PLoS ONE* 8(9): e73550.
- Bryson, M., Duce, S., Harris, D., Webster, J., Thompson A., Vila Concejo, A., Williams S. B., 2016. Geomorphic changes of a coral shingle cay measured using Kite Aerial Photography. *Geomorphology*, Volume 270, 1-8
- Carling, P.A., Radecki-Pawlik, A., Williams, J.J., Rumble, B., Meshkova, L., Bell, P., Breakspear, R., 2006.

- The morphodynamics and internal structure of intertidal fine-gravel dunes: Hills Flats, Severn Estuary, UK. *Sed. Geol.* 183, 159-179.
- Carling, P. A., Williams, J. J., Croudace, I. W., Amos, C. L., 2009. Formation of mud ridge and runnels in the intertidal zone of the Severn Estuary, UK. *Cont. Shelf Res.* 29, 1913-1926.
- Currier, K., 2015. Mapping with strings attached: Kite aerial photography of Durai Island, Anambas Islands, Indonesia. *Journal of Maps* 11, 589-597.
- Dalrymple, R.W., Choi, K., 2007. Morphologic and facies trends through the fluvial–marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth Sci. Rev.* 81, 135-174.
- Dube, T., Gara, T.W., Gumindoga, W., Chivhenge, E. and Chinembiri, T.S., 2013. Characterization of the top sediment layer in coastal intertidal mudflats from medium-to-coarse resolution satellite imagery and field measurements. *Int. J. Water Res. Environ. Eng.* 5, 676-686.
- Elliott, M., Nedwell S., Jones N.V., Read S.J., Cutts N.D., Hemingway K.L., 1998. Intertidal Sand and Mudflats & Subtidal Mobile Sandbanks (volume II). An overview of dynamic and sensitivity characteristics for conservation management of marine SACs. Scottish Association for Marine Science (UK Marine SACs Project). 151 p.
- Fiot, J., Gratiot, N., 2006. Structural effects of tidal exposures on mudflats along the French Guiana coast. *Mar. Geol.* 228, 25-37.
- Gardel A., Proisy, C., Lesourd, S., Phillipe, S., Caullaud, J., Gontharet, S, Anthony, E.J., Brutier, L., 2009. A better understanding of mud cracking processes gained from in situ measurements on an intertidal mudflat in French Guiana. *J. Coast. Res. SI* 56. 424-428.
- Gensac, E., Gardel, A., Lesourd, S., Brutier, L., 2015. Morphodynamic evolution of an intertidal mudflat under the influence of Amazon sediment supply – Kourou mud bank, French Guiana, South America. *Estuarine, Coast. Shelf Sci.* 158, 53-62.
- Goubert, E., Frenod, E., Peeters, P., Thuillier, P., Vested, H.J. and Bernard, N., 2010. Utilisation de données altimétriques (Altus) dans la caractérisation de climats hydrodynamiques contrôlant le fonctionnement hydrosédimentaire d'une vasière intertidale : cas de l'estuaire de la Vilaine (Bretagne, France). *Revue Paralia* 3, 6.1-6.15.
- Hardisty, J., 1990, *Beaches, From and Process*, Unwyn Hyman, London, 324 p.
- Holland, K.T., Holman, R.A., 1996. Field observations of beach cusps and swash motions. *Mar. Geol.* 134, 77–93.
- Horn, D.P., 2002. Beach groundwater dynamics. *Geomorphology* 48, 12-146.
- Jabbar M., Hénaff A., Deschamps A., 2015 « Dynamiques et évolutions morpho-sédimentaires de l'avant-plage du secteur littoral de Combrit – Île-Tudy entre le XIX<sup>e</sup> et le XXI<sup>e</sup> siècle », *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, vol. 21 (1), 45-56.

- James, M.R., Ilic, S., Ruzic, I., 2013. Measuring 3D coastal change with a digital camera. Proceedings of 7th International Conference on Coastal Dynamics – Coastal Dynamics 2013, 24-28 June 2013, Arcachon (France), 893-904.
- Jaud M., Delacourt C., Allemand P., Grandjean P., Ammann J., Cancouët R., Deschamps A., Varrel E., Cuq V., Suanez S., 2014. DRELIO : Un drone hélicoptère pour le suivi des zones littorales. *Revue Paralia*, 7, ps02.1-s02.12.
- Jaud, M., Grasso, F., Le Dantec, N., Verney, R., Delacourt, C., Ammann, J., Deloffre, J., Grandjean, P., 2016. Potential of UAVs for Monitoring Mudflat Morphodynamics (Application to the Seine Estuary, France). *ISPRS Int. J. Geo-Inf.* 5, 50.
- Javernick L., Brasington J., Caruso B., 2014. Modelling the topography of shallow braided rivers using structure-from-motion photogrammetry. *Geomorphology* 213, 166-182.
- Kimiaghalam, N., Clark, S.P., Ahmari, H., 2016. An experimental study on the effects of physical, mechanical, and electrochemical properties of natural cohesive soils on critical shear stress and erosion rate. *Int. J. Sediment Res.* 31, 1-15.
- Le Hir, P., Roberts, W., Cazaillet, O., Christie, M., Bassoullet, P., Bacher, C., 2000. Characterization of intertidal flat hydrodynamics. *Cont. Shelf Res.* 20, 1433-1459.
- Le Hir P., Cann P., Waeles B., Jestin H. and Bassoullet P., 2008. Erodibility of natural sediments: experiments on sand/mud mixtures from laboratory and field erosion tests. *Sediment and Ecohydraulics (INTERCOH 2005)* 137-153.
- Le Hir, P., Cayocca, F., Waeles, B., 2011. Dynamics of sand and mud mixtures: A multiprocess-based modelling strategy. *Cont. Shelf Res.* 31, 135-149.
- Lowe, D., 2004. Distinctive image features from scale-invariant keypoints. *Int. J. Comput. Vis.* 60 (440), 91–110.
- Masselink, G., Kroon, A., Davidson-Arnott, R. G. D., 2006. Morphodynamics of intertidal bars in wave-dominated coastal settings — A review. *Geomorphology* 73, 33-49.
- Menier, D., Augris, C., Briend, C., 2014. Les réseaux fluviaux anciens du plateau continental de Bretagne Sud, Atlas & cartes. Ed. Quae, 104 p.
- Menier, D., Estournès, G., Mathew, M.J., Ramkumar, M., Briend, C., Siddiqui, N., Traini, C., Pian, S., Labeyrie, L., 2016. Relict geomorphological and structural control on the coastal sediment partitioning, North of bay of Biscay. *Z. Geomorphol.* 60 (1), 67-74.
- Mitchener, H., Torfs, H., 1996. Erosion of mud/sand mixtures. *Coast. Eng.* 29, 1–25.
- Morio, O., Sedrati, M., Goubert, E., Floc'h F., Furgerot L., Garlan, T., 2016. Morphodynamic of a sandy-muddy macrotidal estuarine beach under contrasted energy conditions (Vilaine estuary, France). Proceedings of the 14th International Coastal Symposium (Sydney, Australia). *J. of Coast. Res.* SI 75, 258-262.
- O'Brien, D.J., Whitehouse, R.J.S., Cramp, A., 2000. The cyclic development of a macrotidal mudflat on varying timescales. *Cont. Shelf Res.* 20, 1593-1619.

- Orvain, F., Sauriau, P.-G., Le Hir, P., Guillou, G., Cann, P., Paillard, M., 2007. Spatio-temporal variations in intertidal mudflat erodability: Marennes-Oléron bay, western France. *Cont. Shelf Res.* 27, 1153-1173.
- Panagiotopoulos, I., Voulgaris, G. and Collins, M.B., 1997. The influence of clay on the threshold of movement on fine sandy beds. *Coast. Eng.* 32, 19-43.
- Pierre Stéphan, « Quelques données nouvelles sur la mobilité récente (1930-2008) et le bilan sédimentaire des flèches de galets de Bretagne », 2011. *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 2, 205-232.
- Proisy, C., Gratiot, N., Anthony, E.J., Gardel, A., Fromard, F., Heuret, P., 2009. Mud bank colonization by opportunistic mangroves: a case study from French Guiana using lidar data. *Cont. Shelf Res.* 29, 632-641.
- Roudaut, G., Almar, R., Deschamps, A., Delord K., Perrot Y., Delacourt, C., Ammann, J., Le Dantec, N., Roubaud, F., Sall, M. and Brehmer, P., 2014. "Kite Aerial Photography system: a low cost and high resolution solution for beach monitoring (2D map and 3D topography).", AWA Conference, Dec 2014, Dakar, Senegal
- Smith, M.J., Chandler, J., Rose, J., 2009. High spatial resolution data acquisition for the geosciences: kite aerial photography. *Earth Surf. Process. Landf.* 34, 155-161.
- Sous, D., Campmas, L., Meulé, S., Bouchette, F., Liou, J.Y., Rey, V., Touboul, J., 2013. Wave setup and watertable overheight in the Cigu sand barrier (Taiwan) during the talim tropical storm. *Proceedings of 7th International Conference on Coastal Dynamics – Coastal Dynamics 2013*, 24-28 June 2013, Arcachon (France), 893-904.
- Stépanian, A., 2002. Evolution morphodynamique d'une plage macrotidale à barres : Omaha beach (Normandie). *Océan, Atmosphère*. Université de Caen, Français.
- Teodoro, A., Pais-Barbosa, J., Gonçalves, H., Veloso-Gomes, F. and Taveira-Pinto, F., 2011. Identification of beach hydromorphological patterns/forms through image classification techniques applied to remotely sensed data. *Int. J. Remote Sens.* 32, 7399-7422.
- Tessier, C., Vested, H.J., Christensen, B. B., Goubert, E. and Salaün, F., 2012. Modélisation numérique de la dynamique sédimentaire de l'estuaire de la Vilaine. *Editions Paralia*, 471-480.
- Torfs, H., 1994. Erosion of layered sand-mud beds in uniform flow. *Coastal Engineering Proceedings* 1, 3360-3368.
- Torfs, H., 1995. Erosion of mud/sand mixtures. Ph.D. Thesis, Katholieke Universiteit Leuven, Leuven.
- Traini, C., Proust, J.-N., Menier, D., Mathew, M.J., 2015. Distinguishing natural evolution and human impact on estuarine morpho-sedimentary development: A case study from the Vilaine Estuary, France. *Estuarine, Coast. Shelf Sci.* 163, 143-155.
- Vested, H.J., Tessier, C., Christensen, B.B., Goubert, E., 2013. Numerical modelling of morphodynamics-Vilaine Estuary. *Ocean Dynamics* 63, 423-446.

- Waeles, B., Le Hir, P., 2004. Modelling of mixed (mud and fine sand) sediment transport. VIII<sup>èmes</sup> Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil 2, 98-109.
- Wentworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. J. Geol. 30, 377-392.
- Westoby, M.J., Brasington, J., Glasser, N.F., Hambrey, M.J., Reynolds, J.M., 2012. "Structure-from-Motion" photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. Geomorphology 179, 300-314.
- Williams, J. J., Carling, P. A., Amos, C. L., Thompson, C., 2008. Field investigation of ridge–runnel dynamics on an intertidal mudflat. Estuarine, Coast. Shelf Sci. 79, 213-229.
- Whitehouse, R.J.S., Bassoullet, P., Dyer, K.R., Mitchener, H.J., Roberts, W., 2000. The influence of bedforms on flow and sediment transport over intertidal mudflats. Cont Shelf Res 20, 1099-1124.

### List of figure captions

- Figure 196.** A. Location of the study area along the South-Brittany coast of France, in the outer Vilaine estuary. B. Photography of the central part of the beach, with the shore normal Ridge and Runnels system on the mudflat and the sandy/gravelly upper reflective part. Rocky outcrops as reference is identified on photography. C. Ripple marked sediment in base of runnels. Ridge and runnels system is very destructed.
- Figure 197.** A. Photography of the Kite Aerial Photography system developed by the SHOM (KAP-SHOM). B. An aerial raw picture from October 2014 field experiment, Ground Control Points (GCPs) are identified by a orange cross on the beach
- Figure 198.** Example of a photogrammetric analyze, based on Agisoft Photoscan, for October 2015 field experiment. A. Position of camera of the covered referenced area and number of overlapped images. External part of the area are less covered. B. Positions of Ground Control Points during the October 2015 survey. GCPs are regularly spaced on the zone of interest. C. October 2015 Digital Elevation Model (DEM) and positions of topographic profiles monitored by differential GPS for DEM validation.
- Figure 199.** Example of topographic analyse (Golden Surfer) and morpho-sedimentary classification (ArcGIS) for January 2015 field experiment. A. Full orthomosaic acquired during the flight. red box is the zone of interest (ZI) located within the Ground Control Points. B. Extraction of ZI. The length of the area is above 100 meters and the width is closed to 40 meters. C. Digital elevation model of the ZI using krigging method on Golden Surfer software. D. Morpho-sedimentary classification of the Zi using supervised classification method on ArcGIS.
- Figure 200.** Morpho-sedimentary classification of the delimited zone of interest using ArcGIS supervised classification method. A. Classification for 12 June 2014 field experiment. The rocky outcrop indentified in figure 1 is shown. B. Classification for 22 January 2015 field experiment. C. Classification for 22 April 2015 field experiment. D. Classification for 01 October 2015 field experiment. E. Classification for 25 February 2016 field experiment.
- Figure 201.** A. Location of 1D *longshore* profile over the zone of interest (top panel) ; Elevation of the mudflat extracted along the *longshore* profile for four of the five field experiment (bottom panel - June 2014 misses). B. 2D topographic variation (erosion in blue, accretion in red) and sediment volume variation ( $\Delta V$ ) from January to April 2015 (top panel), from April to October 2015 (middle panel) and from October 2015 to February 2016 (bottom panel).

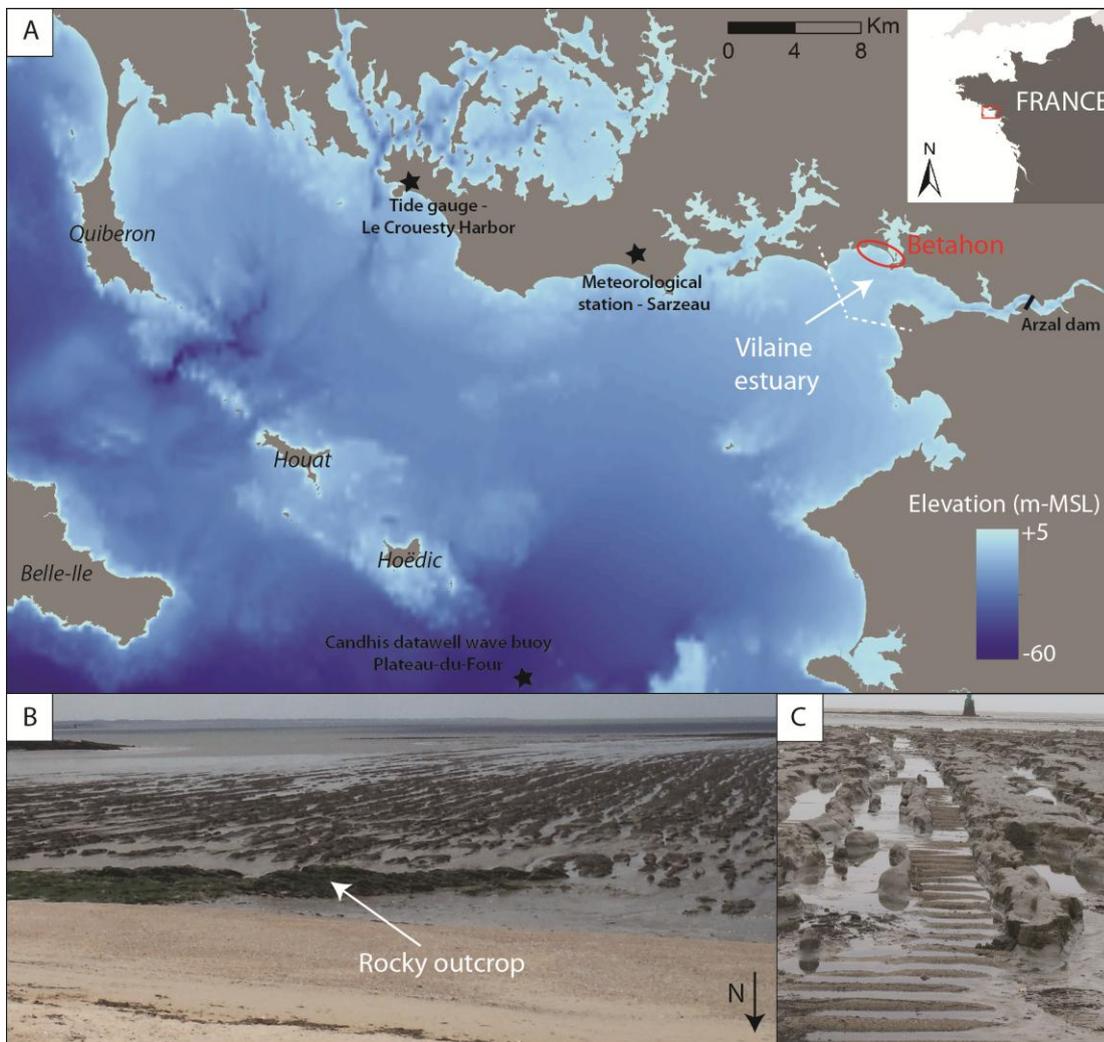
**Figure 202.** Meteorological (2 month cumulative rain fall and sunshine hour) and wave energy (hourly and 2 month cumulative using hourly data) conditions from January 2014 to march 2016. 3D morpho-sedimentary scheme are proposed for the five field experiments. Ridge and runnels stage are identified depending of mud consolidation, it assume that the oldest mud is the most consolidated.

**Figure 203.** Conceptual model of morphological variations of R-R system of Betahon mudflat. Six stages are identified based on field experiments results, observations and wave energy analyze. From stage 1 to stage 5, increasing wave energy erode mudflat in Ridges and Runnels system to reach older R-R system. Decreasing energy on stage 6 and 7 lead to a fluid mud-deposit. Consolidation processes are the link between stage 7 and stage 1.

**List of table captions**

**Tableau 24.** Field experiment details and DEM characteristics and accuracy after photogrammetric

**Figures**



**Figure 196.** A. Location of the study area along the South-Brittany coast of France, in the outer Vilaine estuary. B. Photography of the central part of the beach, with the shore normal Ridge and Runnels system on the mudflat and the sandy/gravelly upper reflective part. Rocky outcrops as reference is identified on photography. C. Ripple marked sediment in base of runnels. Ridge and runnels system is very destructed.

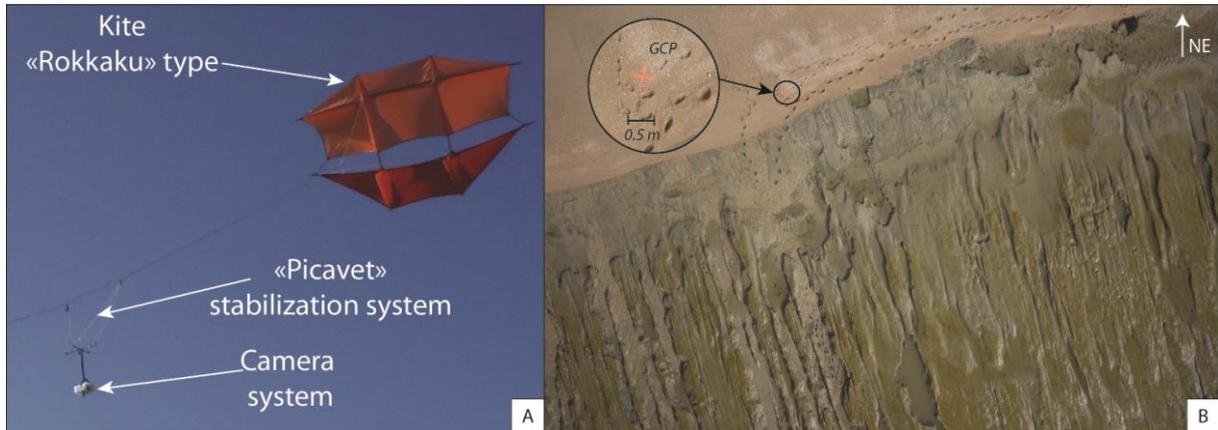


Figure 197. A. Photography of the Kite Aerial Photography system developed by the SHOM (KAP-SHOM). B. An aerial raw picture from October 2014 field experiment, Ground Control Points (GCPs) are identified by an orange cross on the beach

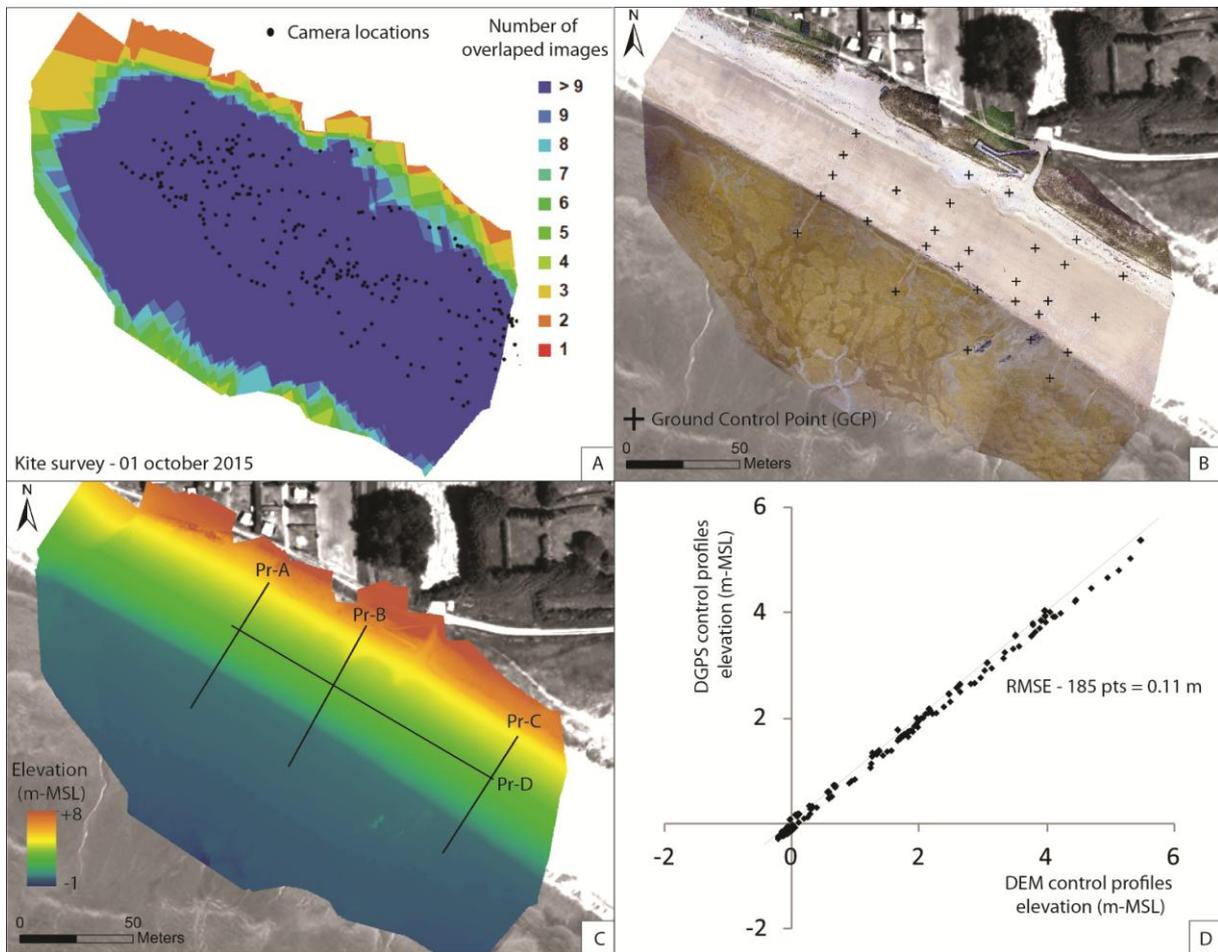


Figure 198. Example of a photogrammetric analyze, based on Agisoft Photoscan, for October 2015 field experiment. A. Position of camera of the covered referenced area and number of overlapped images. External part of the area are less covered. B. Positions of Ground Control Points during the October 2015 survey. GCPs are regularly spaced on the zone of interest. C. October 2015 Digital Elevation Model (DEM) and positions of topographic profiles monitored by differential GPS for DEM validation. D. Scatter plot of DGPS control profiles elevation (m-MSL) vs DEM control profiles elevation (m-MSL).

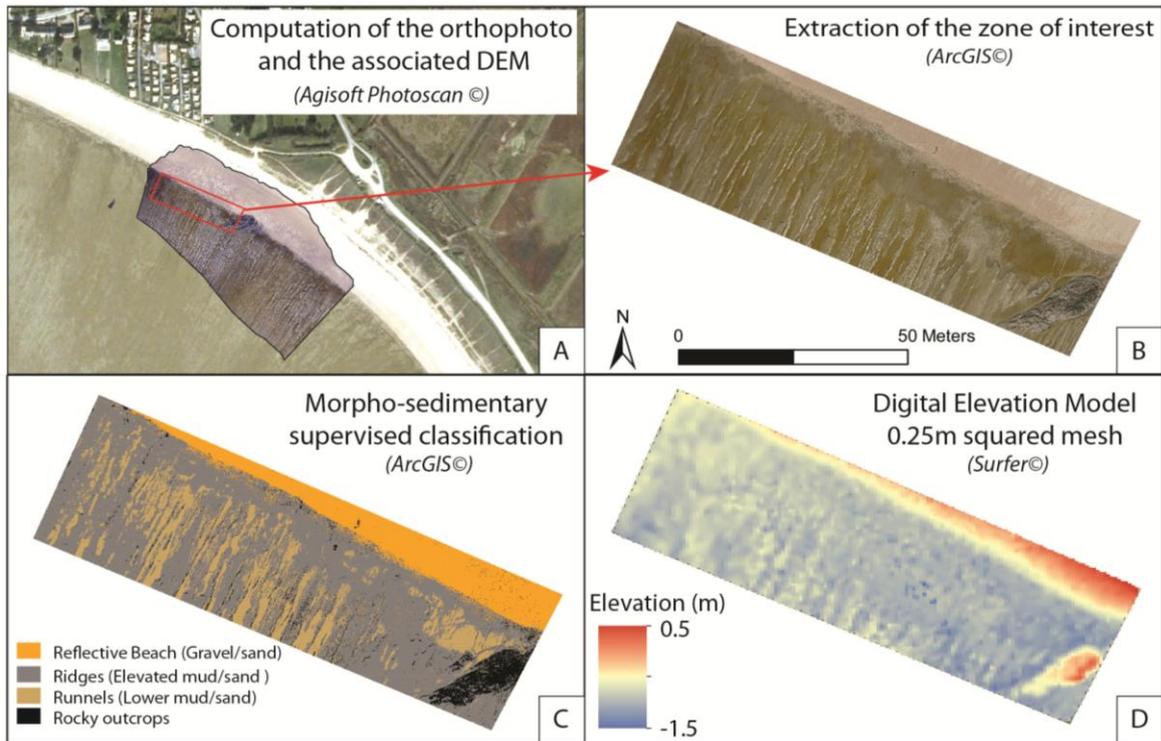


Figure 199. Example of topographic analyse (Golden Surfer) and morpho-sedimentary classification (ArcGIS) for January 2015 field experiment. A. Full orthomosaic acquired during the flight. red box is the zone of interest (ZI) located within the Ground Control Points. B. Extraction of ZI. The length of the area is above 100 meters and the width is closed to 40 meters. C. Digital elevation model of the ZI using krigging method on Golden Surfer software. D. Morpho-sedimentary classification of the Zi using supervised classification method on ArcGIS.

Tableau 24. Field experiment details and DEM characteristics and accuracy after photogrammetric computation

Date of field experiment	June 12, 2014	January 22, 2015	April 22, 2015	October 1, 2015	February 25, 2016
Number of images for SfM coputation	246	196	125	244	150
Mean flying altitude (m)	81,0	66,2	78,6	50,2	49,7
Coverage area (m <sup>2</sup> )	107000	34600	36010,5	31205,7	27300
Image resolution (m/pixel)	0,02	0,02	0,07	0,012	0,012
Number of GCPs for SfM computation	4	9	17	28	8
DEM availability	No	Yes	Yes	Yes	Yes
DEM XY resolution (m)	/	0,25	0,25	0,25	0,25
DEM XY error (m)	/	0,08	0,06	0,13	0,07
DEM Z error on GCPs (m)	/	0,1	0,18	0,06	0,03
RMSE Z on DEM Validation points (m)	/	0,16 (31 pts)	0,08 (79 pts)	0,11 (185 pts)	0,14 (57 pts)
Meteorological conditions	Wind : 3-4 m/s N-NE Sunny	Wind : 3-4 m/s N-NE Cloudy	Wind : 4-5 m/s E-NE Sunny, few cloud	Wind : 4-5 m/s NE Sunny	Wind : 2-6 m/s N-NE Partly cloudy

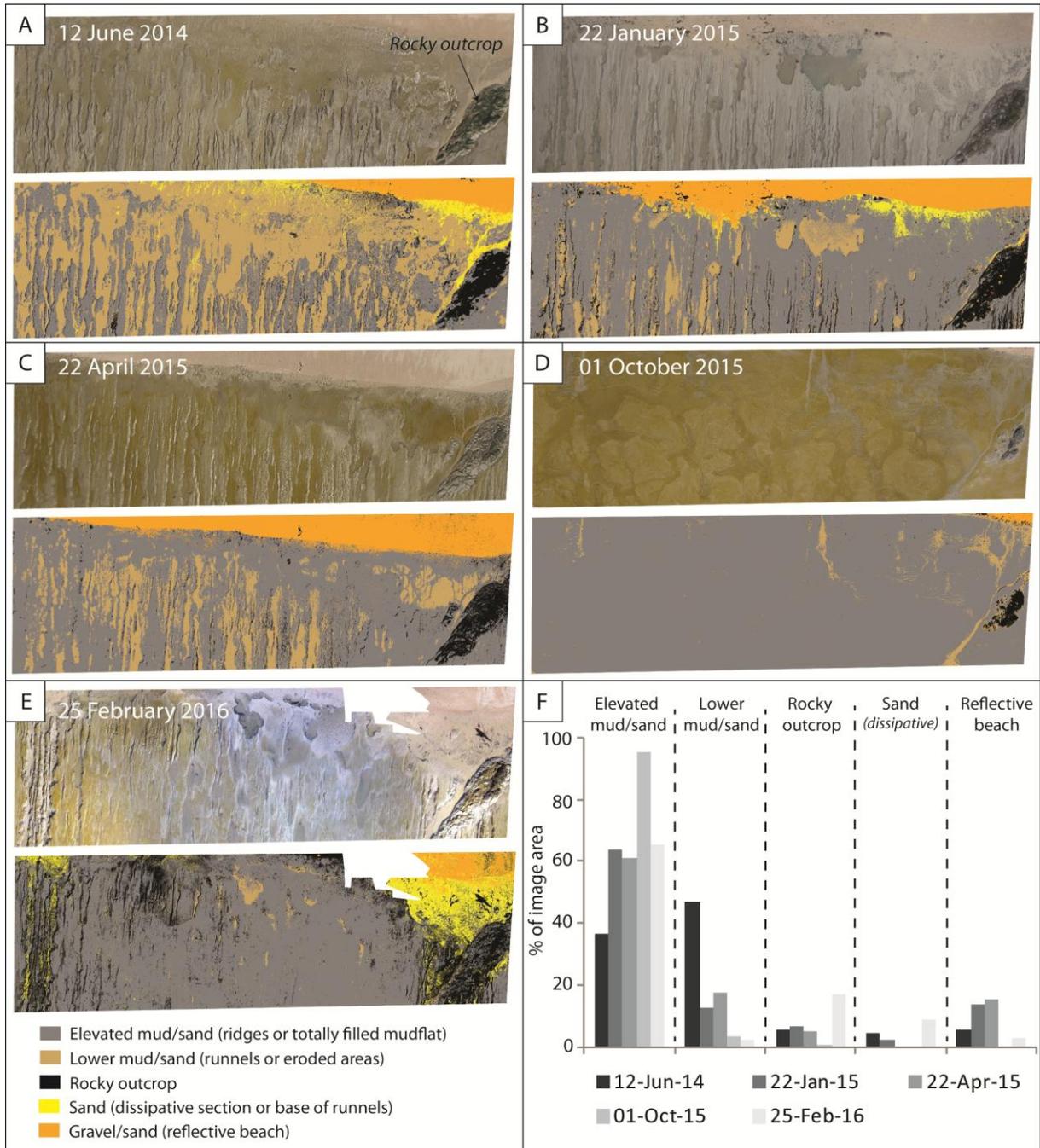


Figure 200. Morpho-sedimentary classification of the delimited zone of interest using ArcGIS supervised classification method. A. Classification for 12 June 2014 field experiment. The rocky outcrop indentified in figure 1 is shown. B. Classification for 22 January 2015 field experiment. C. Classification for 22 April 2015 field experiment. D. Classification for 01 October 2015 field experiment. D. Classification for 25 February 2016 field experiment.

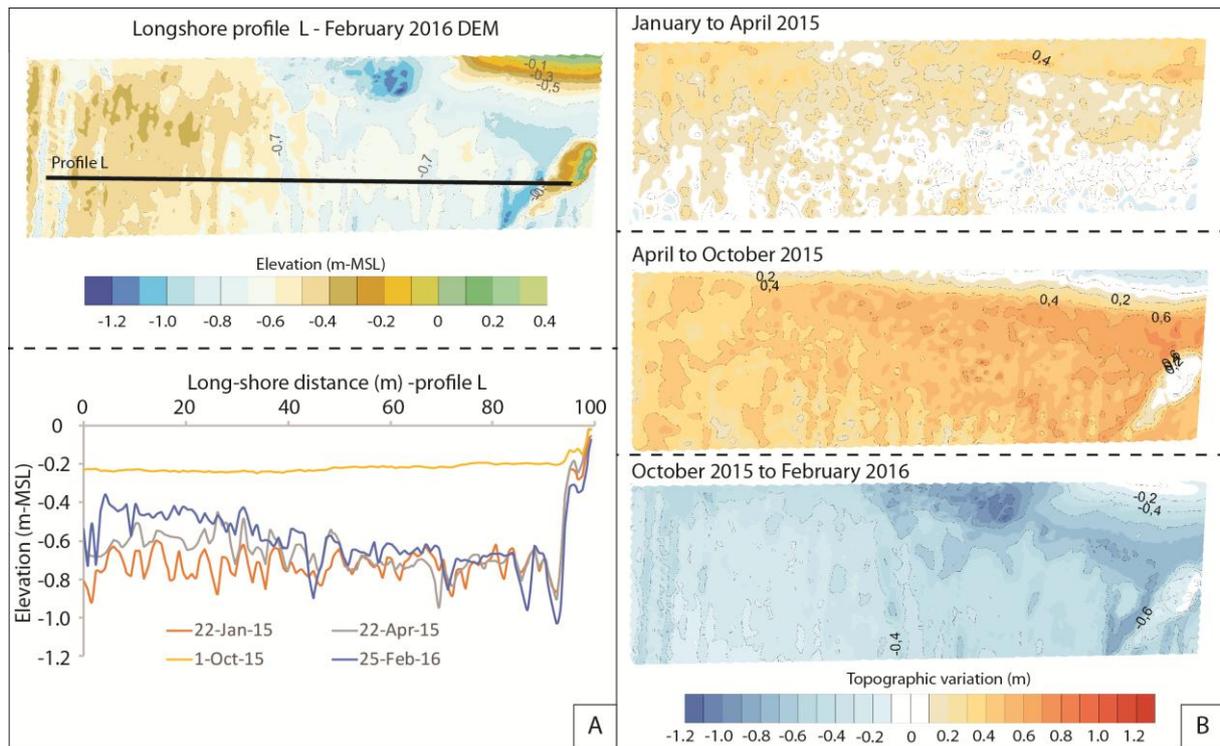


Figure 201. A. Location of 1D *longshore* profile over the zone of interest (top panel) ; Elevation of the mudflat extracted along the *longshore* profile for four of the five field experiment (bottom panel - June 2014 misses). B. 2D topographic variation (erosion in blue, accretion in red) from January to April 2015 (top panel), from April to October 2015 (middle panel) and from October 2015 to February 2016 (bottom panel).

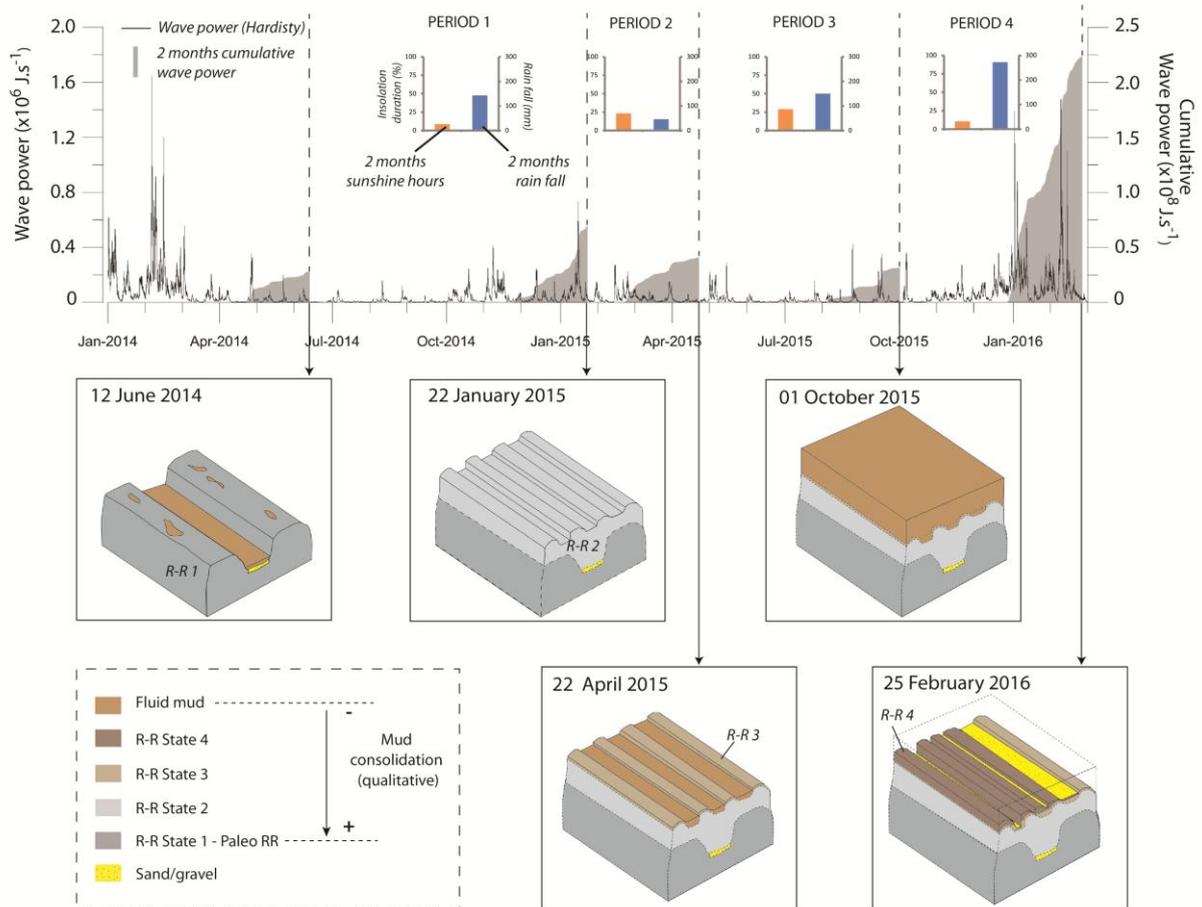


Figure 202. Meteorological (2 month cumulative rain fall and sunshine hour) and wave energy (hourly and 2 month cumulative using hourly data) conditions from January 2014 to march 2016. 3D morpho-sedimentary scheme are proposed for the five field experiments. Ridge and runnels stage are identified depending of mud consolidation, it assume that the oldest mud is the most consolidate.

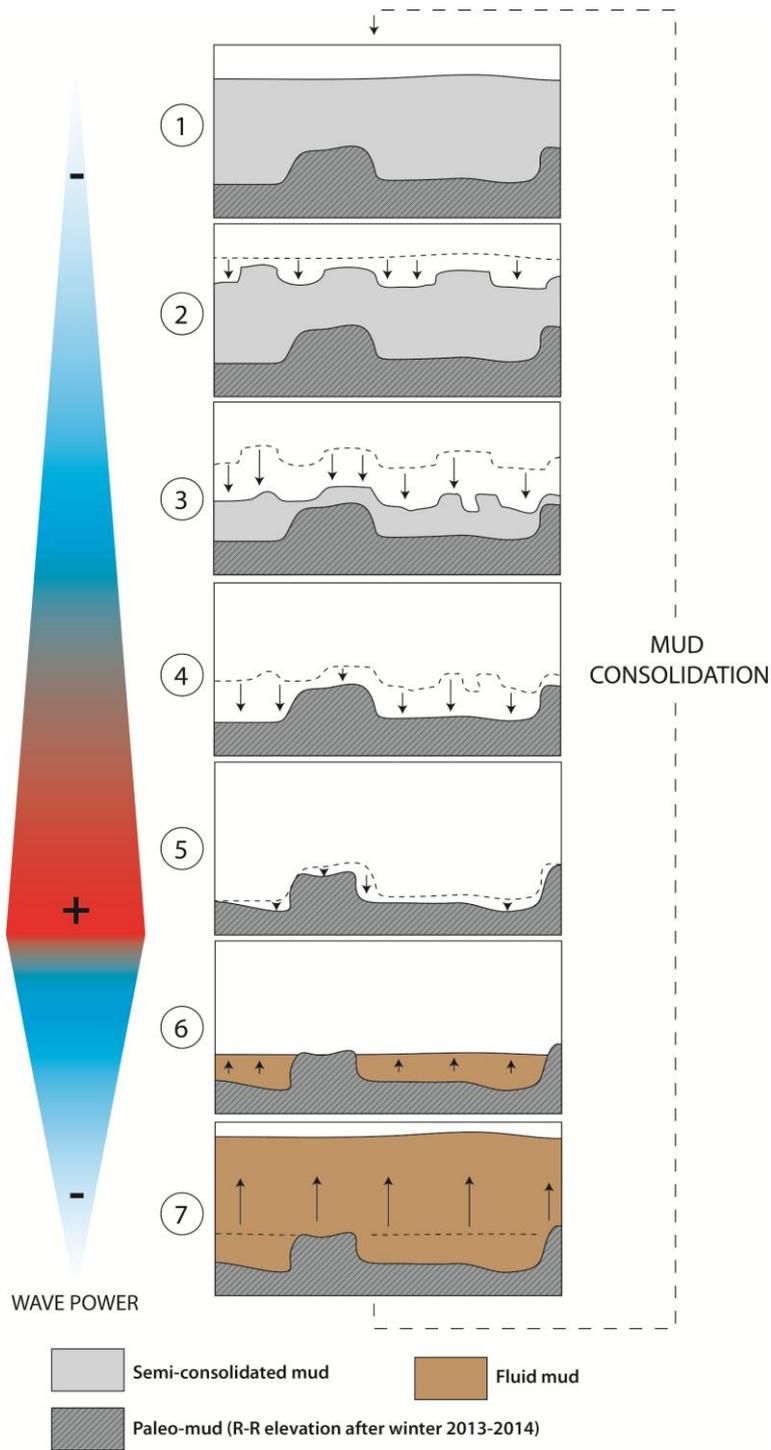


Figure 203. Conceptual model of morphological variations of R-R system of Betahon mudflat. Six stages are identified based on field experiments results, observations and wave energy analyze. From stage 1 to stage 5, increasing wave energy erode mudflat in Ridges and Runnels system to reach older R-R system. Decreasing energy on stage 6 and 7 lead to a fluid mud-deposit. Consolidation processes are the link between stage 7 and stage 1.

## II.C. Erosion du platier vaseux, énergie des vagues et contrainte de cisaillement

Les résultats de ce travail ont montré que des dépôts en surface de sables fins et moyens sont occasionnés en parallèle à des phases érosives du platier vaseux et particulièrement de la surface des *ridges and runnels*. L'augmentation de la médiane granulométrique et du percentile  $D_{10}$  des échantillons de surface permet de confirmer l'augmentation du pourcentage de la fraction sableuse dans le sédiment (Figure 204A) lors des épisodes de plus forte énergie. Ces dépôts sont directement liés aux courants de retour (*undertows*) orientés vers le large en compensation du déferlement sur la partie réfléchive.

Les mesures de scissométrie réalisées en juin 2015 ont montré une augmentation de la contrainte critique de cisaillement entre deux couches de vases successives séparées par un plaquage de sable moyen de faible épaisseur. La première couche sableuse rencontrée présente une cote référencée à -1.07 m (+/- 10 cm) et semble correspondre à l'altitude minimale atteinte par le platier vaseux suite aux épisodes tempétueux extrêmes de l'hiver 2013/2014 (Figure 204B). En effet, l'altitude minimale est identifiée à la cote -1.03m entre fin mars et début juin 2014. La contrainte critique de cisaillement de la couche vaseuse sous-jacente est alors de 15 KPa et l'énergie des vagues au cours de l'hiver 2013/2014 n'est pas suffisante pour éroder cette couche. La puissance maximale des vagues au large est alors de  $6.10^5 \text{ J.s}^{-1}$  (début février 2014 et décembre 2013). Une érosion de la vase de rigidité supérieure ou égale à 15 KPa ( $15000 \text{ N.m}^{-2}$ ) n'est pas envisageable pour une énergie de vague au large inférieure à la valeur maximale identifiée précédemment. Dans les vases de la couche supérieure, la contrainte critique à l'érosion est mesurée à 5 KPa. Cette couche a été déposée plus récemment et possède une cohésion plus faible (temps de consolidation court). Une énergie moindre (entre  $0.5. 10^5$  et  $3. 10^5 \text{ J.s}^{-1}$ ) permet d'éroder la couche supérieure du platier vaseux. Cette énergie est atteinte deux fois au cours de l'hiver 2014/2015 (janvier et avril 2015). On observe dans les deux cas une érosion de la couche de vase supérieure. La couche sableuse n'est en revanche jamais atteinte sur le reste de la période de mesures.

Le contrainte critique à l'érosion de la vase dépend en partie : i) de sa concentration en matière sèche (qui augmente suite au tassement en fonction du temps) et ii) de la contrainte de cisaillement exercée par un écoulement (Partheniades, 1965 ; Mehta & Partheniades, 1982 ; Migniot 1968, 1989 ; Sanchez & Levacher, 2008). Des paramètres locaux peuvent intervenir dans l'évolution de la contrainte critique à l'érosion. Dans ce cas, la couche de surface de sables déposée par les courants de retour suite à l'érosion maximale du platier en mars 2014, et laissant apparaître les paléo-*ridges* (couche vaseuse plus ancienne), induit une diminution de la capacité d'érosion. En effet, comme détaillé dans la section précédente, les mélanges sédimentaires sablo-vaseux de surface diminuent directement la capacité d'érosion par les vagues (Panagiotopoulos *et al.* 1997 ; Waeles & Le Hir, 2004). La résistance

à l'érosion devient maximale pour un mélange sablo-vaseux contenant 30-40% de vases (Mitchener *et al.*, 1996 ; Panagiotopoulos *et al.* 1997). L'érosion de la couche sableuse, et plus particulièrement du mélange vase/sable localisé aux limites de la couche sableuse, nécessitera donc plus d'énergie. La variabilité des positions et des altitudes des systèmes de *ridges and runnels* sur le platier vaseux lors des phases érosives induit une grande diversité des placages de couches sableuses (plus épais dans les *runnels*). Ces barrières à l'érosion sont donc inégalement réparties sur le platier suivant l'intensité des événements tempétueux et créent une variabilité *longshore* et *cross-shore* très importante de la contrainte critique à l'érosion dans les différentes couches vaseuses. Cela impacte directement la morphologie du platier lors des futurs épisodes érosifs. Basé sur les observations réalisées et la littérature, un modèle conceptuel de la résistance à l'érosion d'une coupe verticale sédimentaire du platier vaseux, alternant vases et sables, est proposé (Figure 205).

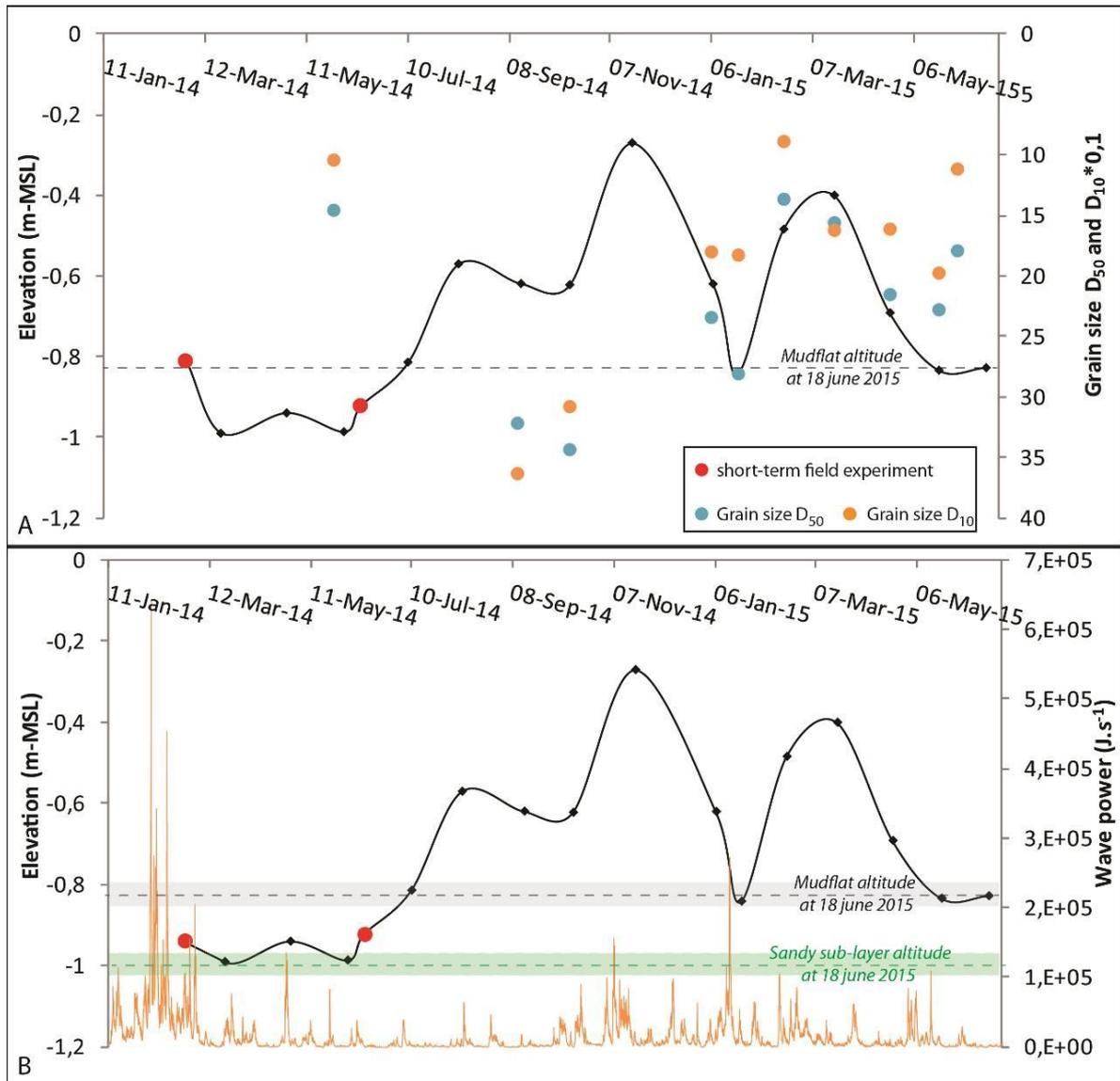


Figure 204. A. Variations d'altitude du platier vaseux de mars 2014 à mai 2015 au point de scissométrie du 18 juin 2015 (P3C1) quelques mètres après la bordure interne du platier vaseux sur un *ridge* et variations des paramètres granulométrique  $D_{50}$  (bleu) et  $D_{10}$  (orange) du sédiment de surface ; B. Variations d'altitude du platier vaseux de mars 2014 à mai 2015 au point de scissométrie du 18 juin 2015 (P3C1) et puissance des vagues au larges. Les positions de la couche de surface et de la première sous-couche sableuse sont respectivement identifiées en gris et vert sur le graphique (précision verticale  $\pm 5$  cm) ; entre ces deux limites et en dessous de la couche sableuse se situent les couches vaseuses.

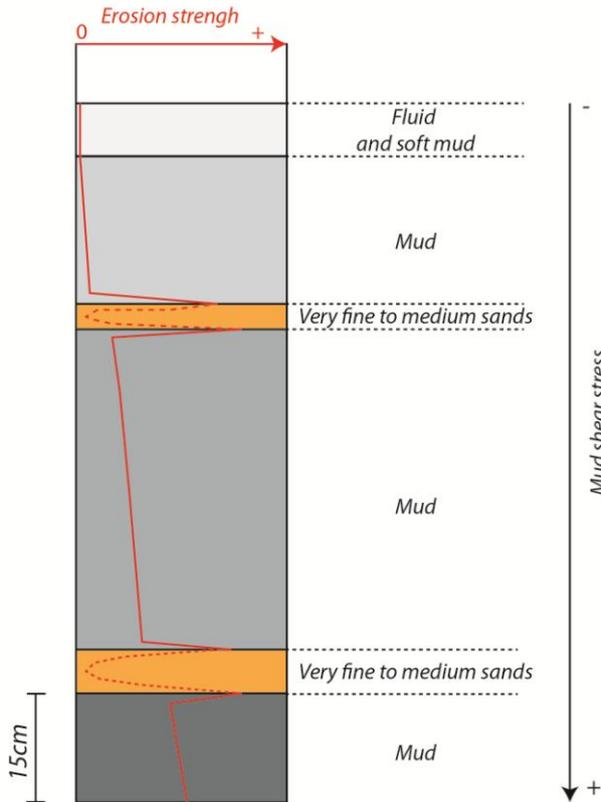


Figure 205. Modèle conceptuel de la résistance à l'érosion d'une coupe verticale alternant couches sableuses et vaseuses avec une augmentation de la cohésion en profondeur au niveau du platier vaseux d'une plage mixte sablo-vaseuse.

D'autres analyses peuvent être proposées. La durée du déferlement sur le platier vaseux peut notamment avoir un effet important sur l'érosion du platier. En effet, l'intensité de la turbulence est maximale au moment du déferlement et peut induire une érosion plus forte (Verney *et al.*, 2007). De ce fait, sans atteindre les puissances de vagues extrêmes observées pendant l'hiver 2013/2014, une concomitance de faibles marnages (morte-eau) et d'évènements tempétueux pourrait avoir une plus forte capacité d'érosion, en lien avec un déferlement quasi permanent sur le platier. Une érosion de la couche sablo-vaseuse, qui présente une capacité d'érosion minimale, serait alors possible et la couche vaseuse en dessous pourrait être alors facilement érodable. La plasticité d'un sédiment peut également jouer sur son érosion en subissant au fur et à mesure de la propagation de la houle une liquéfaction qui va au cours du temps diminuer la contrainte critique à l'érosion du sédiment. Les phases d'érosion étant liées à des processus courts et très turbulents, il conviendrait d'étudier les contraintes de cisaillements appliquées au sédiment à partir de mesures à haute résolution sur le platier vaseux. L'étude menée dans le cadre de ce travail est basée sur la puissance des vagues au large moyennée sur 30 minutes. Les ordres de grandeur concernant la puissance des vagues au large nécessaire à éroder le platier ne sera pas la même en zone intertidale. L'aspect qualitatif de cette analyse est donc à relativiser.

Il peut également être mentionné dans les suivis à court et moyen termes que l'érosion de ces couches vaseuses consolidées se réalise par arrachement de petits blocs de vase allant de quelques millimètres à plusieurs centimètres (Wan, 1982 ; Perigaud, 1983) (Figure 206A). Ces blocs, qui deviendront des « galets mous » par action des vagues et du courant, sont notamment érodés sur les falaises latérales des *ridges* (perpendiculaires au trait de côte), sur la bordure interne du platier et par endroit sur la surface des *ridges*. Périgaud (1983) introduit la notion de bouffées turbulentes qui sont des petites perturbations d'un écoulement uniforme horizontal permanent. Ainsi, lorsque les contraintes effectives sur la vase vérifient le critère de Coulomb, il y a rupture de la vase sous forme de petits blocs. Pour des vases molles (très peu consolidées), Williams *et al.* (2008) et Carling *et al.* (2009) décrivent quant à eux le rôle d'un vortex contrarotatif sur les parois des *ridges* qui augmente la contrainte de cisaillement sur ces zones à forte convergence de flux et augmente l'érosion (Figure 207). Un élargissement des *runnels* peut alors s'opérer. Pour les vases fluides décaitées (saturées en eau et non consolidées), le processus d'ondulation de la couche de vase est observé (Migniot, 1968 ; Perigaud, 1983) (Figure 206B). Le critère d'érosion est associé à un critère de stabilité qui, au-delà d'une valeur critique, est amplifié et entraîne une remise en suspension du sédiment. Celui-ci est alors transporté vers le large par courants de retour ou lors du jusant. Verhagen *et al.*, (2013) présentent une classification des différentes interactions entre un courant chargé en argile et un lit sédimentaire vaseux fluide, comme supposé sur le platier de Bétahon. Cinq états sont observés en fonction des contrastes de concentration en argile entre le courant et le lit sédimentaire : a) pas d'interaction ; b) ondulation d'interface ; c) vague en avant du panache ; d) mélange et érosion ; e) mélange et érosion sévère (Figure 208).

Il serait intéressant de faire une analyse plus approfondie des caractéristiques rhéologiques (taille de particule, pourcentage de sables, minéraux argileux, matière organique, pourcentage en eau, taux de matière organique) des différentes couches de vases car celles-ci influent directement sur les processus d'érosion (Partheniades, 1965 ; Migniot, 1989 ; Périgaud, 1983).

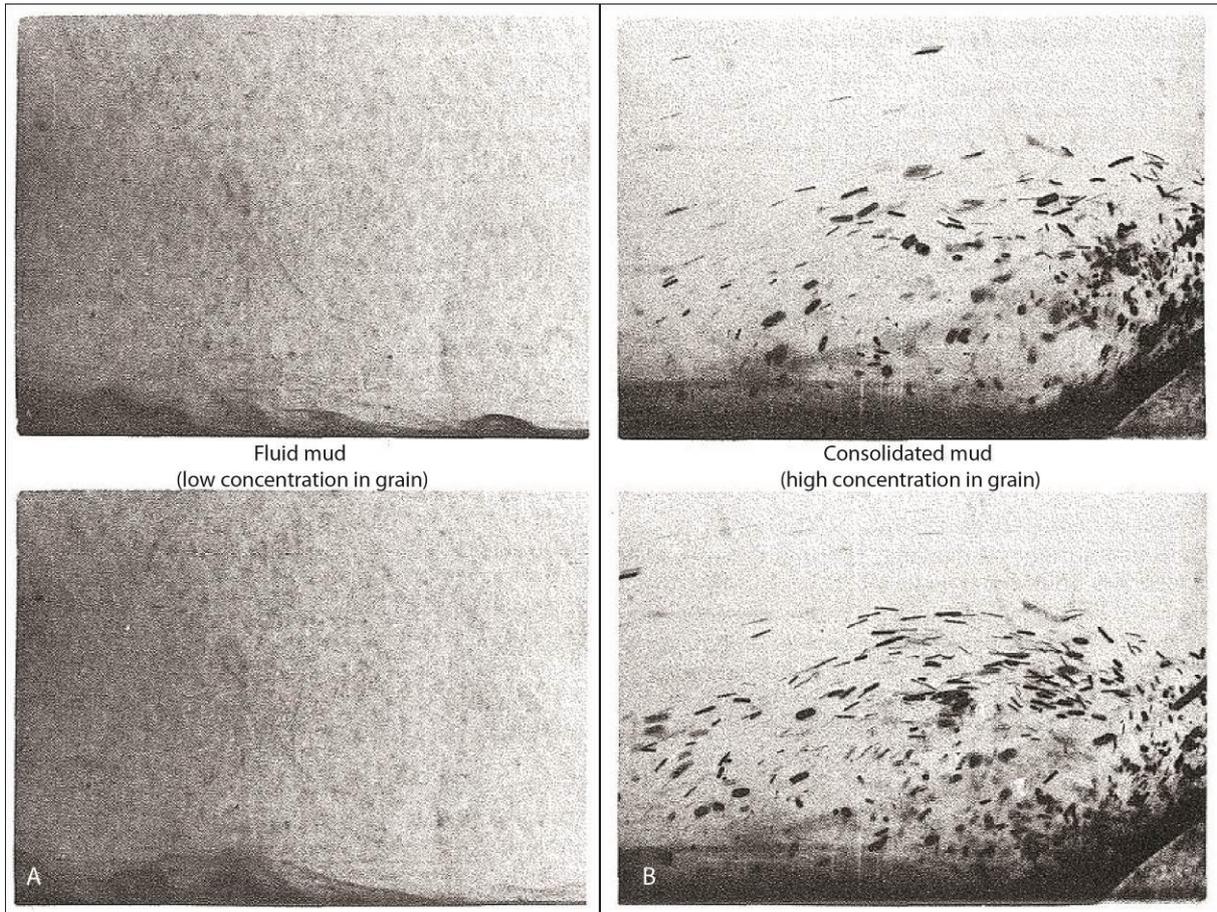


Figure 206. A. Processus d'érosion pour des vases peu concentrées (vase fluide et crème de vase) ; B. Processus d'érosion pour des vases très concentrées (vase consolidée, tassée) (modifié, d'après Perigaud, 1983).

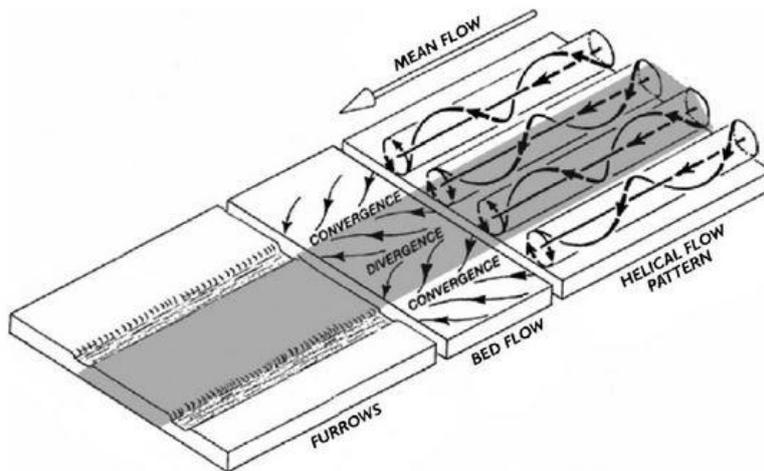


Figure 207. Processus par lequel un écoulement secondaire convergent pourrait éroder les bordures des *ridges* et donc élargir les *runnels* (modifié, d'après flood, 1983 in Carling *et al.*, 2009). Notons que Carling *et al.* proposent ce concept pour la formation des structures *R-R*, hypothèse potentiellement invalide pour le platier de Bétahon, dont le drainage de nappe souterraine semble être moteur pour la formation des *R-R*.

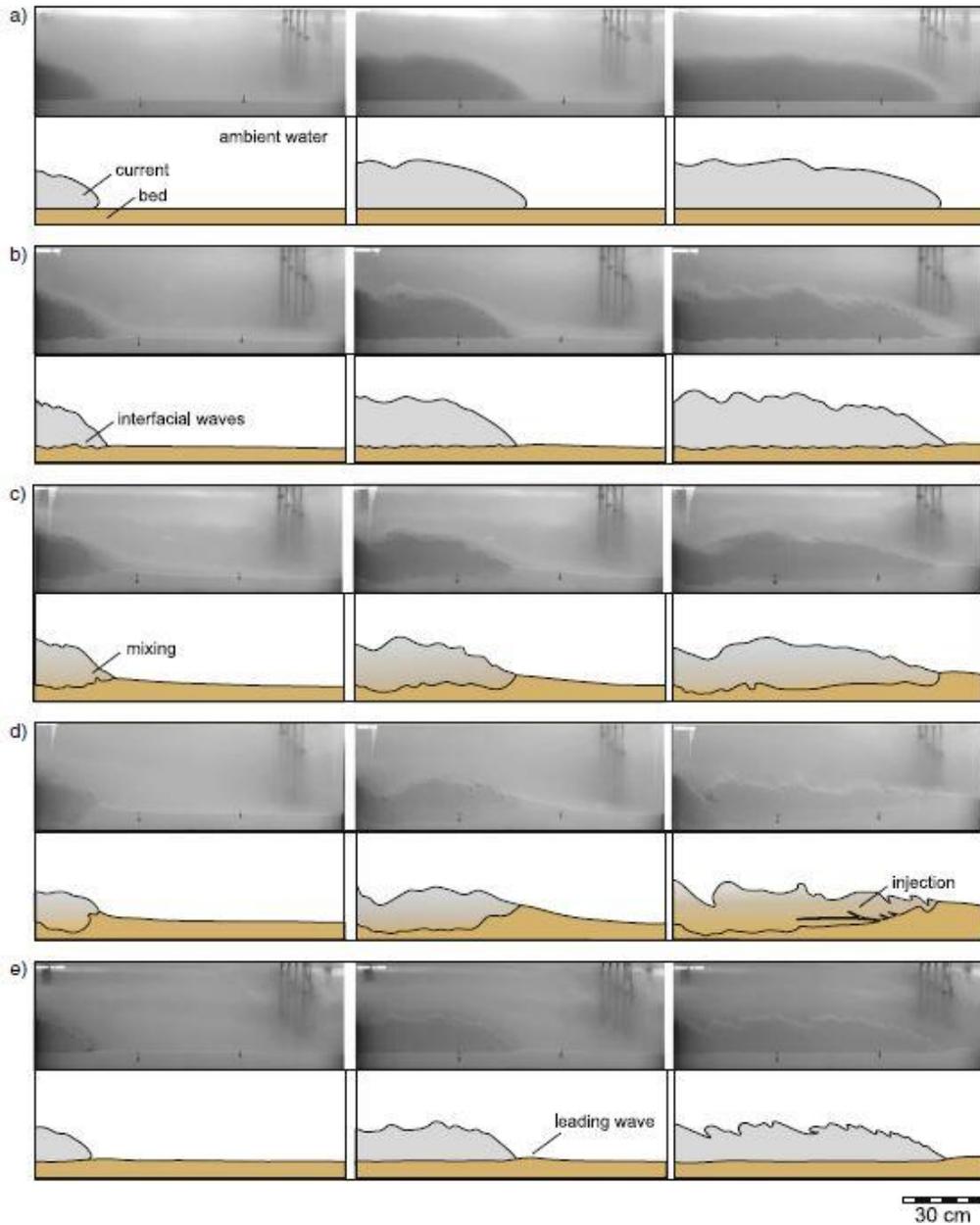


Figure 208. Capture vidéo et schéma associé pour les cinq types d'interactions entre le courant et le lit sédimentaire : a) pas d'interaction ; b) ondulation d'interface ; c) mélange et érosion ; d) mélange et érosion sévère ; e) vague en avant du panache (d'après Verhagen *et al.*, 2013).



### III. SYNTHÈSE DES FACTEURS RÉGIONAUX ET LOCAUX INFLUENÇANT LA DYNAMIQUE MORPHO-SEDIMENTAIRE DES LITTORAUX DE LA BAIE DE VILAINE

Au cours de ce travail de recherche, il a été mis en évidence à l'échelle court-terme (évolution journalière) et à l'échelle moyen terme (évolution mensuelle saisonnière) que les plages *LTT* (*Low-tide-terrace*) sablo-vaseuses et entièrement sableuses de la Baie de Vilaine montrent des similitudes dans les processus hydro-morpho-sédimentaires les contrôlant, mais également des différences.

A l'échelle court-terme, deux plages entièrement sableuses et sablo-vaseuses ont été suivies. En conditions de haute énergie (lors d'une tempête), un comportement classique des plages intermédiaires est observé sur La Turballe et Bétahon. Une érosion de la partie réfléchive est conjuguée à une migration vers le large de la zone de la rupture de pente qui est en accrétion. Cette translation est directement associée aux courants de retour dominant dans leur composante *cross-shore* orientée vers le large. Il convient de noter l'originalité du comportement de la section dissipative mixte de la plage sablo-vaseuse de Bétahon avec le comblement partiel des *runnels* par des sédiments sableux. Cela induit une perte potentiellement irrévocable du sédiment provenant de la section réfléchive. En conditions de basse énergie, un comportement morpho-dynamique classique de la plage sableuse de La Turballe est identifié. Un recouvrement du profil de plage avec une remobilisation sédimentaire du bas vers le haut de la section réfléchive couplant une dynamique sédimentaire *longshore* et *cross-shore*. Cela est conjugué à un nouveau développement des structures en croissant de plage. Le profil retrouve une situation morphologique post-tempête. La plage de Bétahon présente un recouvrement beaucoup moins rapide post-tempête. La différence majeure est observée sur la section dissipative de Bétahon qui montre un comblement progressif des *runnels* par de la vase fluide. Le modèle de la dynamique des plages *LTT*, allant de l'impact d'une tempête au recouvrement à court-terme, ne serait pas donc applicable par défaut à des plages mixte sablo-vaseuse.

A l'échelle du moyen-terme, quatre plages ont été suivies et analysées (trois plages sableuses et une plage sablo-vaseuse) en conditions d'énergie des vagues extrêmes et modales. Un intérêt particulier a été porté sur les tempêtes extrêmes de l'hiver 2013/2014, le plus tempétueux depuis 1948 en Atlantique Nord-est. Il a été montré que les quatre plages de type *LTT* présentent 4 réponses morphologiques contrastées. Une érosion globale des sections réfléchives et dissipatives de la plage mixte de Bétahon est observée. Sur les plages sableuses de Pénestin et de Suscinio des apports sédimentaires en haut de plage sont observés, sédiments provenant de la section intertidale pour la plage de Suscinio et issu de

l'éboulement des pans de falaise à Pénestin. A La Turballe, une érosion continue de la section dunaire au sud de la plage apparaît. Sur l'ensemble des sites étudiés, la zone de la rupture de pente est en érosion et les sections dissipatives sableuses présentent des amplitudes de variations morphologiques faibles par rapport à celles du platier vaseux. Au cours de l'hiver 2013/2014 une relative stabilité du volume sédimentaire des sections intertidales est identifiée, les variations volumétriques sont associées principalement à un redéploiement local du sédiment sur la plage. Une dérive littorale vers le nord est très marquée lors des périodes de forte énergie sur les plages d'orientation Sud/Nord (Pénestin et La Turballe). Le recouvrement des plages, c'est-à-dire le temps de retour à un état morphologique initial pré-tempête est variable suivant les littoraux. En environnements purement sableux, un recouvrement de 1 à 3 mois est observé tandis que pour la plage sablo-vaseuse, une période de 5 à 6 mois est nécessaire pour retrouver un état initial. Le recouvrement du palier vaseux est plus long que pour des sections sédimentaires non-cohésives. En effet, l'intensité des courants de retour lors des nombreuses phases de haute énergie de l'hiver 2013/2014, associée aux courants de jusant et aux crues de la Vilaine, entraînent les sédiments cohésifs bien plus vers le large (distance de transport jusqu'au dépôt plus importante), en baie de Vilaine. Les sédiments sableux, de granulométrie plus élevée et donc moins facilement mobilisables, restent à proximité, en zone subtidale proche. Le temps de retour des particules de vases jusqu'à la plage intertidale est de ce fait plus important.

Comparée au reste de la façade littorale Atlantiques Nord-Est qui a été fortement impactée par ces tempêtes de l'hiver 2013/2014 (érosion massive des systèmes littoraux sableux, recul du trait de côte, submersions marines et forte détérioration d'ouvrages de protections - [Aouiche et al., 2014](#), [Diogo et al., 2014](#), [Blaise et al., 2015](#), [Castelle et al., 2015](#), [Dissanayake et al., 2015](#), [Masselink et al., 2016](#)), les plages de la baie de Vilaine, qui ont été soumises également à ces conditions exceptionnelles, montrent un impact morphologique très modéré. Les littoraux de Bretagne Sud n'ont pas subi de changement irréversible de leur état morphologique.

Différents facteurs morpho-sédimentaires et hydrodynamiques permettent d'expliquer les réponses morphologiques contrastées des plages sableuses et sablo-vaseuses de la baie de Vilaine à court-terme et à moyen terme, notamment lors de l'hiver exceptionnel 2013/2014. Ces facteurs morpho-sédimentaires sont : i) régionaux (ou généraux, c'est-à-dire à l'échelle de la baie) et ii) locaux (spécifiques aux sections intertidales des plages).

### **III.A. Facteurs régionaux influant la réponse morpho-sédimentaire des littoraux de la baie de Vilaine**

Trois principaux facteurs régionaux sont identifiés : la morpho-bathymétrie, la nature de fond de la baie de Vilaine au large et en zone subtidale proche et l'orientation du trait de côte.

A l'échelle régionale, la plateforme continentale interne très large de Bretagne Sud induit un premier amortissement de la houle. Puis la configuration géographique sub-régionale et le contexte morpho-sédimentaire de la baie de Vilaine va entraîner une atténuation progressive de la hauteur des vagues par les phénomènes de diffraction et de réfraction depuis l'entrée de la baie jusqu'à la zone subtidale proche. En effet, la faible pente de la baie de Vilaine associée à une nature de fond dominée par des sédiments sablo-vaseux induit un amortissement des houles. Cet amortissement n'est pas égal sur l'ensemble de la baie. A partir des données de modèle *WW3* pour la période hivernale 2013/2014, un pourcentage d'atténuation de la hauteur significative des vagues est calculé entre l'entrée de la baie (-30m, Plateau-du-Four) et l'isobathe -10m faisant face aux différents sites d'études. Ainsi une atténuation minimale de la hauteur des vagues est identifiée au niveau de la Turballe (36%) tandis que la hauteur significative est réduite de plus de la moitié (57%) en arrivant dans les secteurs subtidaux de Suscinio, Pénestin et Bétahon (Figure 209). Cependant, il convient de prendre en compte la distance de l'isobathe -10m à la zone intertidale sur ces différents sites. Au niveau de Suscinio et de La Turballe, cette distance est réduite à un kilomètre contrairement au secteur de Bétahon et Pénestin où la distance de *shoaling* entre la zone subtidale proche (-10m) et la plage atteint plus de 10km.

A partir de l'ensemble des données hydrodynamiques acquises dans le cadre de ce travail ou de précédents travaux (Dubois, 2012) et des données de vagues au large issues de la bouée Plateau-du-Four lors de périodes de forte agitation, un nouveau facteur d'atténuation est alors calculé entre l'entrée de la Baie et la section intertidale (Tableau 25). L'atténuation plus faible au niveau de la Turballe calculée à partir des données modèles est confirmée par ces mesures et un amortissement de 63 % est observé entre le large et la zone intertidale. Cela correspond à une atténuation de 27 % de la hauteur de vagues sur 1 km entre l'isobathe -10m et la plage qui présente une pente dissipative d'avant plage relativement linéaire et composée de sable fins . L'impact de la largeur de la zone subtidale proche et la nature de fond associé s'observe nettement sur les autres sites. Au niveau de Suscinio, les vagues sont amorties de 70 à 73 % de leurs hauteurs au large lors des périodes énergétiques. Malgré une distance de l'isobathe -10 m à la plage relativement similaire à celle de La Turballe, l'amortissement de la hauteur des vagues est plus fort d'environ 10%. L'avant-plage composée de large platiers rocheux et donc cassant la pente en zone subtidale

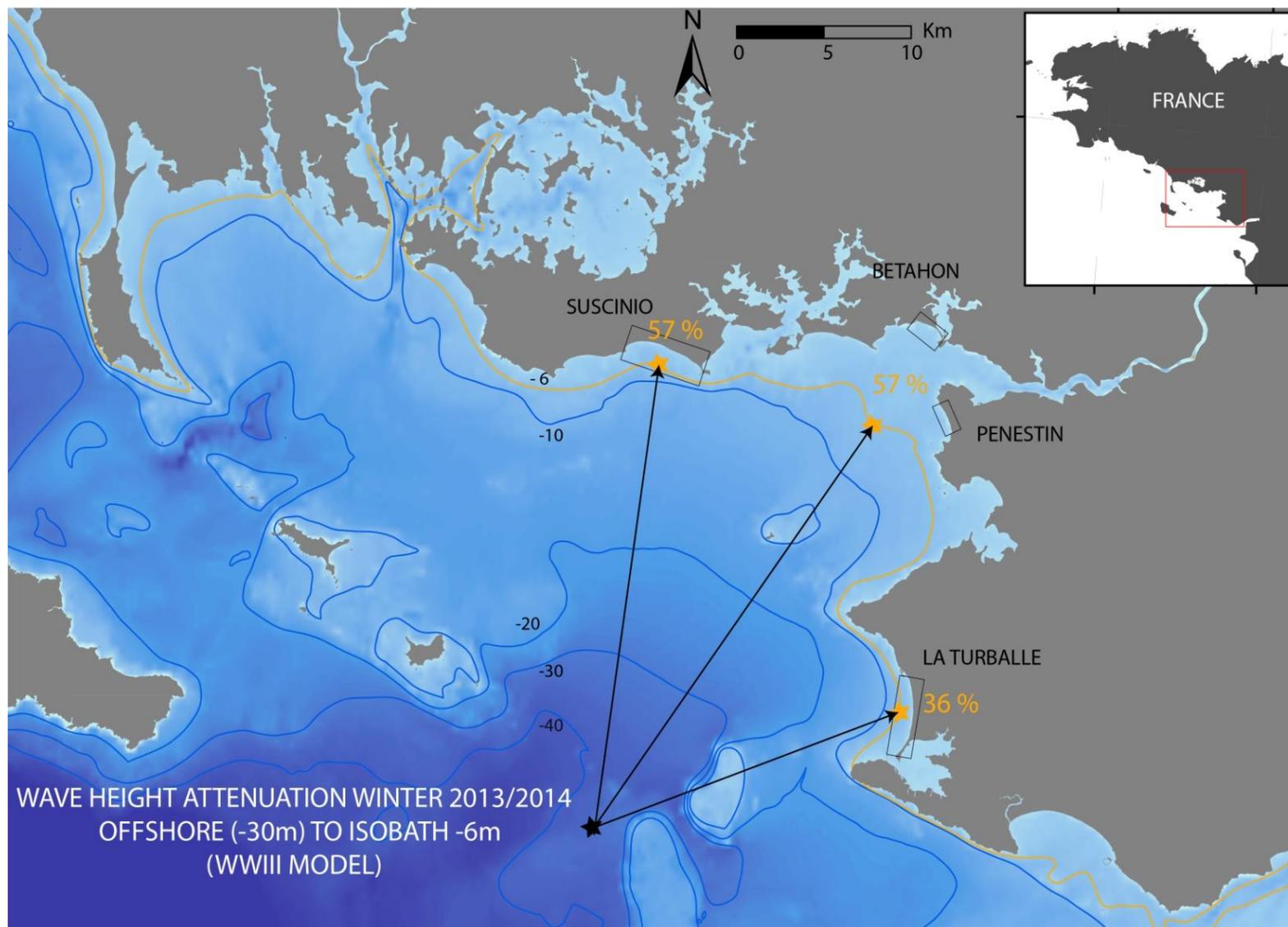


Figure 209. Pourcentage d'atténuation de la hauteur significative des vagues de l'entrée de la baie de Vilaine (Plateau-du-Four, -30m) à la zone subtidale proche (isobathe -10m). Basée sur les sorties du modèle WW3 (Shom) sur la période hivernale de décembre 2013 à mars 2014

proche induit des effets locaux sur les vagues et entraîne une atténuation plus forte. A Bétahon, l'atténuation des vagues atteint un maximum de 78%. L'effet d'une pente très douce sur les 10 km de la zone subtidale proche couplée à la présence de vases semi-fluide à fluide en entrée d'estuaire induisent un amortissement plus important. Il convient de préciser que ces facteurs d'atténuation peuvent varier en fonction des conditions hydrodynamiques et notamment être moindres pour des vagues de faible énergie.

**Tableau 25.** Equation de la relation entre les hauteurs significatives (Hs) des vagues au large (Plateau-du-Four) et le milieu des sections intertidales dissipatives pour différentes campagnes de mesures disponibles sur les plages de la baie de Vilaine (incluant celles réalisées par Dubois, 2012). Facteurs d'atténuation du Hs en pourcentage du large à la plage. (Hs,ns : hauteurs significatives des vagues en section intertidale ; Hs,off : hauteurs significatives des vagues au large). Les équations sont proposées pour des coefficients de corrélation R<sup>2</sup> supérieurs à 0.75 (excepté Bétahon, R<sup>2</sup>>0.45).

Nom et date des campagnes de mesures	Régression linéaire entre la hauteur significative des vagues au large et sur la plage intertidale	% d'atténuation de la hauteur significative des vagues (du large à la section intertidale)
<b>Suscinio – Février 2010</b>	Hs,ns = 0.27*Hs,off	73%
<b>Suscinio – Mars 2010</b>	Hs,ns = 0.30*Hs,off	70%
<b>Bétahon – Novembre 2013</b>	Hs,ns = 0.22*Hs,off	78%
<b>La Turballe – Novembre 2014</b>	Hs,ns = 0.37*Hs,off	63%

L'orientation de la côte est un autre facteur régional important qui permet également d'expliquer les réponses morpho-sédimentaires contrastées des plages lors des différentes tempêtes de l'hiver 2013/2014. En effet, la trajectoire des tempêtes et des vents associés a un impact également sur la propagation de la houle ou encore sur les niveaux de surcotes à la côte. A partir de l'analyse des mesures de terrains, une projection qualitative de l'amplitude des potentielles variations morphologiques de la partie réfléchive des quatre sites d'étude est proposée pour trois trajectoires de tempêtes régulièrement observées en Atlantique Nord-Est et en Bretagne (Figure 210). Ainsi les littoraux orientés Nord/Sud tels que les plages de Pénestin ou de La Turballe monteront des érosions plus importantes lors de tempêtes d'axe Ouest/Nord. Inversement, lors de tempêtes ayant une trajectoire Sud-Ouest/Nord-Est, les littoraux de Suscinio et Bétahon seront les plus impactés. Concernant la dernière trajectoire de tempête, Ouest-Sud/Est-Nord, les quatre plages présenteront potentiellement une amplitude de variations morphologiques plus homogènes. Lors des épisodes de tempêtes, l'angle d'incidence des vagues et l'orientation des vents aux littoraux

semblent donc un facteur déterminant dans la dynamique morpho-sédimentaire ou plus particulièrement le risque d'érosion sur les plages de la baie de Vilaine.

### **III.B. Facteurs locaux influant la réponse morpho-sédimentaire des littoraux de la baie de Vilaine**

Aux facteurs régionaux, s'ajoutent des facteurs locaux relatifs à la morphologie, la nature sédimentaire intertidale qui vont influencer directement sur l'hydrodynamisme tels que les courants et les vagues. Bien que des exceptions apparaissent localement, les plages étudiées de la baie de Vilaine présentent d'une manière générale une morphologie de type intermédiaire en *Low Tide Terrace (LTT)*. Leurs sections réfléchissantes sont relativement identiques, composées de sédiments sablo-graveleux. Leurs portions dissipatives montrent quant à elles une variabilité morphologique et sédimentaire. Nous pouvons donc catégoriser nos systèmes de plages sous deux configurations : i) la configuration « classique » intégrant les forçages régionaux définis précédemment, une section intertidale réfléchissante sablo-graveleuse et dissipative sableuse. La plage de la Turballe en est un exemple. Cette configuration dite « classique » du littoral a été largement plus étudiée dans la littérature internationale. L'aspect particulier des littoraux de la baie de Vilaine est la présence de sections dissipatives composées de larges platiers ou d'obstacles rocheux et de nature sédimentaire mixte vase-sableuse ; ii) La configuration « complexe » qui intègre également les forçages régionaux communs aux plages et une plage intertidale réfléchissante sablo-graveleuse, mais qui se différencie par une zone intertidale dissipative, qui peut être soit de nature rocheuse ou vaseuse (mixte sablo-vaseuse).

Des platiers rocheux affleurant ou des obstacles rocheux (îlots) sont régulièrement observés sur les sections dissipatives intertidales des plages de la baie de Vilaine. Ces platiers rocheux sont particulièrement développés au niveau de la plage de Suscinio. Leur impact sur l'hydrodynamisme local a été mis en évidence par les travaux de [Dubois \(2012\)](#). Des courants de contournement sont détectés lors du flot et du jusant (Figure 211). Une perte d'énergie de la houle peut se produire par déferlement (pour des valeurs du ratio  $H_s/h$  adéquates) ou par réfraction sur le substratum rocheux (frottement potentiellement accentué). Les obstacles ponctuels, comme observés sur la zone intertidale vaseuse de Bétahon (îlot du Bédume), induisent un changement de direction des trains de vagues par diffraction/réfraction qui va modifier l'hydrodynamisme sur la plage et accentuer le potentiel de transport longitudinal des sédiments (Figure 212).

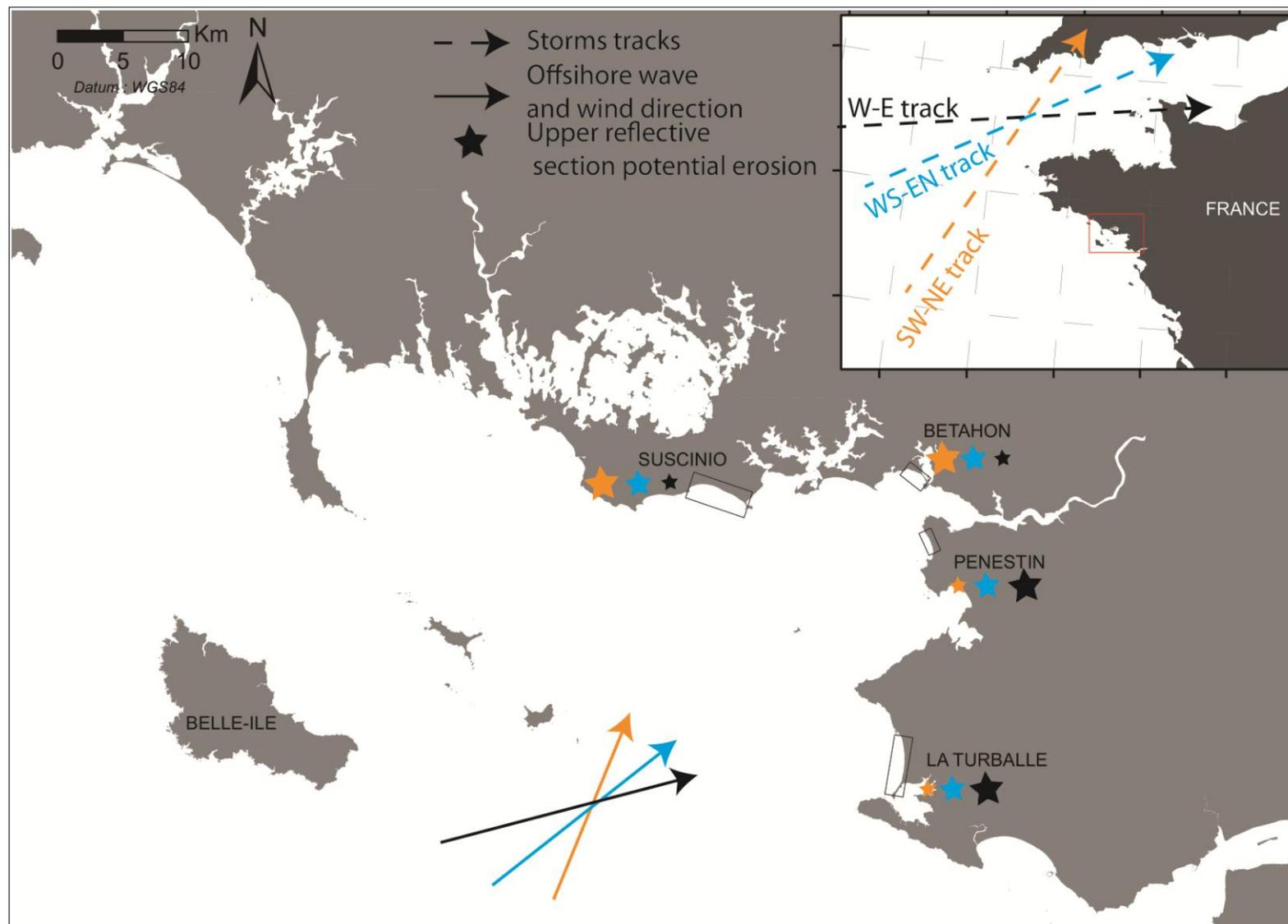


Figure 210. Projection qualitative des amplitudes potentielles de variations morphologiques et de l'érosion de la section réfléchive des 4 sites d'études (La Turballe, Pénestin, Bétahon et Suscinio) pour les directions de vent et de vagues associées les trois principales trajectoires des tempêtes observées en Atlantique Nord-Est.

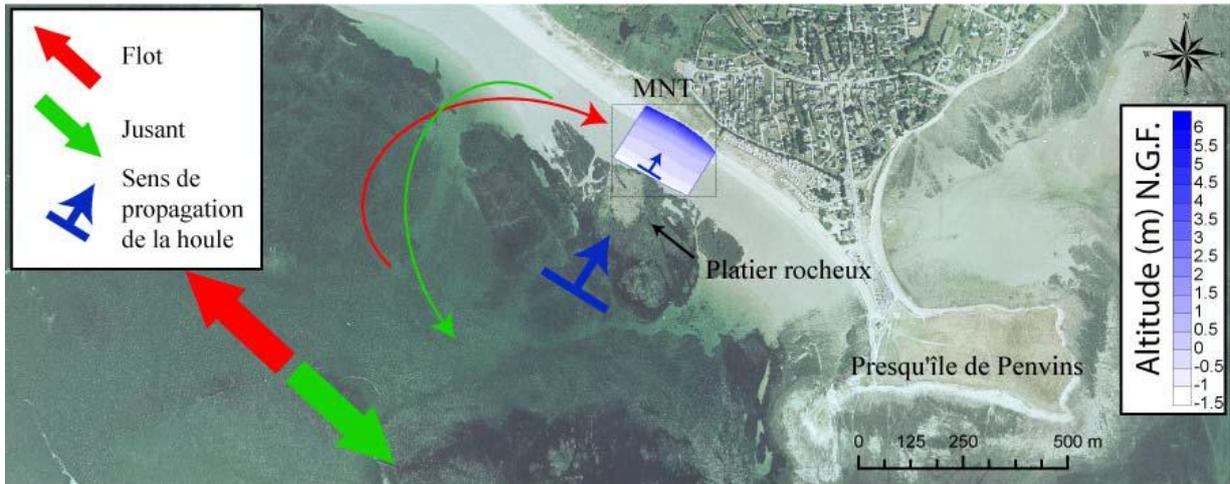


Figure 211. Représentation schématique du sens d'écoulement des courants tidaux et du sens de propagation de la houle au large et à l'approche du platier rocheux affleurant. La direction de propagation de la houle est supposée normale à la côte. Le platier atténue l'énergie de la houle incidente sur la section orientale de la plage de Suscinio. Les normes des vecteurs sont arbitraires (Dubois, 2012).



Figure 212. Phénomène de diffraction/réfraction des vagues autour de l'îlot du Bédume du platier vaseux de Bétahon à partir de l'identification des crêtes de vagues sur une image satellite (Google Earth, 2012)

La nature sédimentaire et morphologique de la section intertidale dissipative induit un rôle direct sur les variations de la hauteur et de l'énergie des vagues. A partir des mesures de

caractéristiques des vagues réalisées sur les sections dissipatives sableuses de la Turballe et mixtes sablo-vaseuses de Bétahon, un schéma conceptuel *cross-shore* de l'atténuation de l'énergie des vague (hors déferlement) est proposé pour une plage de type intermédiaire *LTT* depuis la limite basse de la section dissipative intertidale jusque la section réfléchive. Trois cas sont définis représentant trois sections dissipatives de natures morpho-sédimentaires variables (Figure 213) :

- Le premier cas caractérise une section dissipative entièrement sableuse (*ie.* La Turballe). Une légère amplification de l'énergie des vagues apparaît le long de la section dissipative. Cette amplification devient plus forte sur la partie réfléchive de la plage.
- Le second cas est une section dissipative vaseuse sculptée en *ridges and runnels*. Le frottement exercé par ces morphologies particulières aux passages des vagues entraîne une légère atténuation de l'énergie de celle-ci. L'énergie des vagues en arrivée de la section réfléchive sablo-graveleuse est alors plus faible que pour une section dissipative sableuse. L'augmentation de l'énergie sur la portion plus pentue sablo-graveleuse est de même amplitude que pour le cas précédent est observée. En haut de section réfléchive, l'énergie sera alors plus faible que dans le premier cas.
- Le dernier cas proposé est une extrapolation des évolutions de l'énergie des vagues dans le cas d'une section dissipative constituée de vase fluide, à partir des mesures issues de la littérature scientifique (aucune mesure n'ayant été réalisée sur la platier de Bétahon dans un contexte de vase fluide). Suivant la viscosité et la concentration en vase fluide (jusqu'à plusieurs centaines de gramme par litre), une forte atténuation de l'énergie peut se produire. [Pereira et al. \(2007\)](#) identifie une atténuation allant jusqu'à 100 % de l'énergie initiale des vagues dans une zone de surf dont le substrat est de la vase fluide. Il en résulte dans notre cas de plage de type *LLT* une énergie des vagues potentiellement très faible en arrivée de la section réfléchive. L'énergie avant déferlement en zone réfléchive est bien inférieure à celle des deux cas précédents. Le platier vaseux constitué de vase fluide est potentiellement une première barrière aux premières vagues de plus forte énergie.

Au final, en haut de plage, l'énergie des vagues sera plus faible dans le cas d'une section intertidale dissipative vaseuse que dans le cas d'une plage présentant une section dissipative sableuse (de longueur réduite et donc de pente plus forte). L'amortissement des vagues sera maximal sur une section dissipative constituée de vase fluide et le taux d'atténuation sera modulé par la concentration en matière en suspension (densité) et la viscosité. Ce postulat est à confirmer par des mesures *in-situ* intégrant cette configuration du platier vaseux de Bétahon.

Pour conclure, les plages de la baie de vilaine sont situées dans un contexte régional commun intégrant des variabilités morpho-bathymétriques, de nature de fond ou encore des orientations des traits de côte variés qui vont influencer l'hydrodynamisme générale. A cela, s'ajoute à l'échelle des plages intertidales, des sections réfléchives relativement semblables (sablo-graveleuse) mais des sections dissipatives très variables (roches ponctuelles, platiers rocheux, platier vaseux sculptés *en ridges and runnels* ou comblés vase fluide). Ces dernières modulent fortement la dynamique hydro-morpho-sédimentaire sur les plages. Cet ensemble complexe de facteurs va induire des réponses morpho-sédimentaires contrastées des littoraux aux évènements de haute et basse énergie (Figure 214).

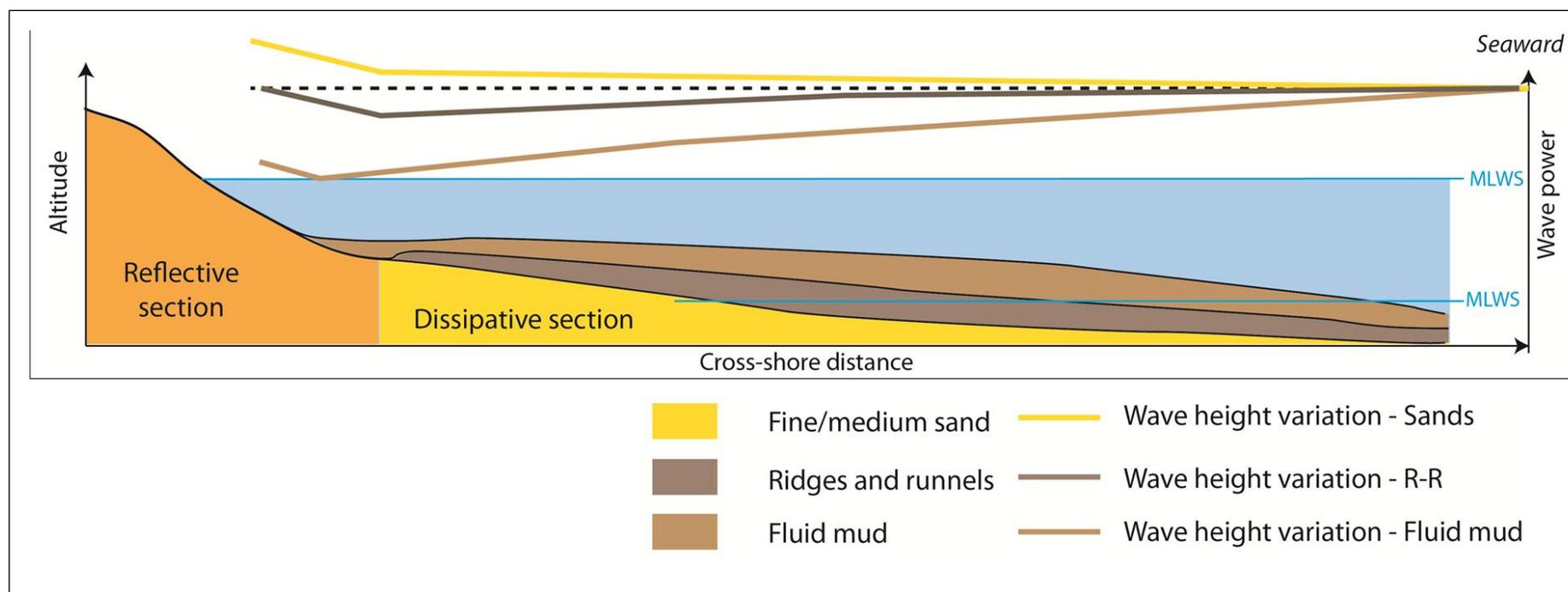


Figure 213. Schéma conceptuel de l'évolution de l'énergie des vagues (selon la formulation de Hardisty, 1990) pour une plage intertidale de type *Low Tide Terrace* et pour trois sections dissipatives de nature morpho-sédimentaire différentes et une section commune réfléchissante sablo-graveleuse. Cas n°1 (En jaune) évolution de l'énergie des vagues associée à une section dissipative sableuse. Cas n°2 (en marron clair) : évolution de l'énergie des vagues associée à une section dissipative vaseuse sculptée en *ridges and runnels* ; Cas n°3 (en marron foncé) : évolution de l'énergie des vagues associée à une section dissipative constituée de vase fluide. Les deux premiers cas sont issus des analyses des mesures hydrodynamiques réalisées lors des campagnes à La Turballe (novembre 2014) et à Béthoon (mars et juin 2014). Le dernier cas est une extrapolation établie à partir des informations issues de la littérature scientifique. La section réfléchissante est considérée pente identique pour les trois cas.

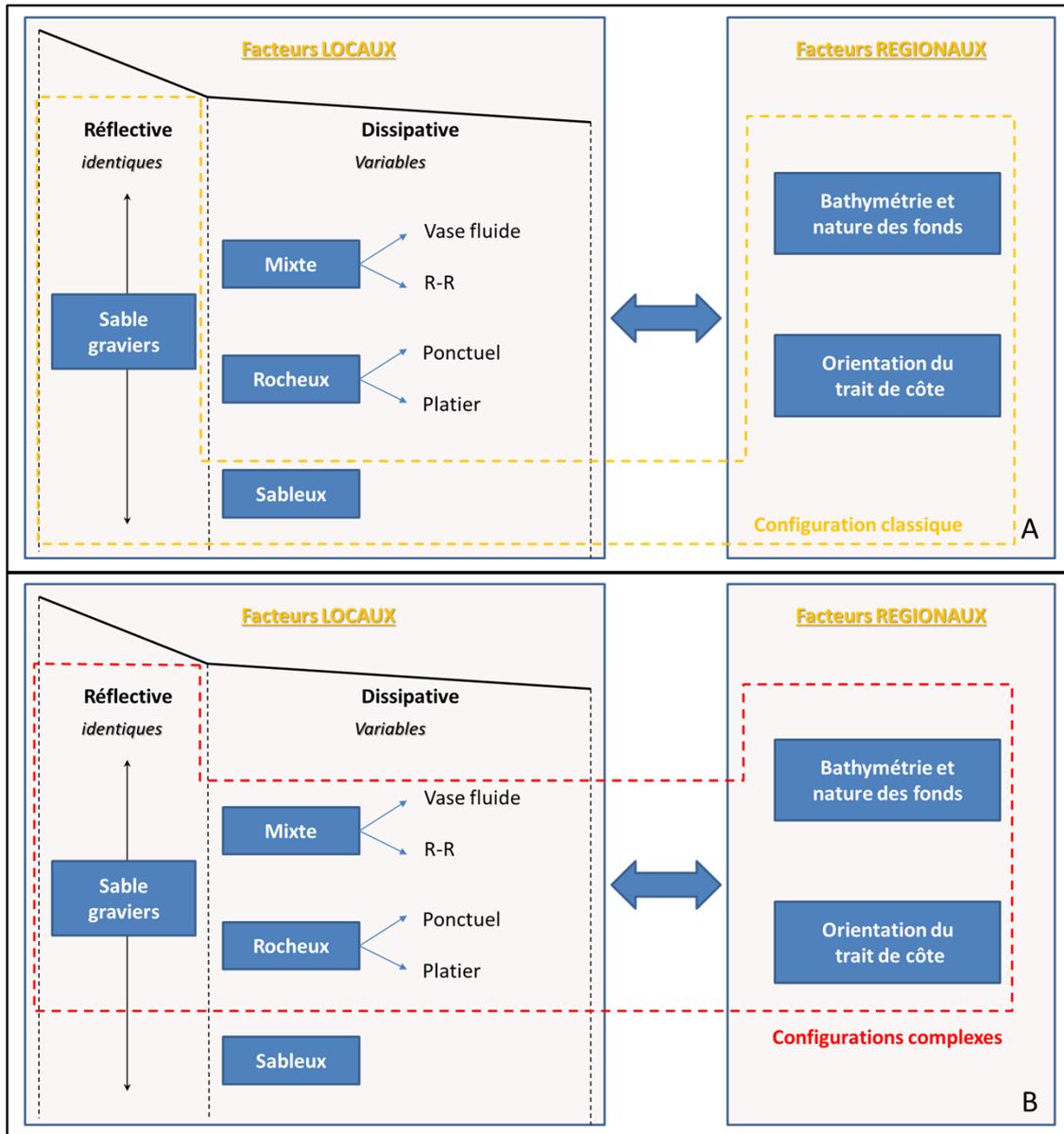


Figure 214. Schéma conceptuel d'emboîtements de facteurs régionaux et locaux modulant la dynamique des littoraux de la baie de Vilaine. A. Configuration classique (régulièrement observée sur les littoraux) : sections réflectives et dissipatives entièrement sableuses (exemple : plage de La Turballe). B. Configuration complexe des littoraux : sections réflectives sableuses et sections dissipatives rocheuses ou vaseuses (exemple : plages de Suscinio et de Bétahon).

## Conclusion générale et perspectives

---

### Rappel du contexte des travaux de thèse

Cette étude de quatre plages intermédiaires de la baie de Vilaine a permis de mieux comprendre et de comparer les fonctionnements hydro-morpho-sédimentaires de plages sableuses à ceux d'une plage mixte constituée d'une zone dissipative vaseuse et réfléchive sableuse, en contexte tempérée et méso/macro-tidal. Les très nombreuses campagnes d'acquisitions de mesures réalisées de décembre 2013 à février 2016 ont permis d'aborder différents aspects de la dynamique hydro-morpho-sédimentaire de ces plages. Les deux fils conducteurs de ce travail ont été : i) le fonctionnement morpho-sédimentaire spécifique d'une plage sablo-vaseuse et sa comparaison aux autres systèmes uniquement sableux ; ii) l'impact régional des tempêtes de l'hiver 2013/2014, le plus énergétique depuis 1948, et le fonctionnement saisonnier des plages incluant leur résilience post-tempêtes.

### Approches méthodologiques

Différentes méthodologies de terrain complémentaires ont été mises en place au niveau de quatre plages de la baie et de l'estuaire de la Vilaine. Un suivi morpho-sédimentaire a été mené mensuellement sur une période de deux années, débutant par l'hiver 2013/2014 le plus tempétueux depuis plus de 20 ans et extrêmement morphogène sur l'ensemble du littoral Européen occidental. L'analyse des changements de granulométrie a été couplée à celle des variations morphologiques. Des suivis morpho-dynamiques à haute résolution, couplant mesures hydrodynamiques et suivis morpho-sédimentaires, ont été menés ponctuellement sur deux plages contrastées. Au total, environ 550 profils topographiques *cross-shore*, plus de 700 prélèvements sédimentaires et 26 points de mesures hydrodynamiques avec environ 750 marées couvertes, ont été réalisés et analysés sur ces quatre plages de Bretagne Sud (La Turballe, Pénestin, Bétahon et Suscinio). Un suivi par prises de vues aériennes par cerf-volant a été expérimenté sur la plage mixte sablo-vaseuse de Bétahon afin de suivre la dynamique tridimensionnelle du plateau. Une procédure de mise en œuvre de ce suivi innovant a été développée dans le cadre de ce travail. Des méthodologies de traitement de données spécifiques à ces suivis ont été développées dans le cadre de cette thèse. Elles concernent l'automatisation des traitements des données de pressions afin d'obtenir les caractéristiques des vagues (et hauteur d'eau) et des données issues des différents instruments de courantologie. Deux traitements d'images ont été menés au cours de cette thèse : des analyses par photogrammétrie et des post-traitements des images aériennes acquises par cerf-volant et une analyse des images obliques issues d'un suivi par caméra vidéo.

### Morphodynamique des plages de la baie de Vilaine soumises à des événements extrêmes

A l'échelle régionale, ce travail met en évidence le rôle de différents facteurs sur la dynamique des plages soumises à des conditions des très hautes énergies comme les séries de tempêtes extrêmes et exceptionnelle de l'hiver 2013/2014. L'héritage géologique et morpho-structurale joue un rôle essentiel. Il conditionne l'orientation de la côte, la présence de phénomènes de diffraction/réfraction

des houles (pointes rocheuses) et la canalisation des circulations des masses d'eaux et des sédiments (plattiers rocheux, ilots...). Le lien entre l'orientation de la côte (héritage géologique et celle des vagues de tempêtes) a été clairement mis en évidence. Concernant les impacts des niveaux d'eau extrême sur l'érosion et la dynamique des plages, ils dépendent du phasage entre le pic de tempête et la marée. L'état initial de la plage conditionne également la réponse morpho-sédimentaire, notamment concernant l'érosion de la partie supérieure réfléchive et du pied de dune. De plus, L'impact d'une tempête unique peut-être beaucoup plus morphogène qu'une série de tempêtes de très haute énergie en Bretagne Sud.

La capacité de résilience à moyen-terme des plages de la baie de Vilaine a été démontrée suite à ces conditions de très haute énergie, bien que des zones en érosion soient localement observées. Le temps nécessaire à un retour à l'état initial a été déterminé pour les quatre environnements littoraux étudiés. Du point de vue des caractéristiques sédimentaires, ce travail a mis en évidence que les phases d'érosions et d'accrétions sédimentaires sont associées généralement à un sédiment de granulométrie hétérogène liée au remaniement de la couche de surface sans mise en place d'un granoclassement croissant ou décroissant proportionnel à l'énergie des vagues. Des apports de sédiments issus de la section réfléchive vers la section dissipative sont détectés lors de période de haute énergie. Les phases de stabilité sédimentaire, associées à des conditions de basse énergie, induisent un tri granulométrique en faveur des sables très grossiers et des graviers en bas de section réfléchives et en haut de plage, des dépôts de sables fins et très fins, liés à la déflation éolienne, sont identifiés.

### **Morphodynamique d'une plage de sédiment mixte, sablo-vaseuse.**

Dans une approche plus spécifique, les travaux concernant la dynamique de la plage sablo-vaseuse de Bétahon ont montré un comportement morphodynamique proche de celle d'une plage uniquement sableuse lors des phases de haute énergie. Cependant, la résilience à court-terme de ces environnements contrastés diffère lors du retour des conditions de faible énergie. La plage sableuse présente une réponse morpho-sédimentaire plus rapide. Les relations et échanges morpho-sédimentaires entre une section sableuse réfléchive et un platier vaseux sous-jacent ont été investiguées, mettant en avant des apports de sédiments non-cohésifs depuis la section réfléchive lors des épisodes tempétueux. La présence d'un dépôt sableux entre deux couches vaseuses diminue potentiellement localement la capacité d'érosion du platier vaseux par les vagues au niveau de cette interface de sédiments mixtes. Un suivi spécifique par photogrammétrie a permis de comprendre la dynamique saisonnière des *ridges and runnels* et plus généralement du platier vaseux. Les variations d'altitudes du platier sont principalement contrôlées par l'énergie des vagues entrant dans le système mais également par les propriétés physiques des sédiments. L'initiation de ces figures vaseuses atypiques semble liée à un processus de drainage. Des formes semblables sont observées en bas de section réfléchive sableuse sur la plage de Bétahon.

## Perspectives

Inscrivons-nous tout d'abord dans les perspectives autour de l'étude de la dynamique régionale des plages de Bretagne Sud. Afin d'identifier les processus hydrodynamiques en jeu dans les variations morphosédimentaires, des suivis à court-terme ont été réalisés sur la plage sableuse de La Turballe et sur la plage sablo-vaseuse de Bétahon. Il pourrait être envisagé de réaliser des déploiements similaires de matériel sur les plages de Pénestin et de Suscinio afin de confirmer les hypothèses de la dynamique sédimentaire identifiées à l'échelle saisonnière. Le suivi par GPS différentiel a montré des limites particulièrement pour l'évaluation des stocks sédimentaires mobilisés sur la plage. La résolution longitudinale de l'échantillonnage des profils *cross-shore* de la plage explique cela (un profil tous les 200 à 500 mètres). L'utilisation d'un suivi par photogrammétrie à partir de prises de vues aériennes par drone ou cerf-volant permettrait une appréciation plus réaliste de la dynamique morpho-sédimentaire, intégrant notamment la dimension tridimensionnelle de la plage et des figures sédimentaires. Ce type d'approche permettrait également de bien différencier les variations de volume des sections réfléchissantes et dissipatives qui sont très différenciées d'un point de vue granulométrique et qui ne sont pas toujours soumis aux mêmes processus hydrodynamiques. Il offre de plus une image verticale instantanée de la plage qui permet des analyses post-levés plus poussées (ligne de *Run-up* maximal, suivi du trait de côte, de la rupture de pente, analyse qualitative des sédiments, identification de végétaux et des dépôts d'algues). Cependant l'extension *longshore* de certains littoraux de Bretagne Sud (> 5 km) peut poser des difficultés techniques d'un suivi par photogrammétrie (durée de la batterie des drones, législation liée à l'utilisation de ces systèmes, conditions météorologiques). Les deux approches sont donc complémentaires. Un suivi bathymétrique de la zone subtidale proche, en continuum de la zone intertidale, semble également essentiel afin de correctement caractériser les échanges sédimentaires. Le suivi unique de la zone intertidale limite les résultats de ce travail. La mise en place d'un suivi par sondeur mono- ou multi-faisceau est possible mais contraignant techniquement et financièrement. Les méthodes de d'inversion à partir d'images vidéo développées notamment par [Bergsma et al. \(2016\)](#) peuvent être une alternative. Dans un aspect moins technique, la poursuite du travail portant sur le lien des variations morphologiques locales et des caractéristiques granulométriques des sédiments aux valeurs extrêmes des hauteurs de vague semble prometteuse.

Les perspectives de travail associées à la dynamique des plages de sédiments mixtes sablo-vaseux sont nombreuses. Il conviendrait dans un premier temps de réaliser un suivi par photogrammétrie à plus court-terme afin d'observer la dynamique à haute résolution des structures en *ridges and runnels* avant et après un épisode tempétueux. Couplée à une répartition des instruments de mesures hydrodynamiques proche de celle menée en basse énergie dans le cadre de ce travail (juin 2014), les processus d'initiation des *ridges and runnels* (*R-R*) et d'érosion du platier vaseux pourraient être mieux appréhendés. Un suivi instrumenté de l'hydrodynamique hors conditions de *R-R* (surface plane) est nécessaire afin de confirmer les hypothèses de la dynamique sédimentaire en basse énergie faite dans ce travail. L'impact des conditions météorologiques (ensoleillement, pluie), en parallèle de sa durée d'exondation, est également essentiel dans la consolidation du platier vaseux. Associée à un suivi des niveaux d'eau à haute fréquence (2Hz) sur une période pluri-mensuelle, la mesure de la contrainte

critique de cisaillement de surface (géo-référencée) plus régulière (hebdomadaire ou avant chaque coup de vent) permettrait de mieux comprendre les liens entre les paramètres météorologiques, les couches sédimentaires, les conditions hydrodynamiques et l'altitude du platier vaseux. Il serait également intéressant de comparer la dynamique de la plage de Bétahon à une autre plage de France métropolitaine ou de Département Outre-mer (ou à l'étranger) présentant une morphologie similaire.

Concernant les apports de la modélisation dans l'étude de la dynamique d'une plage mixte sablo-vaseuse (platier vaseux faisant front à une plage sablo-graveleuse), une première approche s'articule sur une dynamique à l'échelle de la plage. L'étude de l'atténuation des vagues sur le platier vaseux peut être approfondie en simulant la propagation des vagues pour un substrat composé de vase fluide de différentes viscosités et pour un substrat avec des *ridges and runnels*. Les paramètres de rugosité de fond et de forme pourraient être définis et les coefficients de frottement affinés. La modélisation de la dynamique morpho-sédimentaire à partir d'un modèle multicouches (Delf3D par exemple) permettrait d'effectuer des tests types de l'impact de l'alternance de couche de vase et de sable sur l'érosion du platier vaseux par les vagues. La seconde approche porte sur une modélisation CFD (*Computational Fluid Dynamics*) qui offrirait un intérêt de l'étude des champs de courants à l'échelle des structures *ridges and runnels* et notamment sur l'érosion des flancs des *ridges*.

Dans un contexte global du réchauffement climatique et d'une forte occurrence des événements tempétueux, le défi des années à venir sera d'essayer de stabiliser les franges littorales et/ou de réhabiliter celles qui montrent une vulnérabilité accrue et des risques de plus en plus importants de submersion marine et en conséquences la génération de pertes et des dégâts matériels et humains. Le littoral Breton en général et celui de la Bretagne Sud en particulier n'échappe pas à ce scénario. Fortement anthropisé et majoritairement fixé par des digues et d'enrochements, la connaissance approfondie de la dynamique de ce littoral Sud breton est la clé principale pour la mise en place d'une politique d'aménagement durable et raisonné de cet espace vulnérable. Ce travail de recherche a permis d'enrichir la connaissance sur les comportements hydro-morpho-sédimentaires des configurations type du littoral de Bretagne Sud. Il en sort principalement cette faculté de recouvrement "résilience" rapide malgré un contexte de budget sédimentaire limité. Ce constat, extrapolé en termes d'aménagement, pourrait orienter vers la limitation d'usage d'ouvrage en dur pour la réhabilitation des plages et pousser vers l'adoption des méthodes douces de rechargement des plages permettant ainsi d'intégrer, par petites doses, un apport sédimentaire nouveau dans les espaces littoraux. Le potentiel éolien démontré sur quelques plages reste mal exploité. Les casiers de ganivelles utilisés presque partout dans le monde pour piéger les sédiments en haut de plage et favoriser la mise en place rapide des dunes embryonnaires sont quasi absents sur les plages de Bretagne Sud. Les linéaires de ganivelles qu'on peut retrouver de temps en temps sur les plages sont principalement dédiés à limiter les piétinements des dunes et la canalisation du flux humain sur les plages. Il serait sans doute judicieux d'exploiter nos apports scientifiques en lien avec le potentiel éolien et la caractérisation granulométrique des plages pour initier des aménagements simples et écologiques permettant de favoriser la mise en place ou la réhabilitation des dunes qui constituent un premier rempart contre l'érosion.

## Références bibliographiques

---

- Aber, J.S. & Galazka, D. 2012. Potential of kite aerial photography for Quaternary investigations in Poland. *Geological Quarterly*, 44, 33–38.
- Adam, S., Vitse, I., Johannsen, C. & Monbaliu, J. 2006. Sediment type unsupervised classification of the Molenplaat, Westerschelde estuary, the Netherlands. *EARSeL eProceedings*.
- Allen, J.R.L. 1987. Streamwise Erosional Structures in Muddy Sediments, Severn Estuary, Southwestern UK. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography*, 69, 37.
- Almar, R., Coco, G., Bryan, K.R., Huntley, D.A., Short, A.D. & Senechal, N. 2008. Video observations of beach cusp morphodynamics. *Marine Geology*, 254, 216–223.
- Almeida, L.P., Ferreira, Ó. & Pacheco, A. 2011. Thresholds for morphological changes on an exposed sandy beach as a function of wave height. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36, 523–532.
- Almeida, L.P., Voudoukas, M., Ferreira, Ó., Alves, B. & Matias, A. 2012. Thresholds for Storm Impacts on an Exposed Sandy Coastal Area in Southern Portugal. *Geomorphology*, 143-144, 3-12.
- Amos, C.L., Feeney, T., Sutherland, T.F. & Luternauer, J.L. 1997. The Stability of Fine-grained Sediments from the Fraser River Delta. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 45, 507–524.
- Guilcher, A. & Pinot, J.P. 1974. Le précontinent breton entre Penmarc'h, Belle-Ile et l'escarpement continental. *Étude géomorphologique. Norois*, 84, 627–630.
- Anthony, E. & Dolique, F. 2004. The influence of Amazon-derived mud banks on the morphology of sandy headland-bound beaches in Cayenne, French Guiana: A short- to long-term perspective. *Marine Geology*, 208, 249–264.
- Anthony, E.J. 2013. Storms, shoreface morphodynamics, sand supply, and the accretion and erosion of coastal dune barriers in the southern North Sea. *Geomorphology*, 199, 8–21.
- Anthony, E., Dolique, F., Gardel, A. & Marin, D. 2011. *Contrasting Sand Beach Morphodynamics in a Mud-Dominated Setting: Cayenne, French Guiana*. *Journal of Coastal Research*, 64, 30-34.
- Anthony, E.J., Gardel, A., Dolique, F., Brunier, G. & Péron, C. 2015. Mud Banks, Sand Flux and Beach Morphodynamics: Montjoly Lagoon Beach, French Guiana. In: Maanan, M. & Robin, M. (eds) *Sediment Fluxes in Coastal Areas*. Dordrecht, Springer Netherlands, 75–90.
- Anthony, E.J., Gardel, A., Dolique, F. & Guiral, D. 2002. Short-term changes in the plan shape of a sandy beach in response to sheltering by a nearshore mud bank, Cayenne, French Guiana. *Earth Surface Processes and Landforms*, 27, 857–866.
- Anthony, E.J., Dolique, F., Gardel, A., Gratiot, N., Proisy, C. & Polidori, L. 2008. Nearshore intertidal topography and topographic-forcing mechanisms of an Amazon-derived mud bank in French Guiana. *Continental Shelf Research*, 28, 813–822.
- Anthony, E.J., Gardel, A., Gratiot, N., Proisy, C., Allison, M.A., Dolique, F. & Fromard, F. 2010. The Amazon-influenced muddy coast of South America: A review of mud-bank–shoreline interactions. *Earth-Science Reviews*, 103, 99–121.

- Anthony, E.J., Gardel, A., Proisy, C., Fromard, F., Gensac, E., Peron, C., Walcker R., Lesourd, S. 2013. The role of fluvial sediment supply and river-mouth hydrology in the dynamics of the muddy, Amazon-dominated Amapá–Guianas coast, South America: A three-point research agenda. *Journal of South American Earth Sciences*, 44, 18–24.
- Anthony, E. J., 2009. Shore Processes and their palaeo-environmental applications. *Developments in Marine Geology*. Amsterdam, Elsevier, 519.
- Aouiche, I., Omdi, F.E., Daoudi, L., Anthony, E.J. & Sedrati, M. 2014. Réponse d'une plage fortement anthropisée en milieu semi-aride à une série de tempêtes (cas de la baie d'Agadir, Maroc atlantique). *Editions Paralia*, 215–224.
- Aouiche, I., Daoudi, L., Anthony, E.J., Sedrati, M., Ziane, E., Harti, A. & Dussouillez, P. 2016. Anthropogenic effects on shoreface and shoreline changes: Input from a multi-method analysis, Agadir bay, Morocco. *Geomorphology*, 254, 16–31.
- Aubry, A., Lesourd, S., Gardel, A., Dubuisson, P. & Jeanson, M. 2009. Sediment Textural Variability and Mud Storage on a Large Accreting Sand Flat in a Macrotidal, Storm-wave Setting: the North Sea Coast of France. *Journal of Coastal Research Journal of Coastal Research SI*, 56, 163–167.
- Ba, A. & Senechal, N. 2013. Extreme winter storm versus Summer storm: morphological impact on a sandy beach. *Journal of Coastal Research*, 648–653.
- Barsanti, M., Calda, N. & Valloni, R. 2011. The Italian Coasts: A Natural Laboratory for the Quality Evaluation of Beach Replenishments. *Journal of Coastal Research*, 61, 1–7.
- Bassoullet, P., Le Hir, P., Gouleau, D. & Robert, S. 2000. Sediment transport over an intertidal mudflat: field investigations and estimation of fluxes within the “baie de Marenngres-Oleron” (France). *Continental Shelf Research*, 20, 1635–1653.
- Battjes, J.A. 1975. Surf similarity. *In: Coastal Engineering 1974*. 466–480.
- Battjes, J.A. & Janssen, J. 1978. Energy loss and set-up due to breaking of random waves. *In: Coastal Engineering 1978*. 569–587.
- Bellido, C., Anfuso, G., Plomaritis, T.A. & Buitrago, N.R. 2011. Morphodynamic behaviour, disturbance depth and longshore transport at Camposoto Beach (Cadiz, SW Spain). *Journal of Coastal Research*, 35.
- Bertin, X., Li, K., Roland, A. & Bidlot, J. 2015. The Contribution of Short-Waves in Storm Surges: Two Case Studies in the bay of Biscay. *Continental shelf Research*, 96, 1- 15.
- Blaise, E., 2017. Etude des dynamiques du trait de côte de la région Bretagne à différentes échelles spatio-temporelles. Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale. 301.
- Blaise, E., Suanez, S., et al. 2015. Bilan des tempêtes de l'hiver 2013-2014 sur la dynamique de recul du trait de côte en Bretagne. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 21, 267–292.
- Bergsma, E.W.J., Conley, D.C., Davidson, M.A. & O'Hare, T.J. 2016. Video-based nearshore bathymetry estimation in macro-tidal environments, *Marine Geology*, Volume 374, 31-41.
- Blanpain, O. 2009. Dynamique Sédimentaire Multiclasse : De l'étude Des Processus à La Modélisation En Manche. Thèse de Doctorat. Université de Rouen.396.

- Blott, S.J. & Pye, K. 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 26, 1237–1248.
- Bouysse, P. & Horn, R., 1968. Etude structurale du plateau continental au large des côtes méridionales de la Bretagne (France). In *Coll. C. N. R. S. sur les méthodes de sismique réflexion et les cartes de géologie sous-marine, Ville-franche - Monaco*, 21.
- Brault, N., Guillocheau, F., Proust, J.-N., Nalpas, T., Brun, J.-P., Bonnet, S. & Bourquin, S. 2001. Le système fluvio-estuarien Pleistocène moyen-supérieur de Penestin (Morbihan); une paleo-Loire? *Bulletin de la Société Géologique de France*, 172, 563.
- Brunier, G., Fleury, J., Anthony, E. J., Pothin, V., Vella, C., Dussouillez, P., Gardel, A., Michaud, E., 2016(a). Structure-from-Motion photogrammetry for high-resolution coastal and fluvial geomorphic surveys, *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 22 (2), 147-161.
- Brunier, G., Fleury, J., Anthony, E.J., Gardel, A. & Dussouillez, P. 2016b. Close-range airborne Structure-from-Motion Photogrammetry for high-resolution beach morphometric surveys: Examples from an embayed rotating beach. *Geomorphology*, 261, 76–88.
- Bryson, M., Johnson-Roberson, M., Murphy, R.J. & Bongiorno, D. 2013. Kite Aerial Photography for Low-Cost, Ultra-high Spatial Resolution Multi-Spectral Mapping of Intertidal Landscapes Thrush, S. (ed.). *PLoS ONE*, 8, e73550.
- Bryson, M., Duce, S., Harris, D., Webster, J.M., Thompson, A., Vila-Concejo, A. & Williams, S.B. 2016. Geomorphic changes of a coral shingle cay measured using Kite Aerial Photography. *Geomorphology*, 270, 1–8.
- Burvingt, O., Masselink, G., Russell, P. & Scott, T. 2017. Classification of beach response to extreme storms. *Geomorphology*, 295.721-737.
- Callaghan, D.P., Nielsen, P., Short, A. & Ranasinghe, R. 2008. Statistical simulation of wave climate and extreme beach erosion. *Coastal Engineering*, 55, 375–390.
- Cariolet, J.-M. & Suanez, S. 2013. Runup estimations on a macrotidal sandy beach. *Coastal Engineering*, 74, 11–18.
- Cariolet, J.M., Costa, S., Caspar, R., Ardhuin, F., Magne, R. & Goasguen, G. 2010. Aspects météo-marins de la tempête du 10 mars 2008 en Atlantique et en Manche. *Norois*, 215, 11-31.
- Carling, P.A., Radecki-Pawlik, A., Williams, J.J., Rumble, B., Meshkova, L., Bell, P. & Breakspear, R. 2006. The morphodynamics and internal structure of intertidal fine-gravel dunes: Hills Flats, Severn Estuary, UK. *Sedimentary Geology*, 183, 159–179.
- Carling, P.A., Williams, J.J., Croudace, I.W. & Amos, C.L. 2009. Formation of mud ridge and runnels in the intertidal zone of the Severn Estuary, UK. *Special issue in honour of Michael Collins*, 29, 1913–1926.
- Carter, R.W.G. 1982. DEPTH OF DISTURBANCE Depth of disturbance. In: *Beaches and Coastal Geology*. Boston, MA, Springer US, 373–373.
- Casson, B., Delacourt, C. & Allemand, P. 2005. Contribution of multi-temporal remote sensing images to characterize landslide slip surface? Application to the La Clapière landslide (France). *Natural Hazards and Earth System Science*, 5, 425–437.

- Castelle, B., Marieu, V., et al. 2014. Equilibrium shoreline modelling of a high-energy meso-macrotidal multiple-barred beach. *Marine Geology*, 347, 85–94.
- Castelle, B., Marieu, V., Bujan, S., Splinter, K.D., Robinet, A., Sénéchal, N. & Ferreira, S. 2015. Impact of the winter 2013–2014 series of severe Western Europe storms on a double-barred sandy coast: Beach and dune erosion and megacusp embayments. *Geomorphology*, 238, 135–148.
- Chang, T.S., Hong, S.H., Chun, S.S. & Choi, J.-H. 2017. Age and morphodynamics of a sandy beach fronted by a macrotidal mud flat along the west coast of Korea: a lateral headland bypass model for beach-dune formation. *Geo-Marine Letters*, 37, 361–371.
- Ciavola, P. & Coco, G. 2017. *Coastal Storms: Processes and Impacts*. Wiley, Hydrometeorological Extreme Events. 228.
- Coco, G., Huntley, D.A. & O'Hare, T.J. 2001. Regularity and randomness in the formation of beach cusps. *Marine Geology*, 178, 1–9.
- Coco, G., Senechal, N., et al. 2014. Beach response to a sequence of extreme storms. *Geomorphology*, 204, 493–501.
- Cooper, N.J. 2005. Wave dissipation across intertidal surfaces in the Wash tidal inlet, eastern England. *Journal of Coastal Research*, 28–40.
- Currier, K. 2015. Mapping with strings attached: Kite aerial photography of Durai Island, Anambas Islands, Indonesia. *Journal of Maps*, 11, 589–597.
- Dalrymple, R.W. & Choi, K. 2007. Morphologic and facies trends through the fluvial–marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews*, 81, 135–174.
- Dalrymple, R.W., Mackay, D.A., Ichaso, A.A. & Choi, K.S. 2012. Processes, Morphodynamics, and Facies of Tide-Dominated Estuaries. In: Davis, R. A. & Dalrymple, R. W. (eds) *Principles of Tidal Sedimentology*. Dordrecht, Springer Netherlands, 79–107.
- Daubord, C. 2014. *Caractérisation de 7 Évènements de Tempête de l'automne-Hiver 2013-2014 à Partir Des Données Disponibles Au SHOM*. Rapport d'études Shom N° 001/2014 MIP/HDC/NP N°84. 37.
- Dean, R.G. & Dalrymple, R.A. 1991. *Water Wave Mechanics for Engineers and Scientists*. World Scientific, Advanced series on ocean engineering.
- Dehouck, A., Dupuis, H. & Sénéchal, N. 2008. Courants induits et dissipation de l'énergie des vagues sur les plages macrotidales de la mer d'Iroise. *European Journal of Environmental and Civil Engineering*, 12, 105–116.
- Dehouck, A., Dupuis, H. & Sénéchal, N. 2009. Pocket beach hydrodynamics: The example of four macrotidal beaches, Brittany, France. *Marine Geology*, 266, 1–17.
- Del Río, L., Plomaritis, T.A., Benavente, J., Valladares, M. & Ribera, P. 2012. Establishing storm thresholds for the Spanish Gulf of Cádiz coast. *Geomorphology*, 143–144, 13–23.
- Delanoë, Y. & Pinot, J.-P. 1977. Littoraux et vallées holocènes submergés en baie de Concarneau (Bretagne méridionale). *Bulletin de l'Association française pour l'étude du quaternaire*, 14, 27–38.

- Delacourt, C., Allemand, P., Jaud, M., Granjean, P., Deschamps, A., Amman, J., Cuq, V., & Suanez, S., 2009. DRELIO: An Unmanned helicopter for imaging coastal areas, SI 56v (Proceedings of the 10th International Coastal Symposium), 1489 – 1493.
- Deloffre, J., Verney, R., Lafite, R., Lesueur, P., Lesourd, S. & Cundy, A.B. 2007. Sedimentation on intertidal mudflats in the lower part of macrotidal estuaries: Sedimentation rhythms and their preservation. *Marine Geology*, 241, 19–32.
- Demirbilek, Z., Vincent, C.L., 2002. *Water wave mechanics. Chapter II-1 Coastal Engineering Manual (EM 1110-2-1100)*. US Army Corps of Engineers, Washington, D.C., 121..
- Den Heijer, C. 2005. Effect on wave period on dune erosion. Master thesis, Delft University of Technology. 202.
- Den Heijer, C. 2013. The Role of Bathymetry, Wave Obliquity and Coastal Curvature in Dune Erosion Prediction. Delft University of Technology. 192.
- Diogo, Z., Bastos, A., et al. 2014. Morphological Impacts of Christina Storm on the Beaches of the Central Western Portuguese Coast. IX CNG/2º CoGePLiP, Porto 2014, 5.
- Dissanayake, P., Brown, J., Wisse, P. & Karunaratna, H. 2015. Comparison of storm cluster vs isolated event impacts on beach/dune morphodynamics. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 164, 301–312.
- Dodet, G., Bertin, X. & Taborda, R. 2010. Wave climate variability in the North-East Atlantic Ocean over the last six decades. *Ocean Modelling*, 31, 120–131.
- Dolique, F. & Anthony, E.J. 2005. Short-Term Profile Changes of Sandy Pocket Beaches Affected by Amazon-Derived Mud, Cayenne, French Guiana. *Journal of Coastal Research*, 1195–1202.
- Dong, S. & Ji, Q. 2011. Prediction of storm surge intensity in coastal disaster evaluation. *Coastal Engineering Proceedings*, 1, 20.
- Dong, S., Gao, J., Li, X., Wei, Y. & Wang, L. 2015. A storm surge intensity classification based on extreme water level and concomitant wave height. *Journal of Ocean University of China*, 14, 8.
- Dube, T., Gara, T.W., Gumindoga, W., Chivhenge, E. & Chinembiri, T.S. 2013. Characterization of the top sediment layer in coastal intertidal mudflats from medium-to-coarse resolution satellite imagery and field measurements. *International Journal of Water Resources and Environmental Engineering*, 5, 676–686.
- Dubois, A. 2012. Comportement morphodynamique des plages de poche en milieu mésotidal semi-abrité : exemple des plages méridionales de la presqu'île de Rhuys, Bretagne Sud. Thèse de Doctorat. Université de Bretagne Sud. 397p.
- Dubois, A., Sedrati, M. & Menier, D. 2011. Morphologic response of four pocket beaches to high energy conditions: including the Xynthia storm (South Brittany, France). *Journal of coastal Research*, 1845-18749.
- Dubois, A., Menier D. & Sedrati, M. 2014. Impact morphologique et hydrodynamique d'une période de forte énergie sur le domaine intertidal d'une plage de baie et de trois plages de poche mésotidales en milieu semi-abrité : exemple de la tempête Xynthia en presqu'île de Rhuys (France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, vol. 20 - n° 3. 227-242.

- Dyer, K.R., Christie, M.C., Feates, N., Fennessy, M.J., Pejrup, M. & van der Lee, W. 2000. An Investigation into Processes Influencing the Morphodynamics of an Intertidal Mudflat, the Dollard Estuary, The Netherlands: I. Hydrodynamics and Suspended Sediment. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 50, 607–625, <https://doi.org/10.1006/ecss.1999.0596>.
- Ehrhold, A. 2014. *Cartes Sédimentologiques de Bretagne Sud: Entre baie de Vilaine et Archipel de Glénan*. Ed. Quae, Atlas & cartes.
- Elliott M., Nedwell, S., Jones, N.V., Read, S.J., Cutts, N.D., & Hemingway H.L., 1998. Intertidal Sand and Mudflats & Subtidal Mobile Sandbanks (volume II). An overview of dynamic and sensitivity characteristics for conservation management of marine SACs. *Scottish Association for Marine Science (UK Marine SACs Project)*, 151.
- Estournes, G., Menier, D. and Guillocheau, F., 2008, Facies, granulometry, morphoscopy and eoscopy of south armorican continental shelf sediments (inner shelf), *XI International Symposium on Oceanography - Donastian-San Sebastian*, 70.
- Feddersen, F. 2010. Quality Controlling Surf Zone Acoustic Doppler Velocimeter Observations to Estimate the Turbulent Dissipation Rate. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 27, 2039–2055, <https://doi.org/10.1175/2010JTECHO783.1>.
- Ferreira, Ó. 2006. The role of storm groups in the erosion of sandy coasts. *Earth Surface Processes and Landforms*, 31, 1058–1060.
- Ferret, Y., 2011. Morphodynamique de dunes sous-marines en contexte de plate-forme mégatidale (Manche orientale) : approche multi-échelles spatio-temporelles, 353.
- Ferronière, G., 1992. Bulletin de la Société Géologique et Minéralogique de Bretagne, III (4). 287-301.
- Filipot, J.-F. & Cheung, K.F. 2012. Spectral wave modeling in fringing reef environments. *Coastal Engineering*, 67, 67–79.
- Fiot, J. & Gratiot, N. 2006. Structural effects of tidal exposures on mudflats along the French Guiana coast. *Marine Geology*, 228, 25–37.
- Floc'h, F., Le Dantec, N., et al. 2016. Morphological Response of a Macrotidal Embayed Beach, Porsmilin, France. *Journal of Coastal Research*, 373–377.
- Friedrichs, C.T. 2011. 3.06-Tidal Flat Morphodynamics: A Synthesis. *Treatise on Estuarine and Coastal Science*. Academic Press, Waltham, 137–170.
- Furgerot, L. 2013. Propriétés hydrodynamiques du mascaret et de son influence sur la dynamique sédimentaire : Une approche couplée en canal et in situ (estuaire de la Sée, baie du Mont Saint Michel). Thèse de Doctorat, Université de Caen, 106-124.
- Gao, S. & Collins, M. 1992. Net sediment transport patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of “transport vectors”. *Sedimentary Geology*, 81, 47–60.
- Gardel, A., Proisy, C., et al. 2009. A Better Understanding of Mud Cracking Processes Gained From in Situ Measurements on an Intertidal Mudflat in French Guiana. *Journal of Coastal Research*, 424–428.
- Gardel, A., Gensac, E., Anthony, E., Lesourd, Loisel, H. & Marin, H. 2011. Wave-formed mud bars: Their morphodynamics and role in opportunistic mangrove colonization. *Journal of Coastal Research*, SI 64, 384-387.

- Gendronneau, M., Haure, J., Jeanneret, H., Le Merrer, Y., Lequette, C., Lomakine, C., Martin, J.L., Papin, M., Ponthoreau, C., & Robin, M. 2006. Étude des secteurs du Croisic et de Pen-Bé : estimation des apports continentaux et évaluation des stocks conchyliques. Rapport d'étude. IFREMER. 267.
- Gensac, E., Gardel, A., Lesourd, S. & Brutier, L. 2015. Morphodynamic evolution of an intertidal mudflat under the influence of Amazon sediment supply – Kourou mud bank, French Guiana, South America. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 158, 53–62, <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2015.03.017>.
- Gent, M.R.A. van, Vries, J.S.M. van T. de, Coeveld, E.M., Vroeg, J.H. de & Graaff, J. van de. 2008. Large-scale dune erosion tests to study the influence of wave periods. *Coastal Engineering*, 55, 1041–1051.
- Gerhard Masselink & Andrew D. Short. 1993. The Effect of Tide Range on Beach Morphodynamics and Morphology: A Conceptual Beach Model. *Journal of Coastal Research*, 9, 785–800.
- Gervais, M., Balouin, Y. & Belon, R. 2012. Morphological response and coastal dynamics associated with major storm events along the Gulf of Lions Coastline, France. *Thresholds for storm impacts along European coastlines*, 143–144, 69–80.
- Goring, D.G. & Nikora, V.I. 2002. Despiking acoustic Doppler velocimeter data. *Journal of Hydraulic Engineering*, 128, 117–126.
- Goubert, E., 2017. Les systèmes littoraux passés, actuels et futurs : Approches paléobiologiques (foraminifères benthiques) et morphosédimentologiques. HDR de l'université Bretagne Sud, 154.
- Goubert, E., Frenod, E., Peeters, P., Thuillier, P., Vested, H.J. & Bernard, N. 2010. Utilisation de données altimétriques (Altus) dans la caractérisation de climats hydrodynamiques contrôlant le fonctionnement hydrosédimentaire d'une vasière intertidale : cas de l'estuaire de la Vilaine (Bretagne, France). *Revue Paralia*, 3, 6.1-6.15.
- Goubert, E. & Le Gall, R., 2016a. Evolution morphobathymétrique de l'estuaire de la Vilaine depuis 1960 à partir de l'analyse des relevés bathymétriques et des forçages hydrodynamiques de 1960 à 2013, Assistance scientifique à la réalisation de recherches en sédimentologie dans l'estuaire de la Vilaine (Morbihan), Rapport d'étude, Partie A. 31.
- Goubert, E. & Le Gall, R., 2016b. Analyse de la dynamique morphosédimentaire de l'estuaire de la Vilaine à différentes échelles temporelles, Assistance scientifique à la réalisation de recherches en sédimentologie dans l'estuaire de la Vilaine (Morbihan), Rapport d'étude, Partie B. 29.
- Goubert, E. & Menier, D., 2005. Evolution morpho-sédimentologique de l'estuaire de la Vilaine de 1960 à 2003: valorisation des campagnes bathymétriques. Rapport préparé par l'UBS pour l'IAV, 104.
- Gourlay, M.R., 1968. Beach and dune erosion test. Delft Hydraulics Laboratory, Report No. M935/M936. 130.
- Grasso, F., Michallet, H. & Barthelemy, E. 2011. Sediment transport associated with morphological beach changes forced by irregular asymmetric, skewed waves. *Journal Of Geophysical Research-oceans*, 116.
- Greenwood, B. & Davidson-Arnott, R.G.D. 1979. Sedimentation and equilibrium in wave-formed bars: a review and case study. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 16, 312–332.
- Grzegorzewski, A.S., Cialone, M.A. & Wamsley, T.V. 2011. Interaction of Barrier Islands and Storms: Implications for Flood Risk Reduction in Louisiana and Mississippi. *Journal of Coastal Research*, 156–164.
- Guimarães, P.V., Farina, L. & Toldo Jr., E.E. 2014. Analysis of extreme wave events on the southern coast of Brazil. *Natural Hazards and Earth System Science*, 14, 3195–3205.

- Guza, R.T. & Inman, D.L. 1975. Edge waves and beach cusps. *Journal of Geophysical Research*, 80, 2997–3012.
- Haerens, P., Bolle, A., Trouw, K. & Houthuys, R. 2012. Definition of storm thresholds for significant morphological change of the sandy beaches along the Belgian coastline. *Geomorphology*, 143–144, 104–117, <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.09.015>.
- Hallermeier, R. J., 1981. A Profile Zonation for Seasonal Sand Beaches from Wave Climate. *Coastal Engineering*, Vol. 4, 253-277.
- Hardisty, J., 1990, *Beaches, Form and Process*, Unwyn Hyman, London, 324p.
- Harley, M.D., Turner, I.L., et al. 2017. Extreme coastal erosion enhanced by anomalous extratropical storm wave direction. *Scientific Reports*, 7.
- Heijer, C. den. 2013. *The Role of Bathymetry, Wave Obliquity and Coastal Curvature in Dune Erosion Prediction*. Amsterdam, The Netherlands ; Fairfax, VA, USA, IOS Press, Deltares select series, 12.
- Herbers, T.H.C., Hendrickson, E.J. & O'Reilly, W.C. 2000. Propagation of swell across a wide continental shelf. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 105, 19729–19737.
- Hir, P.L., Cann, P., Waeles, B., Jestin, H. & Bassoullet, P. 2008. Chapter 11 Erodibility of natural sediments: experiments on sand/mud mixtures from laboratory and field erosion tests. *In: KuSuda, T., Yamanishi, H., Spearman, J. & Gailani, J. Z. (eds) Sediment and Ecohydraulics*. Elsevier, Proceedings in Marine Science, Supplement C, 137–153.
- Holland, K.T. & Holman, R.A. 1996. Field observations of beach cusps and swash motions. *Marine Geology*, 134, 77–93.
- Hong, S.H., Chun, S.S., Chang, T.S. & Jang, D.G. 2017. Contrasting sedimentation patterns in two semi-enclosed mesotidal bays along the west and south coasts of Korea controlled by their orientation to the regional monsoon climate. *Geo-Marine Letters*, 37, 385–395.
- Horn, D.P. 2002. Beach groundwater dynamics. *Geomorphology*, 48, 121–146.
- Houser, C. & Hill, P. 2010. Wave Attenuation across an Intertidal Sand Flat: Implications for Mudflat Development. *Journal of Coastal Research*, 263, 403–411.
- Jabbar, M., 2016. Dynamiques morpho-sédimentaires des avant-plages et impact sur les stocks sableux : vers une meilleure stratégie de gestion des risques côtiers. Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale. 350.
- Jabbar M., Hénaff A., Deschamps A., 2015 « Dynamiques et évolutions morpho-sédimentaires de l'avant-plage du secteur littoral de Combrit – Île-Tudy entre le XIX<sup>e</sup> et le XXI<sup>e</sup> siècle », *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, vol. 21 (1), 45-56.
- James, M., Ilic, S. & Ruzic, I. 2013. Measuring 3D coastal change with a digital camera. *In: Proceedings of Coastal Dynamics 2013*. 893–904.
- Jaud, M., Rouveure, R., Moiroux Arvis, L., Faure, P. & Monod, M.O. 2014. Potentiel de la cartographie radar depuis un bateau par rapport à la photogrammétrie et au scanner laser mobile dans un contexte de rivière encaissée. *Open Journal of Remote Sensing and Positioning*, 1, 48–63.
- Jaud, M., Grasso, F., et al. 2016. Potential of UAVs for Monitoring Mudflat Morphodynamics (Application to the Seine Estuary, France). *ISPRS International Journal of Geo-Information*, 5, 50.

- Javernick, L., Brasington, J. & Caruso, B. 2014. Modeling the topography of shallow braided rivers using Structure-from-Motion photogrammetry. *Geomorphology*, 213, 166–182.
- Karsten M., 2004. *Shoreline Management Guidelines*. DHI Water and Environment, 294.
- Kimiaghalam, N., Clark, S.P. & Ahmari, H. 2016. An experimental study on the effects of physical, mechanical, and electrochemical properties of natural cohesive soils on critical shear stress and erosion rate. *International Journal of Sediment Research*, 31, 1–15.
- Lannou, M.L. 1949. André Guilcher, *Le relief de la Bretagne méridionale de la baie de Douarnenez à la Vilaine*. *Revue de géographie jointe au Bulletin de la Société de géographie de Lyon et de la région lyonnaise*, 24, 82–85.
- Le Hir, P., Roberts, W., Cazaillet, O., Christie, M., Bassoullet, P. & Bacher, C. 2000. Characterization of intertidal flat hydrodynamics. *Continental Shelf Research*, 20, 1433–1459.
- Le Hir, P., Cayocca, F. & Waeles, B. 2011. Dynamics of sand and mud mixtures: A multiprocess-based modelling strategy. *Continental Shelf Research*, 31, 135–149.
- Le Roux, J.P., O'Brien, R.D., Rios, F. & Cisternas, M. 2002. Analysis of sediment transport paths using grain-size parameters. *Computers & Geosciences*, 28, 717–721.
- Lee, G., Nicholls, R.J. & Birkemeier, W.A. 1998. Storm-driven variability of the beach-nearshore profile at Duck, North Carolina, USA, 1981–1991. *Marine Geology*, 148, 163–177.
- Lesueur, P. & Klingebiel, A., 1986. Carte des sédiments superficiels du plateau continental du Golfe de Gascogne - Partie septentrionale au 1/500.000. co-éditée par BRGM & IFREMER.
- Levoy, F., Monfort, O. & Larssonneur, C. 2001. Hydrodynamic variability on megatidal beaches, Normandy, France. *Continental Shelf Research*, 21, 563–586.
- Loureiro, C., Ferreira, Ó. & Cooper, A. 2012. *Geologically Constrained Morphological Variability and Boundary Effects on Embayed Beaches*.
- Lowe, D.G. 2004. Distinctive image features from scale-invariant keypoints. *International journal of computer vision*, 60, 91–110.
- Mahabot, M.-M., Pennober, G., Suanes, S., Troadec, R. & Delacourt, C. 2017. Effect of Tropical Cyclones on Short-Term Evolution of Carbonate Sandy Beaches on Reunion Island, Indian Ocean. *Journal of Coastal Research*, 839–853.
- Marguerie, D., 1989. Nouvelles données paléo-environnementales sur le littoral méridional armoricain. L'étude palynologique de la tourbière protohistorique de Bétahon (Ambon, Morbihan). *Bulletin de l'AMARAI*, 2, 3-10.
- Masselink, G. & Hegge, B. 1995. *Morphodynamics of Meso- and Macrotidal Beaches: Examples from Central Queensland, Australia*. *Marine Geology*, 129, 1-23.
- Masselink, G. (1999), *Alongshore variation in beach cusp morphology in a coastal embayment*. *Earth Surf. Process. Landforms*, 24, 335–347.
- Masselink, G., Kroon, A. & Davidson-Arnott, R.G.D. 2006. Morphodynamics of intertidal bars in wave-dominated coastal settings — A review. *Geomorphology*, 73, 33–49.

- Masselink, G., Scott, T., Poate, T., Russell, P., Davidson, M. & Conley, D. 2015. The extreme 2013/2014 winter storms: hydrodynamic forcing and coastal response along the southwest coast of England. *Earth Surface Processes and Landforms*, 41, 378–391.
- Masselink, G., Castelle, B., Scott, T., Dodet, G., Suanez, S., Jackson, D. & Floc'h, F. 2016. Extreme wave activity during 2013/2014 winter and morphological impacts along the Atlantic coast of Europe. *Geophysical Research Letters*, 43, 2135–2143.
- McCall, R.T., Masselink, G., Poate, T.G., Roelvink, J.A., Almeida, L.P., Davidson, M. & Russell, P.E. 2014. Modelling storm hydrodynamics on gravel beaches with XBeach-G. *Coastal Engineering*, 91, 231–250.
- Mehta, A.J. & Partheniades, E. 1982. Resuspension of deposited cohesive sediment beds. *In: Coastal Engineering 1982*. 1569–1588.
- Mengual, B., 2016. Variabilité spatio-temporelle des flux sédimentaires dans le Golfe de Gascogne : contributions relatives des forçages climatiques et des activités de chalutage. Thèse de Doctorat, IFREMER. 194.
- Menier D., 2004. Morphologie et remplissage des vallées fossiles Sud-armoricaines : apport de la stratigraphie sismique. Thèse de doctorat. Université de Bretagne Sud, Mémoires Géosciences rennes, n°110, 202.
- Menier, D., Reynaud, J.Y. & Proust J.N. 2006. Inherited fault control on the drainage pattern and infilling sequences of late glacial incised valley, SE coast of Brittany, France. *SEPM special publications 85*: 37–55.
- Menier, D., Tessier, B., Proust, J.-N., Baltzer, A., Sorrel, P. & Traini, C. 2010. The Holocene transgression as recorded by incised-valley infilling in a rocky coast context with low sediment supply (southern Brittany, western France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181, 115–128.
- Menier, D., Tessier, B., Dubois, A., Goubert, E. & Sedrati, M. 2011. Geomorphological and hydrodynamic forcing of sedimentary bedforms - Example of Gulf of Morbihan (South Brittany, bay of Biscay). *Journal of Coastal Research*, 1530–1534.
- Menier, D., Augris, C. & Briend, C. 2014. *Les Réseaux Fluviaux Anciens Du Plateau Continental de Bretagne Sud*: Ed. Quae, Atlas & cartes, 107.
- Menier, D., Estournès, G., et al. 2016a. *Relict Geomorphological and Structural Control on the Coastal Sediment Partitioning, North of bay of Biscay*.
- Menier, D., Estournès, G., et al. 2016b. Relict geomorphological and structural control on the coastal sediment partitioning, North of bay of Biscay. *Zeitschrift für Geomorphologie, NF*, 60, 67–74.
- Michael S. Fenster, Dolan, R. & Elder, J.F. 1993. A New Method for Predicting Shoreline Positions from Historical Data. *Journal of Coastal Research*, 9, 147–171.
- Miche, R., 1944. Mouvement ondulatoires de la mer en profondeur constante ou décroissante, *Annales des Ponts et Chaussées*, 26-78.
- Migniot, C., 1968. Étude des propriétés physiques de différents sédiments très fins et de leur comportement sous des actions hydrodynamiques. Grenoble, *la Houille Blanche*, 7, 591-620.
- Migniot, C. 1989. Tassement et rhéologie des vases. Première partie. *La Houille Blanche*, 11–29.
- Mitchener, H. & Torfs, H. 1996. Erosion of mud/sand mixtures. *Coastal engineering*, 29, 1–25.

- Mitchener, H., Torfs, H. & Whitehouse, R. 1997. Erosion of mud/sand mixtures [Coastal Eng., 29 (1996) 1–25]. *Coastal Engineering*, 30, 319.
- Möller, I. & Spencer, T. 2002. Wave dissipation over macro-tidal saltmarshes: Effects of marsh edge typology and vegetation change. *Journal of Coastal Research*, 36, 506–521.
- Morio, O., Garlan, T., Suanez, S.S. & Guyomard, P. 2013. Modelling impacts of "Johanna storm" on an open-beach with ECORS simulators. In: *Coastal Dynamics 2013 - 7th International Conference on Coastal Dynamics*. Arcachon, France, 1251–1262.
- Morio, O., Sedrati, M., Goubert, E., Floc'h, F., Furgerot, L. & Garlan, T. 2016. Morphodynamic of a sandy-muddy macrotidal estuarine beach under contrasted energy conditions (Vilaine estuary, France). *Journal of Coastal Research*, 258–262.
- Nelson, R. 1997. Height limits in top down and bottom up wave environments. *Coastal Engineering*, 32, 247–254.
- O'Brien, D.J., Whitehouse, R.J.S. & Cramp, A. 2000. The cyclic development of a macrotidal mudflat on varying timescales. *Continental Shelf Research*, 20, 1593–1619.
- Orvain, F., Sauriau, P.-G., Le Hir, P., Guillou, G., Cann, P. & Paillard, M. 2007. Spatio-temporal variations in intertidal mudflat erodability: Marennes-Oléron bay, western France. *Continental Shelf Research*, 27, 1153–1173.
- Panagiotopoulos, I., Voulgaris, G. & Collins, M.B. 1997. The influence of clay on the threshold of movement of fine sandy beds. *Coastal Engineering*, 32, 19–43.
- Parise, C.K., Calliari, L.J. & Krusche, N. 2009. Extreme storm surges in the south of Brazil: atmospheric conditions and shore erosion. *Brazilian Journal of Oceanography*, 57, 175–188.
- Partheniades, 1965. Erosion and Deposition of Cohesive Soils. *Journal of the Hydraulics Division*, 1965, Vol. 91, Issue 1, 105-139.
- Partheniades, E. 2009. Chapter 6 - Erosion of Cohesive Soils. In: Partheniades, E. (ed.) *Cohesive Sediments in Open Channels*. Boston, Butterworth-Heinemann, 173–201.
- Pedreros, R., Garcin, M., Krien, Y., Monfort Climent, D., Mugica, J. & François, B. 2010. Tempête Xynthia : compte rendu de mission préliminaire. Rapport BRGM/RP-58261-FR, 45.
- Peeters, P., Schoorens, J., Le Cornec, E., Michard, B. & Lechat, M. 2009. Définition de l'alea submersion marine sur le site de la Grande Plage de Gâvres (Morbihan). *La Houille Blanche*, 45–51.
- Périgaud, C. 1983. Mécanique de l'érosion des vases. *La Houille Blanche*, 501–512.
- Perillo, G.M.E. 1995. *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries*. Elsevier Science, Developments in Sedimentology, 470.
- Pian, S. 2010. Analyse multiscalaire et multifactorielle de l'évolution et du comportement géomorphologique des systèmes côtiers Sud bretons. Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Sud. 478.
- Pian, S., Menier, D. & Sedrati M. 2014. Analysis of morphodynamic beach states along the South Brittany coast, *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, vol. 20 - n° 3. 261-274.

- Poulos, S.E. & Ballay, A. 2010. Grain-size trend analysis for the determination of non-biogenic sediment transport pathways on the Kwinte Bank (southern North Sea), in relation to sand dredging. *Journal of Coastal Research*, 95–100.
- Prodger, S., Russell, P. & Davidson, M. 2017. Grain-size distributions on high-energy sandy beaches and their relation to wave dissipation. *Sedimentology*, 64, 1289–1302
- Proisy, C., Gratiot, N., Anthony, E.J., Gardel, A., Fromard, F. & Heuret, P. 2009. Mud bank colonization by opportunistic mangroves: A case study from French Guiana using lidar data. *Continental Shelf Research*, 29, 632–641.
- Proust, J.N., Menier, D., Guillocheau, F., 2001. Les vallées fossiles de la Vilaine: nature et évolution du prisme sédimentaire côtier du Pléistocène armoricain. *Bulletin de la Société géologique de France* 6: 737–749.
- Qi, H., Cai, F., Lei, G., Cao, H. & Shi, F. 2010. The response of three main beach types to tropical storms in South China. *Marine Geology*, 275, 244–254.
- Ralston, D.K. & Stacey, M.T. 2007. Tidal and meteorological forcing of sediment transport in tributary mudflat channels. *Continental Shelf Research*, 27, 1510–1527.
- Raubenheimer, B., Guza, R.T. & Elgar, S. 1996. Wave transformation across the inner surf zone. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 101, 25589–25597..
- Reading, H.G. 2013. *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Wiley, 704.
- Regnault, H. & Louboutin, R. 2002. Variability of sediment transport in beach and coastal dune environments, Brittany, France. *Sedimentary Geology*, 150, 17–29.
- Regnault, H., Pirazzoli, P.A., Morvan, G. & Ruz, M. 2004. Impacts of storms and evolution of the coastline in western France. *Marine Geology*, 210, 325–337.
- Roberts, J., Jepsen, R., Gotthard, D. & Lick, W. 1998. Effects of Particle Size and Bulk Density on Erosion of Quartz Particles. *Journal of Hydraulic Engineering*, 124, 1261–1267.
- Roudaut, G., Almar, R., Deschamps, A., Delord K., Perrot Y., Delacourt, C., Ammann, J., Le Dantec, N., Roubaud, F., Sall, M. & Brehmer, P. 2014. *Kite Aerial Photography system: a low cost and high resolution solution for beach monitoring (2D map and 3D topography)*, AWA Conference, Dec 2014, Dakar, Senegal.
- Ruessink, B.G., Walstra, D.J.R. & Southgate, H.N. 2003. Calibration and verification of a parametric wave model on barred beaches. *Coastal Engineering*, 48, 139–149.
- Ruessink, B.G., Michallet, H., Abreu, T., Sancho, F., Van der A, D.A., Van der Werf, J.J. & Silva, P.A. 2011. Observations of velocities, sand concentrations, and fluxes under velocity-asymmetric oscillatory flows. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116, 2156-2202.
- Sabatier F., Anthony, E.J., Héquette, A., Suanez, S., Musereau, J., Ruz, M.H & Regnault, R. 2009. Morphodynamics of beach/dune systems: examples from the coast of France », *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, vol. 15 - n° 1, 3-22.
- Sanchez, M. & Levacher, D. 2008. Erosion d'une vase de l'estuaire de la Loire sous l'action du courant: Erosion of a mud from the Loire estuary by a flow. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 67, 597–605.

- Scott, T., Masselink, G., et al. 2016. The extreme 2013/2014 winter storms: Beach recovery along the southwest coast of England. *Marine Geology*, 382, 224–241.
- Sedrati, M. 2006. Morphodynamique transversale et longitudinale de plages à barres intertidales en domaine macrotidal et en conditions de forte agitation: baie de Wissant, Nord de la France, Thèse de Doctorat, 432.
- Sedrati, M. & Anthony, E.J. 2007. Storm-generated morphological change and *longshore* sand transport in the intertidal zone of a multi-barred macrotidal beach. *Marine Geology*, 244, 209–229.
- Sedrati, M. & Cochet, J. 2015. AlgoBox : Un outil écologique pour la régénération des pieds de dunes grâce aux échouages de macro-algues. Editions Paralia, 85–88.
- Sénéchal, N., Dupuis, H., Bonneton, P., Howa, H. & Pedreros, R. 2001. Observation of irregular wave transformation in the surf zone over a gently sloping sandy beach on the French Atlantic coastline. *Oceanologica Acta*, 24, 545–556.
- Sénéchal, N., Rey, V., Bonneton, P. & Dupuis, H. 2005. On the Difficulty of Correctly Determining the Characteristic Wave Period in the Surf Zone. *In: Coastal Dynamics 2005*.
- Senechal, N., Laibi, R.A., et al. 2014. Observed destruction of a beach cusp system in presence of a double-coupled cusp system: the example of Grand Popo, Benin. *Journal of Coastal Research*, 70, 669–674.
- Senechal, N., Coco, G., Castelle, B. & Marieu, V. 2015. Storm impact on the seasonal shoreline dynamics of a meso- to macrotidal open sandy beach (Biscarrosse, France). *Geomorphology*, 228, 448–461.
- Sheremet, A. 2003. Observations of nearshore wave dissipation over muddy sea beds. *Journal of Geophysical Research*, 108.
- Short, A.D. 2006. Australian Beach Systems—Nature and Distribution. *Journal of Coastal Research*, 221, 11–27.
- Short, A.D. & Jackson, D.W.T. 2013. 10.5 Beach Morphodynamics. *In: Treatise on Geomorphology*. Elsevier, 106–129.
- Silva Jacinto, R., 2002. Action des vagues sur les estrans et vasières Application à l'estuaire de la Seine, Thèse de doctorat, 207.
- Smith, M.J., Chandler, J. & Rose, J. 2009. High spatial resolution data acquisition for the geosciences: kite aerial photography. *Earth Surface Processes and Landforms*, 34, 155–161
- Soulsby, R. 1997. *Dynamics of Marine Sands*. London, T. Telford.
- Soulsby, R. 1997. *Dynamics of Marine Sands: A Manual for Practical Applications*. Telford.
- Soulsby, R.L., Hamm, L., Klopman, G., Myrhaug, D., Simons, R.R. & Thomas, G.P. 1993. Wave-current interaction within and outside the bottom boundary layer. *Coastal Engineering*, 21, 41–69.
- Sous, D., Campmas, L., Meulé, S., Bouchette, F., Yih Liou, J., Rey, V. & Touboul, J. 2013. Wave setup and watertable overheight in the Cigu sand barrier (Taiwan) during the Talim tropical storm. 10.
- Stepanian, A., 2002. Evolution morphodynamique d'une plage macrotidale à barres : Omaha beach (Normandie), Thèse de doctorat. 283.

- Stephan, P. 2008. Les flèches de galets de Bretagne : morphodynamiques passée, présente et prévisible. Thèse de Doctorat, Université de Bretagne Occidentale. 561.
- Stéphan, P., 2011. « Quelques données nouvelles sur la mobilité récente (1930-2008) et le bilan sédimentaire des flèches de galets de Bretagne ». *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 2, 205-232.
- Suanez, S. & Cariolet, J.M., 2010. L'action des tempêtes sur l'érosion des dunes : les enseignements de la tempête du 10 mars 2008. *Noröis*, 215, 77–99.
- Suanez, S., Cariolet, J.-M., Cancouët, R., Arduin, F. & Delacourt, C. 2012. Dune recovery after storm erosion on a high-energy beach: Vougot Beach, Brittany (France). *Geomorphology*, 139–140, 16–33.
- Suanez, S., Cancouët, R., et al. 2015. Observations and Predictions of Wave Runup, Extreme Water Levels, and Medium-Term Dune Erosion during Storm Conditions. *Journal of Marine Science and Engineering*, 3.
- Suanez, S.S., Cariolet, J.-M. & Fichaut, B. 2010. Monitoring of recent morphological changes of the dune of Vougot beach (Brittany, France) using differential GPS. *Shore and beach*, 78, 37–47.
- T Werner, B. & M Fink, T. 1993. Beach Cusps as Self-Organized Patterns. *Science (New York, N.Y.)*, 260, 968–971.
- Tessier, C. 2006. Caractérisation et dynamique des turbidités en zone côtière : l'exemple de la région marine Bretagne Sud. Doctorat, Université de Bordeaux I, 428.
- Tessier, C., Vested, H.J., Christensen, B.B., Goubert, E. & Salaün, F. 2012. Modélisation numérique de la dynamique sédimentaire de l'estuaire de la Vilaine. Editions Paralia, 471–480.
- Tolhurst, T.J., Riethmüller, R. & Paterson, D.M. 2000. In situ versus laboratory analysis of sediment stability from intertidal mudflats. *Continental Shelf Research*, 20, 1317–1334.
- Tolman, H. L., 2009. User manual and system documentation of WAVEWATCH III version 3.14. NOAA / NWS / NCEP / MMAB Technical Note 276, 194 pp.
- Torfs, H., 1994. Erosion of layered sand-mud beds in uniform flow. *Coastal Engineering Proceedings* 1, 3360-3368.
- Torfs, H., 1995. Erosion of mud/sand mixtures. Ph.D. Thesis, Katholieke Universiteit Leuven, Leuven.
- Traini, C., Proust, J.-N., Menier, D. & Mathew, M.J. 2015. Distinguishing natural evolution and human impact on estuarine morpho-sedimentary development: A case study from the Vilaine Estuary, France. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 163, 143–155.
- Tucker, M.J & Pitt, E.J. 2001. Waves in Ocean Engineering. In: Elsevier Science.548.
- U.S. Army corps of engineers, (2002), Coastal Engineering Manual (CEM), Engineer Manual 1110-2-1100, U.S. Army Corps of Engineers, Washington, D.C. (6 volumes)
- Vaney, J.R. 1977. *Géomorphologie de La Marge Continentale Sud-Armoricaine*: Société d'édition d'enseignement supérieur, Géomorphologie de la marge continentale Sud-armoricaine.
- Verhagen, I.T.E., Baas, J.H., Jacinto, R.S., McCaffrey, W.D. & Davies, A.G. 2013. A first classification scheme of flow-bed interaction for clay-laden density currents and soft substrates. *Ocean Dynamics*, 63, 385–397.
- Verney, R., Deloffre, J., Brun-Cottan, J.-C. & Lafite, R. 2007. The effect of wave-induced turbulence on intertidal mudflats: Impact of boat traffic and wind. *Continental Shelf Research*, 27, 594–612.

- Verney, R., Lafite, R. & Brun-Cottan, J.-C. 2009. Flocculation Potential of Estuarine Particles: The Importance of Environmental Factors and of the Spatial and Seasonal Variability of Suspended Particulate Matter. *Estuaries and Coasts*, 32, 678–693.
- Vested, H.J., Tessier, C., Christensen, B.B. & Goubert, E. 2013. Numerical modelling of morphodynamics—Vilaine Estuary. *Ocean Dynamics*, 63, 423–446.
- Vogel, D.M. 2011. Waves in Oceanic and Coastal Waters, by Leo H. Holthuijsen. *Contemporary Physics*, 52, 75–75.
- Vousdoukas, M.I., Almeida, L.P.M. & Ferreira, Ó. 2012. Beach erosion and recovery during consecutive storms at a steep-sloping, meso-tidal beach. *Earth Surface Processes and Landforms*, 37, 583–593.
- Wahl, T.L. n.d. Analyzing ADV Data Using WinADV. In: *Building Partnerships*,
- Walker, R.A. & Basco, D.R. 2011. Application of the Coastal Storm Impulse (COSI) Parameter to Predict erosion. *Coastal Engineering Proceedings; No 32 (2010): Proceedings of 32nd Conference on Coastal Engineering, Shanghai, China, 2010*.
- Wentworth, C.K. 1922. A Scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *The Journal of Geology*, 30, 377–392.
- Westoby, M.J., Brasington, J., Glasser, N.F., Hambrey, M.J. & Reynolds, J.M. 2012. ‘Structure-from-Motion’ photogrammetry: A low-cost, effective tool for geoscience applications. *Geomorphology*, 179, 300–314.
- Whitehouse, R.J.S., Bassoullet, P., Dyer, K.R., Mitchener, H.J. & Roberts, W. 2000. The influence of bedforms on flow and sediment transport over intertidal mudflats. *Continental Shelf Research*, 20, 1099–1124.
- Williams, J.J., Carling, P.A., Amos, C.L. & Thompson, C. 2008. Field investigation of ridge–runnel dynamics on an intertidal mudflat. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 79, 213–229.
- Winterwerp, J.C., Graaff, R.F. de, Groeneweg, J. & Luijendijk, A.P. 2007. Modelling of wave damping at Guyana mud coast. *Coastal Engineering*, 54, 249–261.
- Wright, L.D. & Short, A.D. 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine geology*, 56, 93–118.
- Yates, M.L., Guza, R.T., O’Reilly, W.C., Hansen, J.E. & Barnard, P.L. 2011. Equilibrium shoreline response of a high wave energy beach. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 116, 13.
- Zhaohui, W. 1982. *Bed Material Movement in Hyperconcentrated Flow*. Institute of Hydrodynamics and Hydraulic Engineering, Technical University of Denmark, Institute of Hydrodynamics and Hydraulic Engineering København: Series paper.



## Annexes

### I. ANNEXE 1 - COMPARAISON DES RESULTATS DES CARACTERISTIQUES DES VAGUES ISSUS DES ANALYSES SPECTRALES DES VARIATIONS DES HAUTEURS D'EAU SUR DIFFERENTES PERIODES TEMPORELLES

Nous comparons les résultats des analyses spectrales sur 5 min, 15 min et 30 min à partir des données acquises *in-situ* à une fréquence de 2Hz par un capteur de pression de type OSSI-003C. L'objectif de cette analyse est d'évaluer la qualité du résultat des caractéristiques de vagues dérivées de l'analyse spectrale pour différents temps d'intégration du signal de pression. Les analyses spectrales sont réalisées via la fonction *wavesp.m* d'Urs Neumeier (Tucker & Pitt, 2001) (<http://neumeier.perso.ch/matlab/waves.html>).

L'analyse spectrale est réalisée à deux moments de la marée et pour deux coefficients différents : fin de marée montante (variation de hauteur d'eau importante sur la durée - test 1) et milieu de marée descendante (variation de hauteur d'eau plus faible sur la durée - test 2).

#### ➤ Test 1 - Coeff 92 - fin marée montante

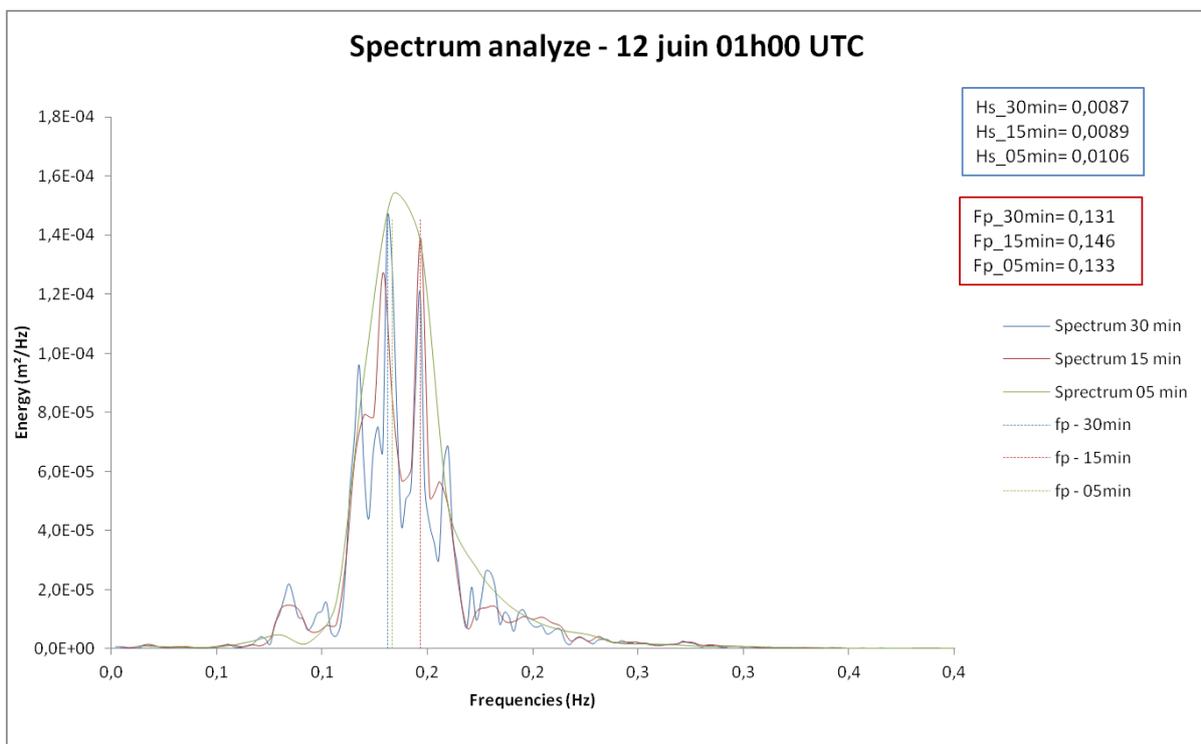


Figure 215 : Test 1 -OSSI-Comparaison des spectres calculés sur trois périodes d'analyses différentes - 12/06/2014 01h00 UTC.

## ➤ Test 2 - Coeff 106 - milieu de marée descendante

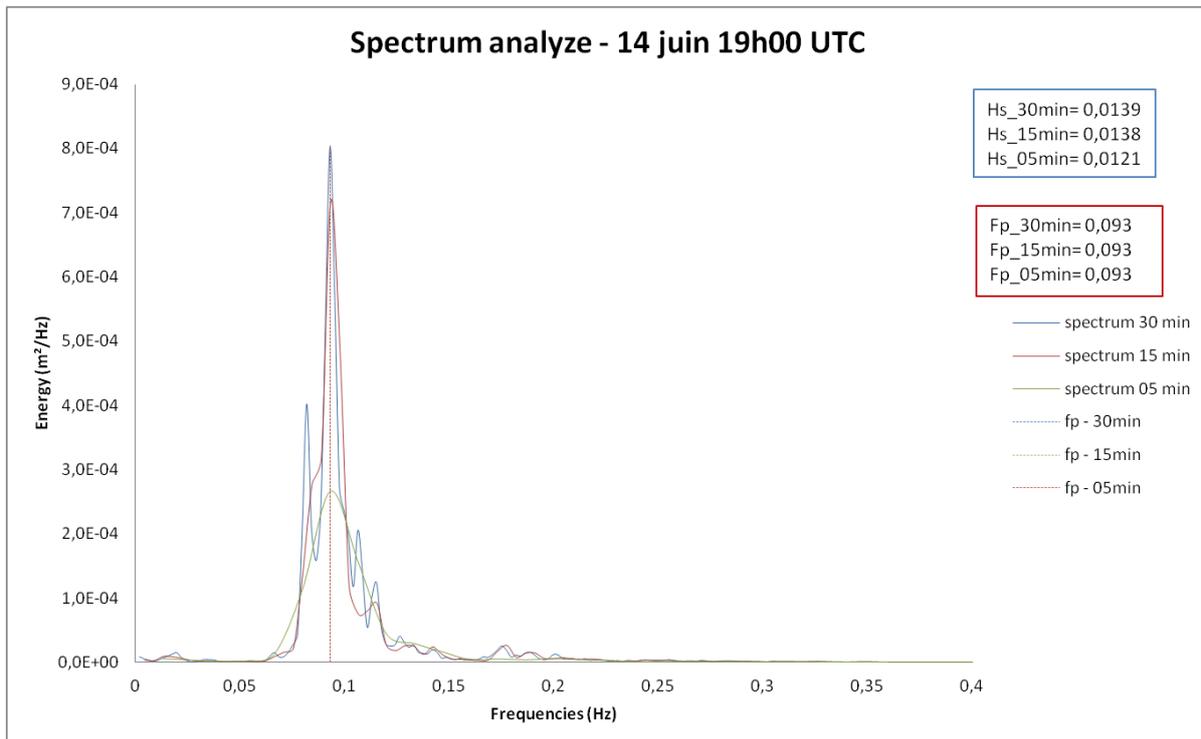


Figure 216 : Test 2 - Comparaison des spectres calculés sur trois périodes d'analyses différentes 14/06/2014 19h00 UTC.

La résolution spectrale (nombre de bandes de fréquences) est en lien direct avec la durée d'analyse et la fréquence d'acquisition (Figure 215, Figure 216). La recommandation de durée minimale d'analyse spectre sur 17 min en pleine mer (J-F Fillipot, *comm perso*, 2012) permettant de couvrir l'ensemble des fréquences d'onde. Nous sommes ici en zone intertidale. Il s'agit ici de faire un compromis entre résolution, le pas de temps d'analyse et le nombre d'informations de caractéristiques de vagues souhaité.

Nous observons dans le premier cas que les fréquences pics (Fp) calculées pour les trois périodes spectrales sont proches (les analyses à 5 min et à 30 min présentent de fortes similitudes, Fp un peu plus haute pour l'analyse 15 min). Dans le cas numéro 2, les fréquences pics calculées sont les mêmes. Cependant la résolution des spectres et donc les allures de ceux-ci diffèrent.

L'analyse spectrale sur 5 min montre une résolution qui n'est pas assez bonne (lissage des différents pics). De plus, une analyse sur un pas de temps court privilégie les hautes fréquences (F. Floch, *comm. perso*, 2015). Sur une durée de 5 min, le spectre perd sa bi-modalité voir sa tri-modalité. Le spectre sur 30min est très bien résolu mais ne permet d'avoir que deux pas de temps par heure, ce qui est en zone un inconvénient intertidale (capteur immergé uniquement quelques heures dont peu de données). Le spectre sur 15 min présente un bon compromis entre résolution et nombre d'information sur la période d'immersion. L'énergie calculée (en fait, variance de hauteur d'eau) est proche sur une analyse spectrale sur 15 min et 30 min. Une analyse sur 15 min

permet de discrétiser suffisamment correctement les différentes fréquences de vagues liées à l'infragravitaire, la houle et la mer de vent (seuil de coupure de fréquence à définir en fonction de nos sites d'étude).

**La sélection d'une analyse spectrale sur 15 min est choisie car cette durée représente un bon compromis entre quantité et qualité de l'information sur les caractéristiques des vagues.**



## II. ANNEXE 2 – EXEMPLE DU TRAITEMENT DES DONNEES DE PRESSIONS ISSUES D'UN CAPTEUR TYPE OSSI-003C

Un exemple de traitement des données d'un capteur de pressions OSSI est détaillé. Celui-ci déployé lors de la campagne de mars 2014 sur la plage de Bétahon. Des routines de traitement de données ont été développées sous Matlab afin d'obtenir les caractéristiques des vagues.

*Données nécessaires :*

- Données de pressions brutes du capteur OSSI
- Données de pressions atmosphériques.
- Elévation du capteur par rapport au substrat.
- Altitude du capteur dans un référentiel.

### ✓ **Step 1 - Extraction des données brutes**

Nous importons les données de pressions du capteur OSSI (pas de temps 0.5s) à partir des fichiers journalier .CSV (Figure 217). Les données OSSI sont interpolées car des valeurs manquent en fin de fichiers journaliers (**pertes de 60 à 120 valeurs - variables suivant les jours- en fin de journée au cours de la fermeture et l'enregistrement du fichier dans le capteur - F. Floch, comm. perso, 2015**)

Les données de pressions atmosphériques (pas de temps 1h) sont extraites à partir d'un fichier de données météorologiques METAR obtenu sur le site *rp5.ru* ou à partir des données de pression atmosphériques fournies par Météo-France. Les données sont formatées en bars. La station de référence est *Belle-Ile/Le Talus*. Les données de pressions atmosphériques sont interpolées à 2 Hz pour les calculs suivants (Figure 218).

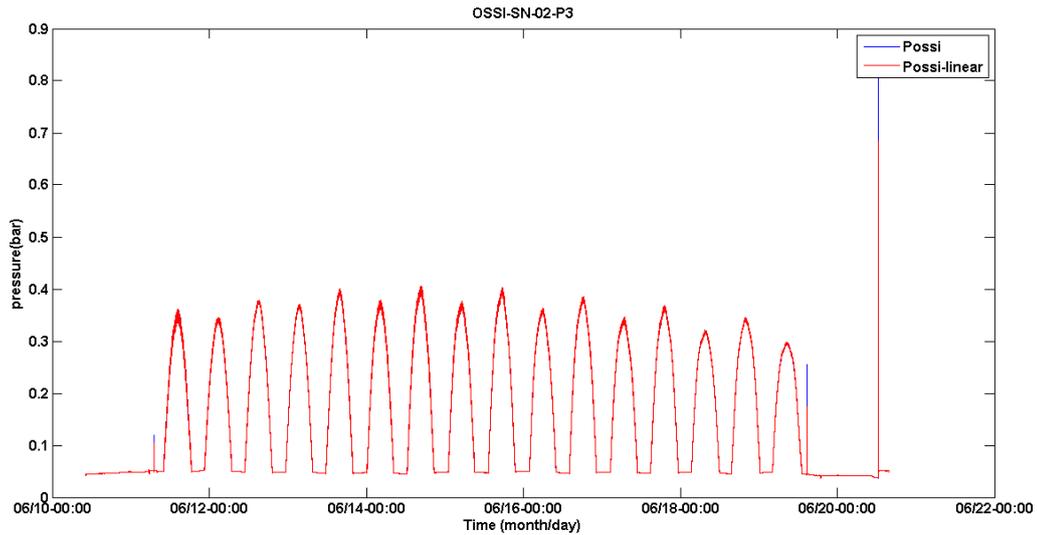


Figure 217 : Données de pression OSSI brutes et interpolées sur la période du 12 au 20 juin 2014.

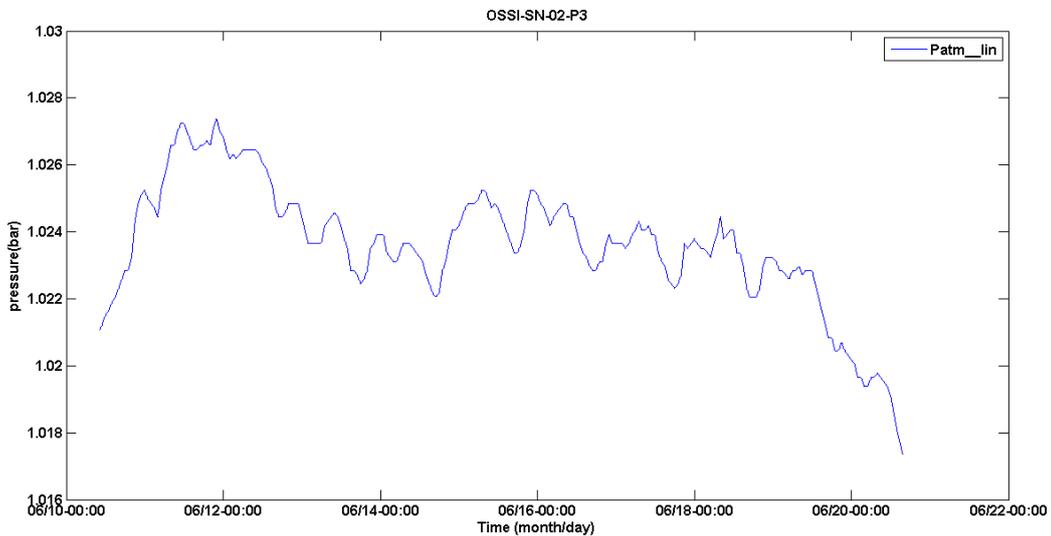


Figure 218 : Données de pression atmosphériques (interpolées à 2Hz) sur la période du 12 au 20 juin 2014 - Station de Belle-Ile.

✓ **Step 2- Extraction des données sur la période d'analyse**

Les données de pressions du capteur OSSI (Possi) et de pressions atmosphériques (Patm) sont extraites sur la période d'analyse souhaitée (Figure 219).

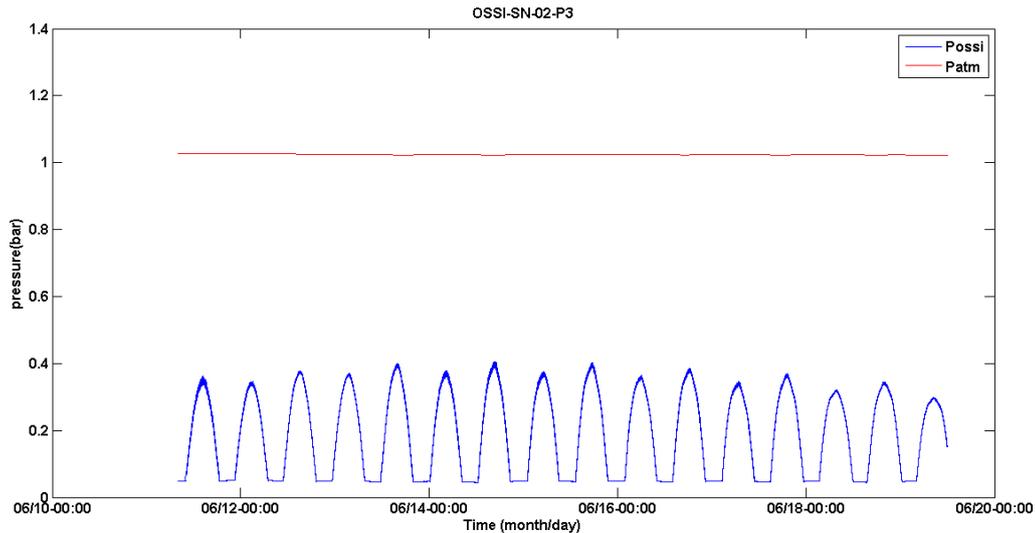


Figure 219 : Données de pressions OSSI et atmosphériques à 2Hz et sur la période du 12 au 20 juin 2014.

### ✓ Step 3 - Détermination des données des capteurs hors eau

On recherche les moments hors de l'eau du capteur (pour le calcul d'offset de pression en *step* 4 (Figure 220, Figure 221). Une analyse par calcul différentiel au carré des éléments adjacents est effectuée à partir des données brutes sur une période donnée (1 à 2 minutes suivant résultats observés). Si la moyenne des variations sur cette période est inférieure à un seuil (défini manuellement), le capteur est considéré hors de l'eau durant cette période.

si  $[P_{n+1} - P_n]^2 < crit$ , le capteur est hors eau (pour un nombre de mesures de pressions défini par  $n_1^{f*i}$ )

avec n une valeur de pression mesurée, i le nombre de seconde pour l'analyse du seuil (60 ou 1s) et f la fréquence d'acquisition du capteur.

avec T la période d'analyse, P la valeur d i le nombre de valeurs analysées, n la valeur de pression,

$$T=i=60 \text{ s} ; f=2 \text{ Hz} ; crit = 0.00000001 \text{ Bar}^2$$

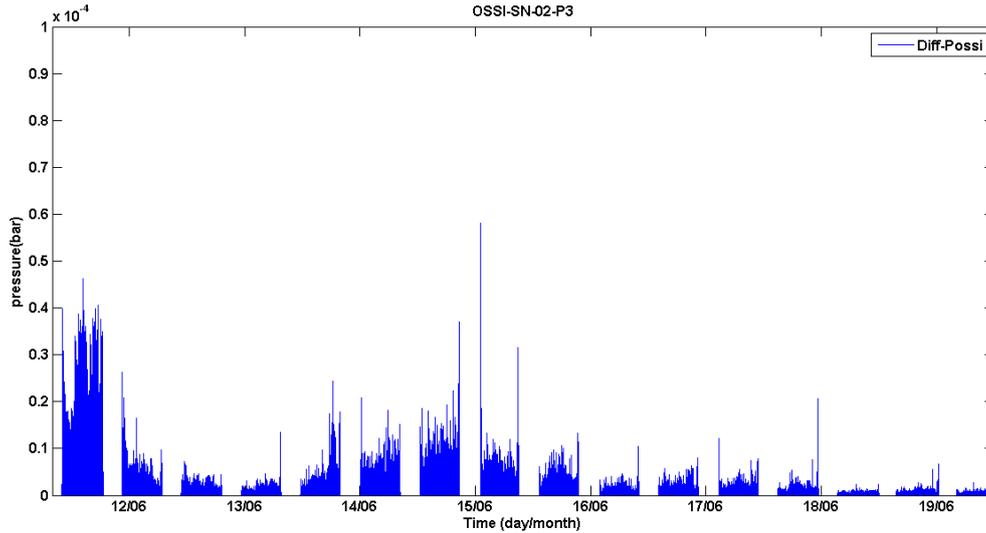


Figure 220 : Calcul différentiel carré des éléments adjacents à partir des données brutes de pressions OSSI, sur la période du 12 au 20 juin 2014.

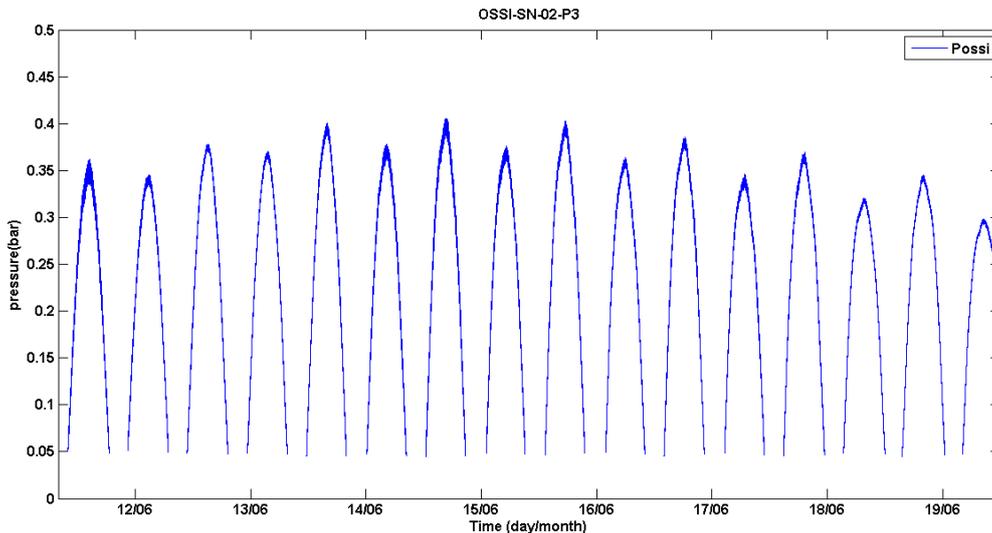


Figure 221 : Données OSSI brutes filtrées - suppression des valeurs de pressions émergées, sur la période du 12 au 20 juin 2014.

✓ **Step 4 - Détermination de l'offset de pression pour les périodes hors eau**

La mesure  $P - P_0$  est non connue ( $P$  = pression du capteur et  $P_0$  référence interne du capteur dépendant des conditions atmosphériques). Nous cherchons à corriger la données du capteur de pression de l'impact de la pression atmosphérique, c'est à dire a connaitre le  $P_0$  (Figure 222, Figure 223). Un *offset* moyen  $offset_{moy} = \overline{P_t - Patm_t}$ , pour tout instant  $t$  où le capteur hors de l'eau, est calculé et ajouté aux valeurs de pressions OSSI. Les valeurs de pressions atmosphériques sont soustraites pour chaque pas de temps avant l'analyse spectrale.

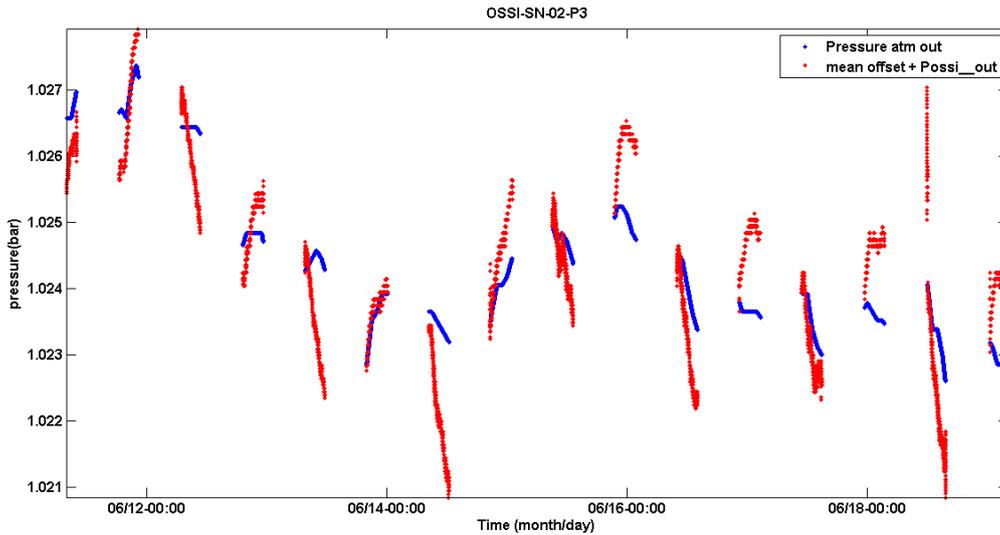


Figure 222 : Comparaison des données de pressions atmosphériques et des pressions OSSI + offset moyen pour les moments hors de l'eau, sur la période du 12 au 20 juin 2014.

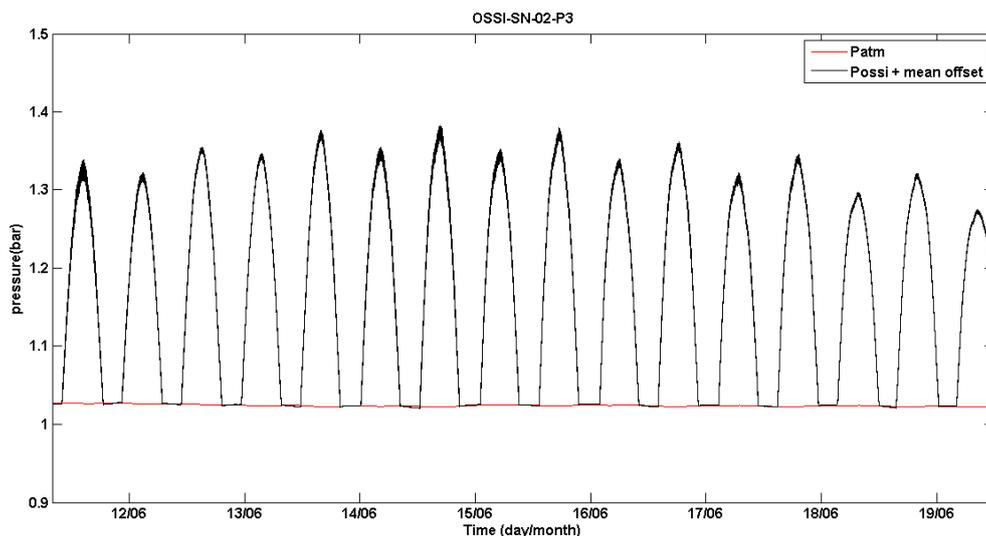


Figure 223 : Comparaison des données brutes de pressions OSSI + offset moyen et des pressions atmosphériques sur la période du 12 au 20 juin 2014.

### Step 5- Analyse spectrale sur 15 min

Nous réalisons une analyse spectrale sur 15 min sur les données du capteur OSSI rectifiées de la pression atmosphérique pour les périodes immergées. Nous utilisons la fonction *wavesp.m* d'Urs Neuimeier.

Les caractéristiques des vagues pour chaque pas de temps sont obtenues à partir du spectre:  $m_0$  (variance totale),  $H_s$  (hauteur significative),  $T_p$  (période pic),  $h$  (hauteur d'eau),  $T_{m01}$  (période au moment  $m_{01}$ ),  $T_{m02}$  (Période au moment  $m_{02}$ ) (Figure 225). Les spectres sont représentés ( $m^2/Hz$ , en fonction des bandes de fréquences en Hz) pour chaque itération temporelle (Figure 224).

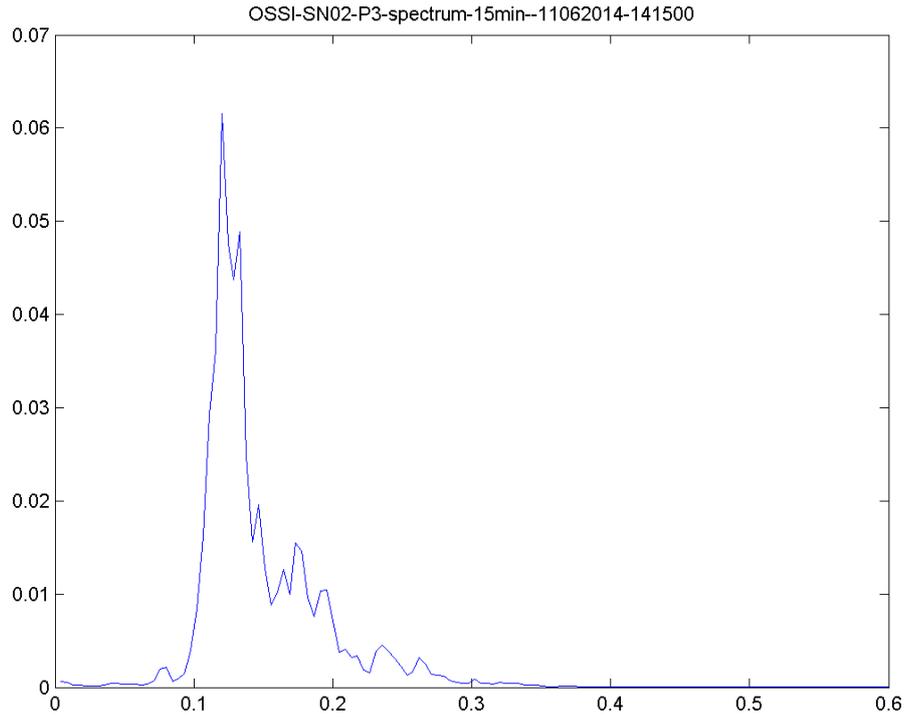


Figure 224 : Exemple de représentation 1 D du spectre de vague - OSSI - analyse sur 15 min.

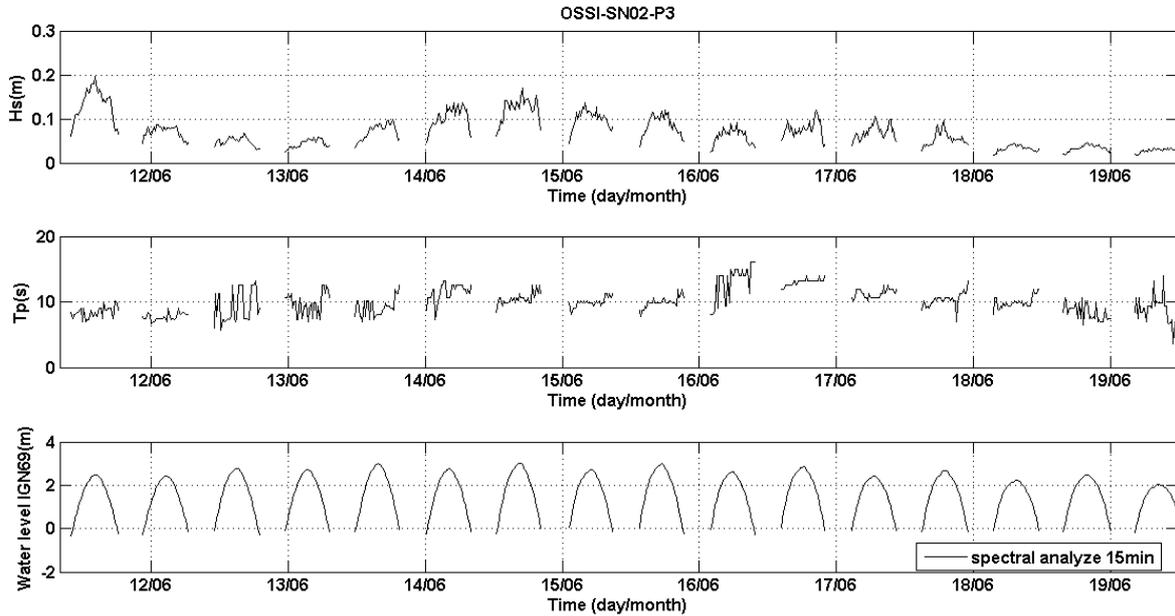


Figure 225 : Principales caractéristiques des vagues spectralement déterminées à partir des données OSSI - Hs, Tp et  $h_{refr}$  sur la période du 12 au 20 juin 2014.

### III. ANNEXE 3 – EXEMPLE DU TRAITEMENT DES DONNÉES DE COURANTS ISSUES D'UN COURANTOMETRE PONCTUEL ADV VECTOR-1 MHZ

Un exemple de traitement des données d'un courantomètre ponctuel ADV-Vector 6MHz déployé lors de la campagne de mars 2014 sur la plage de Bétahon. Des routines de traitement de données ont été développées sous le programme Matlab afin d'obtenir les caractéristiques des vagues.

#### ✓ **Step 1 - Pré-Traitement du signal brute ADV via le logiciel winADV**

Nous traitons le signal brut via le logiciel *winADV* (Wahl, 2000). Deux filtres sont appliqués sur les vitesses Est/Nord/Up brutes calculées par le courantomètre *Vector* (Figure 226, Figure 227).

Le premier filtre appliqué est l'identification par seuil minimal de corrélation des *beam*. Le paramètre de corrélation est un indicateur de l'uniformité relative du comportement du signal rétrodiffusé dans le volume d'échantillonnage sur la période de mesure (Feddersen, 2010). Une corrélation minimale de 70% assure un calcul correct des vitesses (seuil recommandé par le constructeur - Wahl, 2000). Cependant, des valeurs correctes de vitesses ont été établies pour des corrélations du signal inférieur à 70%, dans le cas où le *signal-to-noise ratio* (SNR) est élevé et les conditions d'écoulement relativement turbulentes (Feddersen, 2010). Nous appliquerons des seuils de corrélations minimales variables suivant les campagnes et les instruments (pour exemple, lors de la campagne de juin 2014, en conditions très peu agitées - juin 2014 - un seuil de corrélation de 90% est choisi car le signal est très peu bruité). Ce seuil est borné entre 70% et 90%.

Le second filtre appliqué est une méthode de *despiking* (élimination de pics) développée par Nikora & Goring (2002). Cette méthode consiste en une identification de pics de vitesses aberrants. Elle est basée sur le concept de la conjecture de Poincaré. Les variables et leurs dérivées sont tracées en vis à vis dans un ellipsoïde défini pas une constante universel. Il en résulte une carte tridimensionnelle (*phase-space plot*) où les points exclus de cet ellipsoïde sont désignés comme des pics aberrants de vitesses (*spike*) (Nikora & Goring, 2002). Cette méthode permet d'exclure les ambiguïtés de vitesses, et pas uniquement si elles se produisent sur une courte période comme pour la méthode d'identification par accélération gravitationnelle - *Acceleration Tresholding Method* (plus la fréquence d'acquisition est élevée - ie 25Hz- plus il est facile d'identifier ces ambiguïtés) (Wahl, 2000).

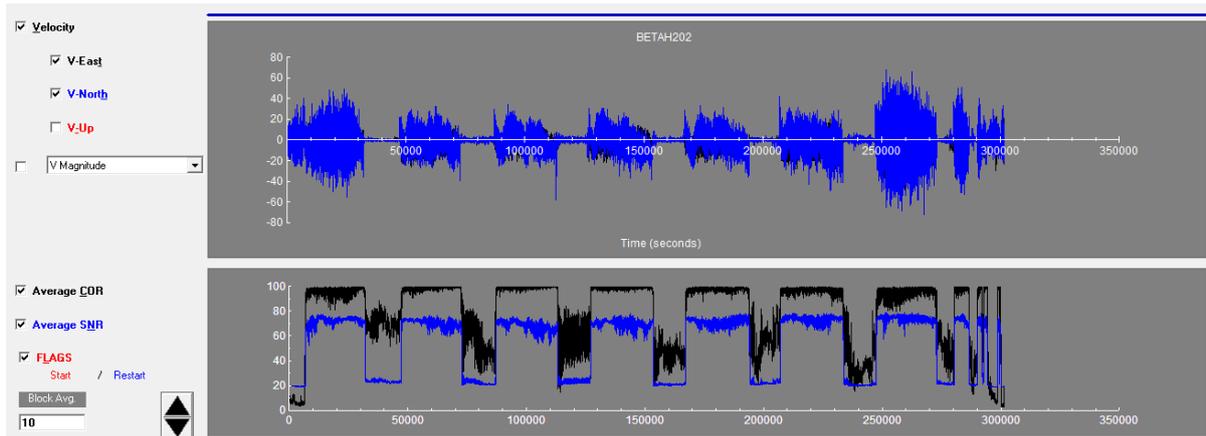
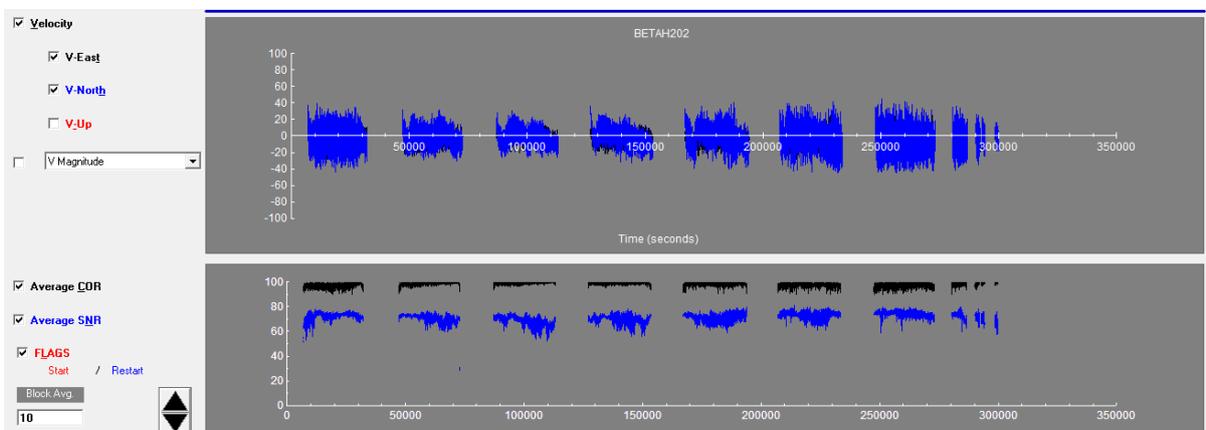


Figure 226 : signal brute ADV P1- campagne de mars 2014 - capture d'ecran winADV - unité : cm/s.



- Figure 227 : Signal traité pour un ADV vector - Campagne de mars 2014- corr>90% ; Phase space threshold despiking - capture d'écran winADV - unité : cm/s .

### ✓ Step 2 - Post-traitement des données filtrées sous Matlab.

Les données sont ensuite post-traitées via une routine de traitement Matlab. Les données sont filtrées via le paramètre de pressions (Figure 228, Figure 229). Les données en dessous d'un seuil de pression minimum sont supprimées permettant ainsi d'éliminer les mesures hors de l'eau n'ayant pas été filtrées lors du prétraitement et de s'assurer que la tête du capteur de courant est bien sous l'eau ou en zone de déferlement bien avancée (le capteur de pressions de l'ADV-Vector est 22 cm au-dessus du capteur central de mesure de courant). Dans cet exemple, le seuil de pression est fixé à 0.06 bar ( $\approx 0.60$  cm).

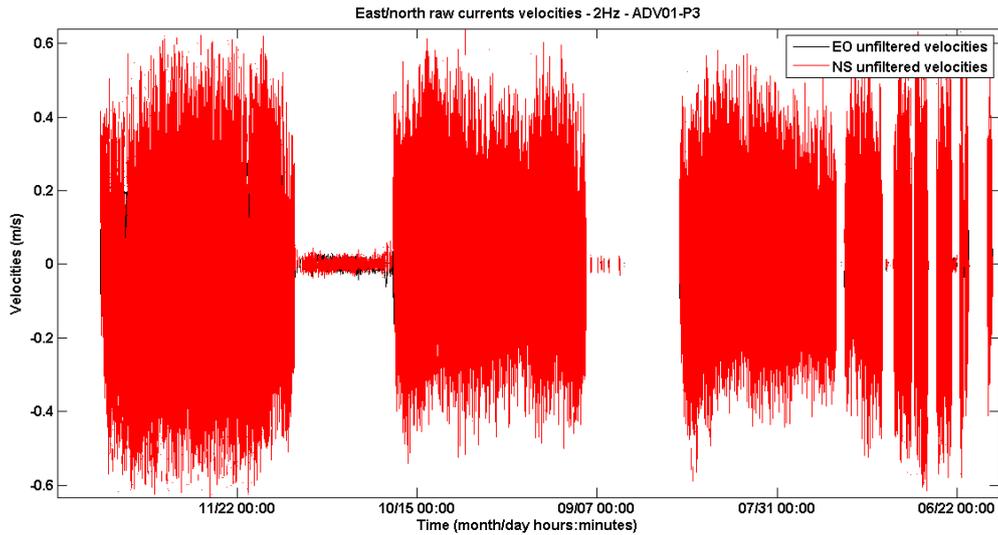


Figure 228 : Données ADV non-filtrées de la pression - Campagne de mars 2014 - ADV P3.

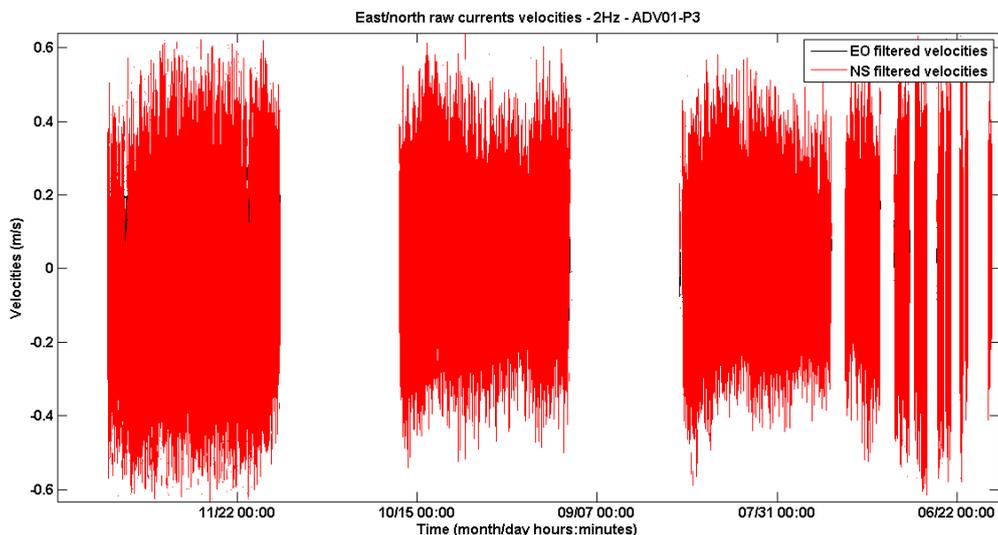


Figure 229 : Données ADV filtrées par la pression - Campagne de mars 2014 - ADV P3.

✓ **Step 3 - Extraction des données sur la période d'analyse souhaitée ; Rotation des composantes Est/Nord en composantes *cross-shore/ longshore***

Les données correspondantes à la période d'analyse voulue sont extraites. En effet, nous observons dans notre cas que le signal n'est correct que pour les trois premières marées. La puissance de la batterie étant ensuite trop faible (dysfonctionnement lorsque le niveau est proche de 8 Volt), l'enregistrement ne se fait que par intermittence. Les *burst* de mesures sont donc incomplets.

Les vitesses Est et Nord sont moyennées sur 1 minute ainsi que par *burst* (Figure 230). Nous obtenons ainsi des composantes moyennes résiduelles correspondantes au signal de marée, à l'impact du vent ainsi qu'aux courants résiduels résultant de l'asymétrie des vagues en zone littorale

proche et du vent (impact décroissant avec l'augmentation des hauteurs d'eau). Si les vagues sont symétriques, le signal résiduel de vitesses orbitales (va-et vient de la vague) est nul sur une période donnée.

Celles-ci sont ensuite projetées dans un référentiel local correspondant aux composantes *cross-shore* et *longshore* de la plage (Figure 231). Un angle local de rotation est établi pour chaque position des ADV sur les plages.

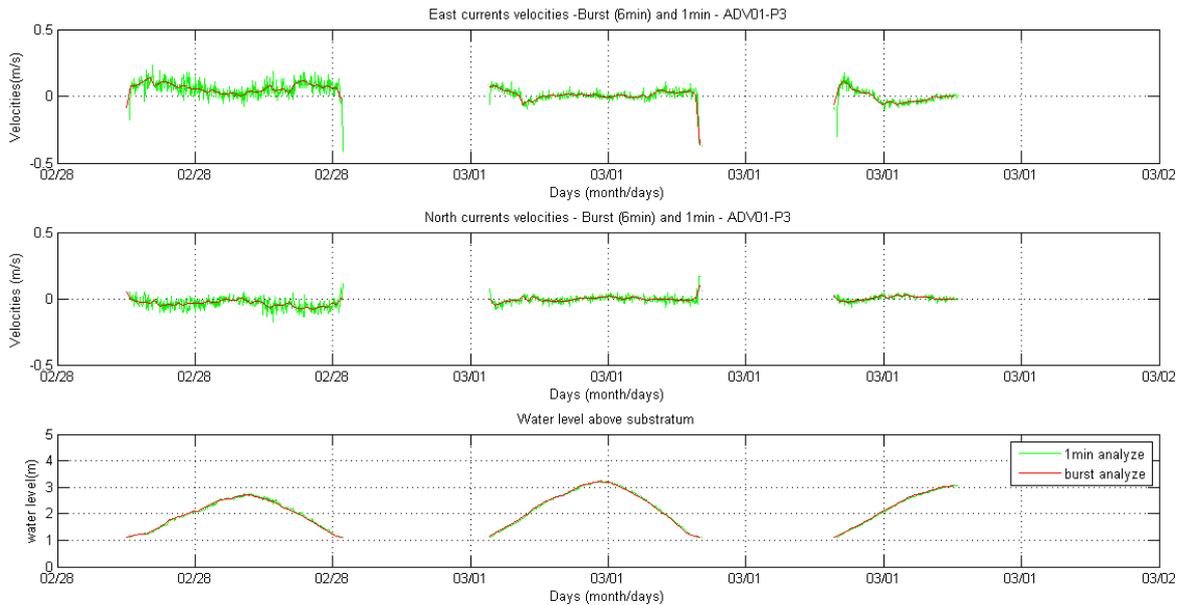


Figure 230 : Vitesses Est/Nord filtrées et moyennées sur 1min et par burst- ADV Vector.

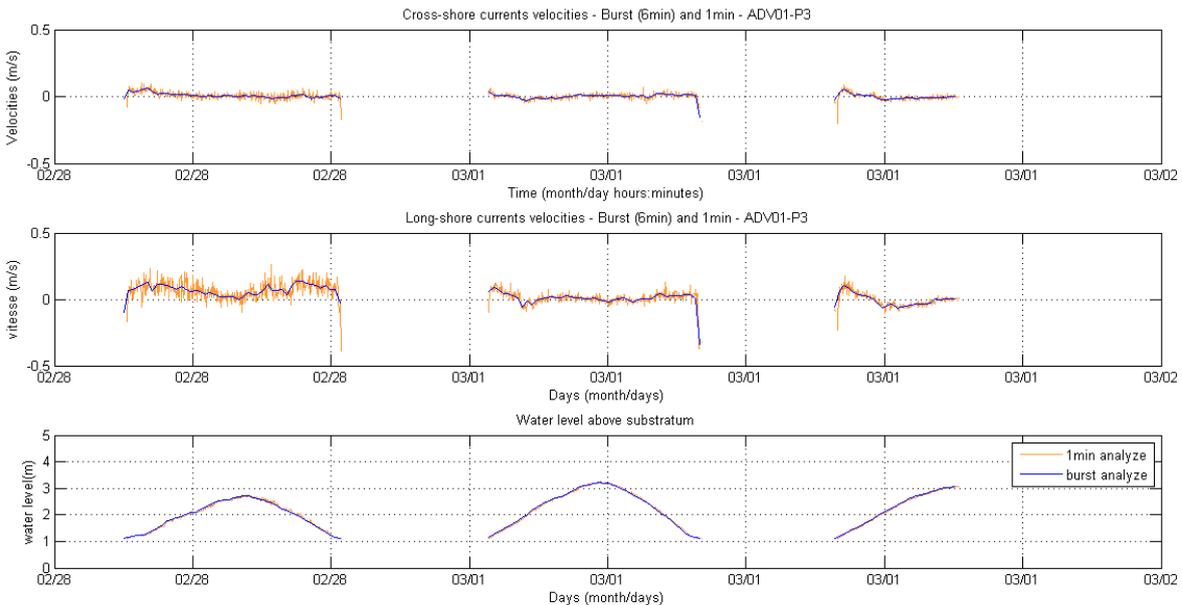


Figure 231 : Vitesses *cross-shore/longshore* filtrées et moyennées sur 1min et par burst - ADV Vector.

#### IV. ANNEXE- 4 – IMAGE SATELLITE SPOT DE LA BRETAGNE SUD ET INTERPRETATION DES CONCENTRATIONS EN MATIERES EN SUSPENSION

Tessier (2006) présente dans son travail de thèse une interprétation de la concentration en Matières En Suspension (MES) à partir d'images satellites SPOT (Froidefond *et al.*, 2003 in Tessier, 2006). Lors d'une crue exceptionnelle de la Loire (1<sup>er</sup> janvier 2000 - Figure 232), on observe la remontée du panache de MES vers la rade du Croisic et la plage de La Turballe par les courants de marée. Les concentrations atteignent 75 mg/L devant Piriac et des patchs de très fortes turbidités (200 mg/L) sont observés devant la baie de La Baule, signalant l'expulsion du bouchon vaseux. Bien que la campagne de La Turballe ne soit pas réalisée pendant une période de crue importante, un apport en MES de plus faible intensité peut se produire. Les modélisations réalisées sous MARS montrent de potentiels apports en MES depuis l'estuaire de la Vilaine ou du marais de Guérande (Tessier, 2006) (Figure 233).

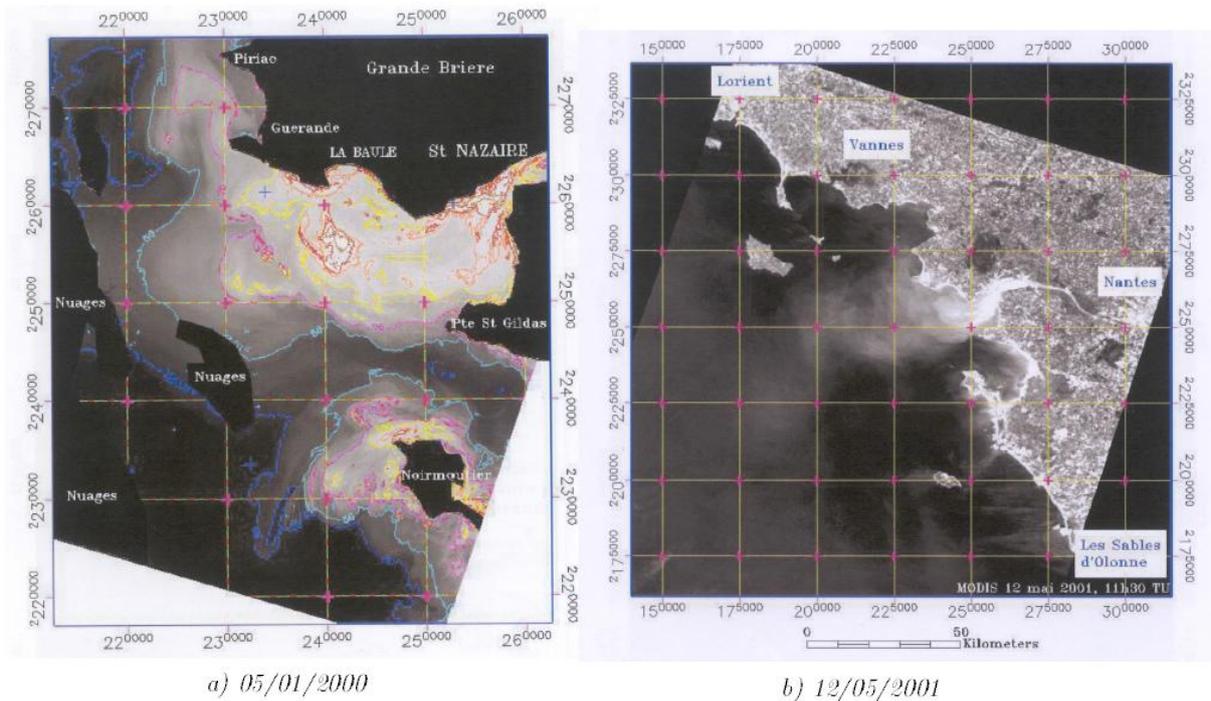


Figure 232. a) Image SPOT XS (XS1) en période de crue exceptionnelle de la Loire et courbes d'iso-concentration : 50 mg/L (bleu cyan), 75 mg/L (magenta); 100 mg/L (jaune), 150 mg/L (orange), 200 mg/L (rouge) et 250 mg/L (marron) (Froidefond *et al.*, 2003)  
 b) Image MODIS (bande 1) en période de crue de la Loire, les concentrations sont de 30-50 mg/L à la pointe du Croisic et >100mg/L à l'embouchure (Froidefond *et al.*, 2003 in Tessier, 2006).

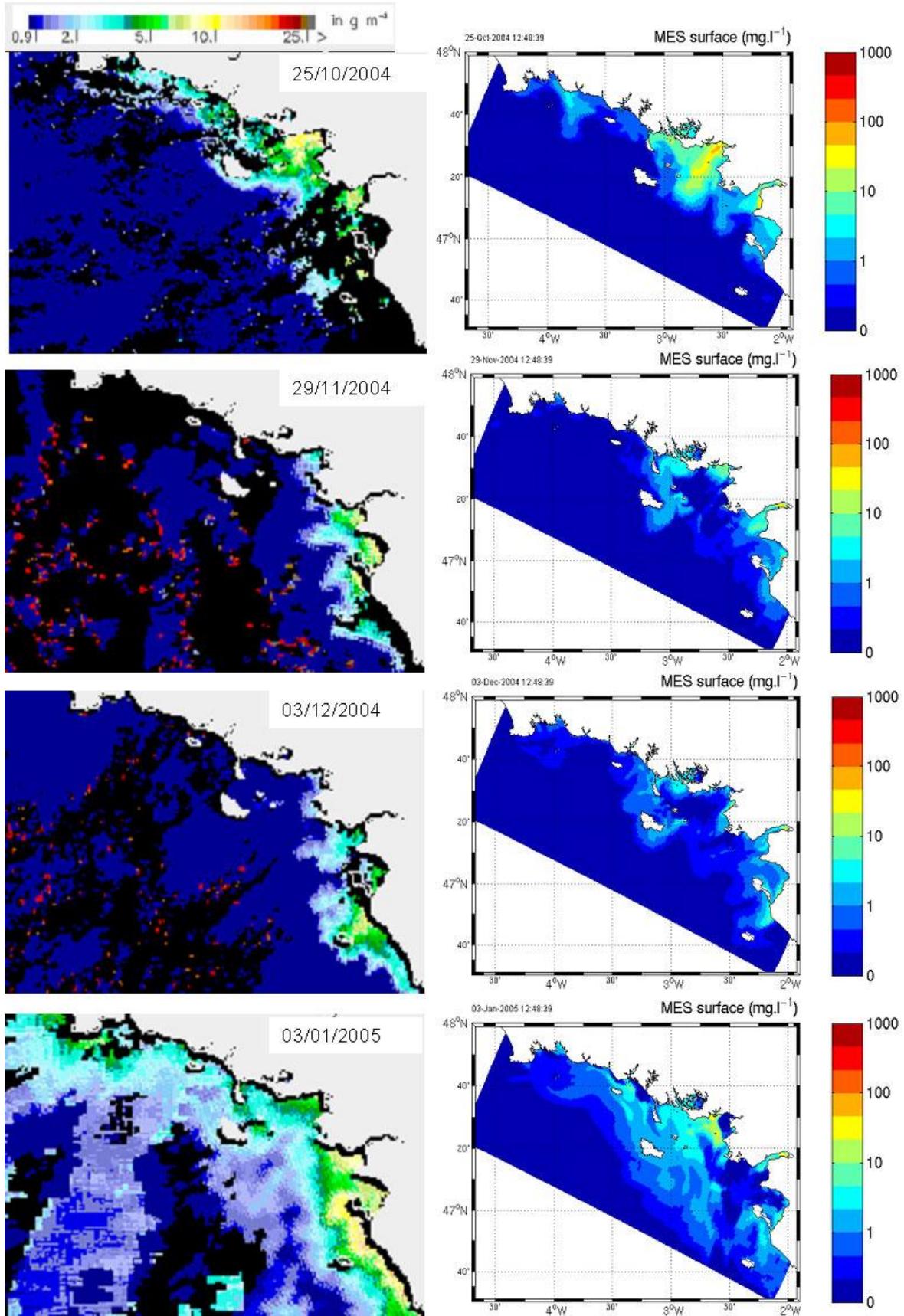


Figure 233. Comparaison des concentrations massiques de surface obtenues avec les images satellites SeaWiFs/MODIS (NASA) (Gohin *et al.*, 2005) et avec le modèle MARS sur la période 10/2004 à 02/2005 (Tessier, 2006).

## V. ANNEXE 5 – VARIATIONS MORPHOLOGIQUES ET SEDIMENTAIRES DE LA PLAGE DE PENESTIN

Cette annexe détaille les variations mensuelles morpho-sédimentaires de la plage de Pénestin de décembre 2013 à mai 2015 (échelle moyen-terme - Chapitre 4).

Six profils *cross-shore* ont été suivis sur la plage de Pénestin de décembre 2013 à mai 2015 (Figure 234). L'analyse des variations morphologiques est réalisée suivant deux approches : générale (profil en entier et plage dans son ensemble) et sectorielle (par secteurs de profils). Les résultats sont présentés depuis le profil Nord de la plage (profil P1) au profil Sud (P6). L'analyse des variations granulométriques est réalisée au niveau des profils échantillonnés (P2, P4 et P6).

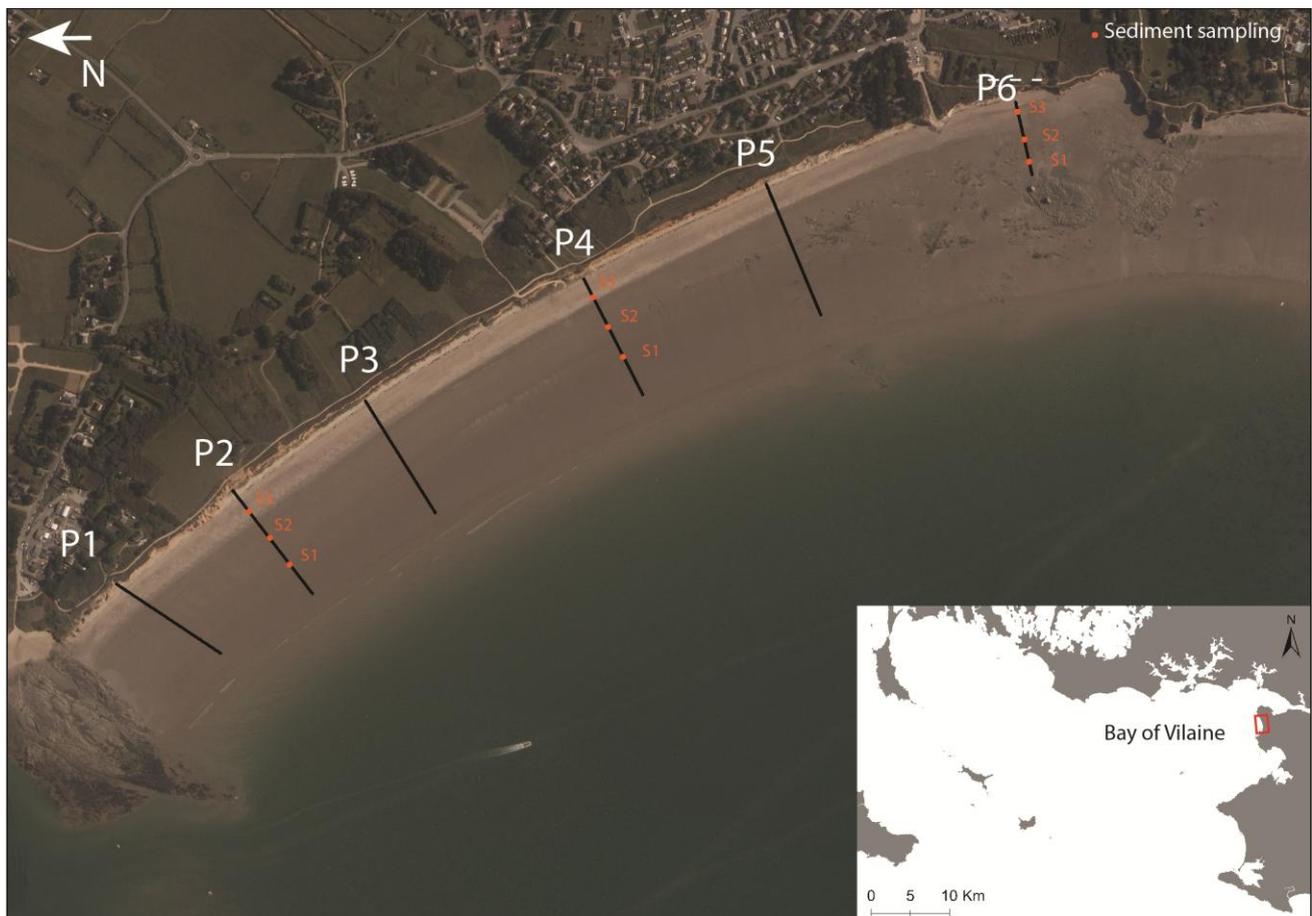


Figure 234. Localisation des profils *cross-shore*, des prélèvements sédimentaires de surface sur la plage de Pénestin entre décembre 2013 et mai 2015.

### V.A.1. Variabilité morphologique par profils de la plage de Pénestin

Cette première section propose une approche générale de la dynamique morphologique à moyen-terme. Celle-ci repose sur l'analyse de différents paramètres témoignant de la dynamique morphologique des profils *cross-shore* et de la plage de Pénestin dans son ensemble.

### V.A.1.a. Variations morphologiques et mouvements de la rupture de pente

L'amplitude d'altitude entre la limite externe et le début des profils sur la plage de Pénestin est réduite comparée aux autres plages de la baie de Vilaine, présentant un système dunaire. Nous sommes en présence d'une plage de type intermédiaire avec un caractère dissipatif bien marqué. Les profils présentent une altitude moyenne relativement uniforme sur l'ensemble de la plage, excepté au niveau du profil P6 qui présente une altitude globalement plus basse en section réfléchive et plus élevée en section dissipative. Le profil P4 est réduit en raison d'un enrochement en haut de plage. La rupture de pente moyenne est identifiée autour du niveau moyen de mer pour l'ensemble des profils. La position la plus basse est atteinte au centre de la plage. La pente moyenne de la section réfléchive est homogène entre le profil P2 et P5 de la plage ( $\tan\beta = 0.07-0.09$ ), la pente minimale étant observée sur les profils latéraux. La section intertidale réfléchive nord de la plage est caractérisée par des croissants de faibles amplitudes et non pérennes. La variabilité de cette plage adossée à une falaise se traduit par la distribution de l'écart-type des altitudes le long des profils (Figure 235). Deux zones de variabilités majeures sont identifiées sur les profils P1 à P5. Le premier point d'inflexion maximum est observé autour du niveau moyen de la mer et correspond à la zone de la rupture de pente. L'écart-type au niveau de cette zone décroît du Nord (0.32 m) vers le Sud (0.13 m) de la plage. Le deuxième point de forte variabilité d'altitude est localisé en haut de profil et présente une ou deux inflexions. Il correspond au pied de la falaise (pied d'enrochement pour le profil P4) et haut de section réfléchive. La variabilité verticale maximale autour de l'altitude moyenne des profils est comprise entre 0.05 m en bas de section dissipative et 0.3 m sur la partie réfléchive. La dynamique générale d'un profil de plage peut également se décrire par ses profils enveloppes. La Figure 236 et la Figure 237 détaillent les profils moyens, maximum et minimum. Au niveau de profil P1, nous retrouvons les deux zones identifiées précédemment. Elles présentent des écarts maximums entre les profils enveloppes. La première zone (20-40 m en position *cross-shore*) est située au-dessus du niveau de pleine-mer-vive-eau (PMVE) et présente une enveloppe de variation morphologique de 1 m. Cette zone correspond notamment à la présence de la berme en haut de plage. La seconde est donc située autour de la rupture de pente (50–75 m) et présente un écart maximum entre les profils enveloppes de 1.3 m. Nous pouvons noter une enveloppe de forte amplitude en pied de falaise. Le profil P2 présente également une variation maximale au niveau de la rupture de pente (1 m). Ce secteur est localisé entre le niveau moyen de la mer (NMM) et celui de basse-mer vive-eau (BMVE). La seconde zone correspond également à la mise en place d'une berme de haut de plage autour du niveau de PMVE. Le profil P3 présente une morphologie relativement similaire au profil P2. Cependant, l'écart maximum des profils enveloppes se situe en haut de plage (10-30 m), au-dessus du niveau de PMVE, et correspond à une amplitude de 1.5 m. Nous observons, comme pour les autres profils, une section convexe marquée de la partie inférieure réfléchive du profil. Le pied de la falaise présente également des enveloppes de forte amplitude. La seconde zone remarquable (écart maximum de 0.7 m) est toujours localisée autour du niveau moyen de la mer (40-60 m). Le profil P4

présente une section réfléchive de longueur plus réduite et de convexité oins marquée. L de haut de plage correspond au pied de l'enrochement (0-15m). Par cela, ce profil diffère des précédents qui présentent une zone d'écart en aval du pied de falaise. L'écart maximum des couches enveloppes (0.9 m) est situé au niveau de la rupture de pente (30-50 m). Le profil P5 présente un profil enveloppe proche du profil P4. Une zone d'écart maximum est observée en pied de falaise et sur la partie haute de la section réfléchive (0-25 m). L'écart altitude y est maximale (1.7 m), conséquence des éboulements de pans de falaise. La seconde zone est de nouveau localisée au niveau de la rupture de pente (35-55 m) et présente un écart d'enveloppe plus faible (1 m). Le profil P6, morphologiquement différent des autres profils, présente une section réfléchive concave. Deux zones sont identifiées, correspondant au pied de falaise (éboulement – 0-10 m), au-dessus du niveau de PMVE, et l'écart maximal des enveloppes est 1 m. La seconde zone est située en haut de plage (20-40 m) entre le niveau de PMVE et le niveau de pleine-mer morte eau (PMME). L'écart maximum observé est également autour de 1 m. Les secteurs montrant des enveloppes maximales sont les mêmes que ceux identifiés avec la distribution des écart-types le long de profils.

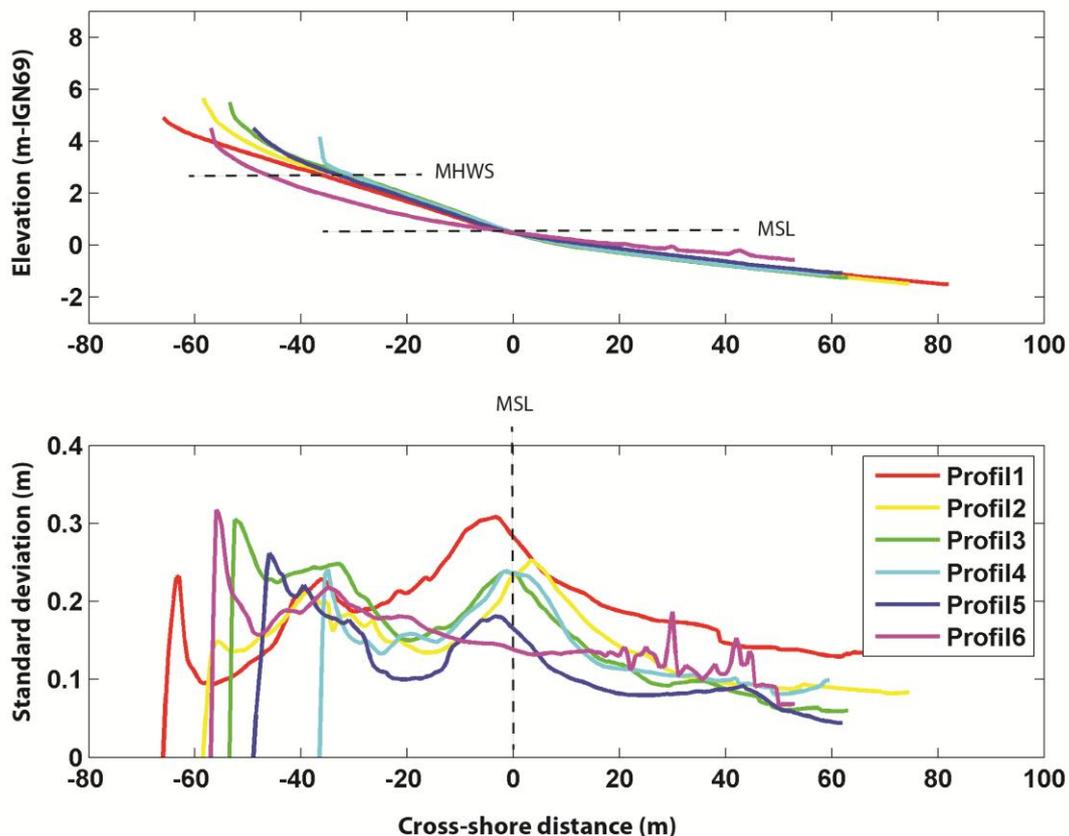


Figure 235. Altitudes moyennes et écart-types des altitudes des profils de plage de Pénestin, centrés sur le niveau moyen de la mer (NM=0.52 m IGN69).

La Figure 236 et la Figure 237 présentent les évolutions d'altitude des profils P1 à P6 de décembre 2013 à mai 2015. Les variations morphologiques d'un levé à l'autre sont couplées aux variations de positions de la rupture de pente. La superposition des séries temporelles des profils et

les positions des niveaux caractéristiques de la marée sont présentés sur la Figure 119. Quatre périodes temporelles sont établies afin de faciliter l'interprétation des données et correspondent à celles définies lors de l'analyse des conditions météo-marines au large. Ainsi la période F1, correspondant d'une manière générale aux conditions d'énergie durant l'hiver 2013/2014, est définie entre le 04 décembre et le 01 mai 2014. La phase F2 est établie pour une longue période énergétiquement faible et regroupe les saisons printanière, estivale et automnale de l'année 2014 (01 mai à 24 novembre 2014). Les conditions motomarines associées à l'hiver 2014/2015 définissent la période F3, du 24 novembre 2014 au 21 avril 2015. Les deux derniers mois de mesures correspondent à la période finale F4 et sont associés à des conditions d'énergie plus faible.

**Lors de la période F1**, des variations morphologiques importantes sont identifiées pendant cet hiver fortement énergétique. Suite aux tempêtes de la fin d'année 2013, une érosion du haut de plage (-0.35 m) et du pied de falaise (-1.2 m) est observée. Un large dépôt de sédiments (de +0.1 à +0.6 m) couvre l'ensemble de la section inférieure réfléchive, faisant avancer la rupture de pente vers la mer (+21 m). Cette avancée se poursuit avec les conditions relativement agitées de janvier 2014 et le processus de dépôt de sédiments couvre l'ensemble de la section du profil (+0.7 au maximum). Entre février et avril 2014, un nivellement vers le bas (-0.7 m) du profil s'opère au niveau de la rupture et cette dernière revient et dépasse à sa position initiale de décembre (-49 m). En fin de période F1, un dépôt au niveau de la rupture de pente et une érosion au niveau des PMVE sont détectées en conséquence de l'épisode de tempête de fin avril 2014. Le profil P2 présente la même dynamique que le profil P1 entre décembre 2013 et fin janvier 2014. Une érosion du haut de plage (-0.4 m), autour du niveau des PMVE et un large dépôt sédimentaire (+0.8 m) en bas de section réfléchive et début dissipative sont observés. Le pied de falaise est également légèrement impacté par les tempêtes de fin de la fin d'année 2013. La rupture de pente migre vers le large de 15 m. Entre le début et la fin janvier 2004, un engraissement global du profil est observé, cependant de plus faible amplitude qu'au niveau du profil P1 (+0.2/0.3 m). La rupture de pente continue son avancée d'une quinzaine de mètres. Une érosion, associée à un recul important de la rupture de pente (-26 m) est identifiée entre février et avril 2014. Nous pouvons cependant observer un dépôt sédimentaire en eau de plage autour du niveau de PMVE. La fin de période F1 se caractérise sur le profil P2 par un dépôt (+0.15/0.2 m) uniformément réparti en bas de section réfléchive et sur la section dissipative. Une érosion du haut de plage s'opère d'une amplitude maximale de -0.3m. Au niveau du profil P3, comme sur le profil Nord de la plage, la fin année 2013 est caractérisée par une érosion forte (-0.7/-0.8 m) du haut de plage et un dépôt de sédiments au niveau de la rupture de pente (+0.5 m). Une avancée de la rupture de pente vers le large (+13 m) est associée à ces mouvements morphologiques. Au cours du mois de janvier, une variation morphologique légèrement différente des profils P1 et P2 est identifiée. Seule la partie supérieure de la section réfléchive, localisée au-dessus du BMVE, est en accrétion (+0.5 m). Ce dépôt reste tout de même quantitativement dominant sur le profil. La rupture de pente recule (- 19 m) conjointement à une légère érosion du profil autour du NMM. Au cours de la période couvrant

février à avril 2014, la dynamique morphologique du profil est identique à celle du profil P3. Une accrétion (+0.4 m) est détectée en pied de falaise et sur la zone au-dessus du niveau de PMVE. Une érosion (-0.3 m) en dessous de ce niveau se produit et, ce jusqu'à la rupture de pente. Celle-ci continue de reculer vers la falaise (-5 m). En fin de période F1 le profil P3 présente une relative stabilité morphologique. Une légère érosion est notable en zone dissipative (-0.2 m). **Globalement, au niveau des profils P1 à P3, les conditions d'agitation de l'hiver 2013/2014 entraînent une érosion de forte amplitude du haut de plage et du pied de falaise. Cette érosion est conjointe à un dépôt important de sédiments sur la partie inférieure de la section réfléchive et en début de section dissipative. La rupture de pente migre de plus de 20 m vers le large lors des tempêtes. Malgré la longue période de tempêtes de fin février et début mars 2014, nous n'enregistrons pas cette dynamique sur ces deux (levés de février et avril 2014). En effet, une érosion importante est observée au niveau de la section réfléchive inférieure amenant à un recul très important de la rupture de pente, qui rejoint sa position initiale pré-hivernale. Ces variabilités morphologiques sont plus marquées au niveau du profil P1 que des profils P2 et P3.** Au cours de la période F1, la variabilité morphologique du profil P4, face à l'enrochement central de la plage est différente des profils situés au Nord. Une érosion globale de la partie réfléchive du profil est observée lors de tempêtes de Noël 2013. La base de l'enrochement est située juste au-dessus du niveau de PMVE. Un nivellement vers le bas entre -0.1 et -0.4 m est identifié. Un engraissement sédimentaire se produit à la base de l'enrochement avec la baisse d'énergie en janvier 2014. La rupture de pente recule pendant ces deux premiers mois (-9 m cumulée) en association avec une érosion du profil. La section dissipative de la plage est stable. La période de février à avril 2014 présente de nouveau une érosion globale du profil. L'impact de la tempête de fin avril 2014 se traduit par un re-engraissement ou une stabilité du profil et une érosion (-0.5 m) en pied d'enrochement. La rupture de pente migre vers le large sur la deuxième moitié de la période F1 (+5 m). Au niveau du profil P5, une alternance érosion/accrétion est identifiée. Une érosion se produit sur la section haute du profil, du pied de falaise (-0.8 m) jusqu'en dessous du niveau PMVE, et post rupture de pente (section dissipative, -0.2 m). Sur la période de fin janvier à avril 2014, nous observons une érosion sur la section du profil située en dessous du niveau de PMME. Une accrétion s'opère alors en haut de plage jusqu'au pied de la falaise. La fin de la période F1 est caractérisée par une érosion importante en haut de profil (-0.8 m) et un dépôt en bas de section réfléchive. La rupture de pente présente la même dynamique qu'en P4. Juste après les épisodes tempétueux, un recul vers la côte est observé d'une amplitude de 6 à 12 m. Le profil P6 est abrité en son extrémité par des affleurements rocheux très larges et hauts. En début de période F1, le profil devient concave associé à une érosion de la section comprise entre le NMM et la PMVE sont en érosion (-0.4 m). Un engraissement du haut de profil est identifié durant le mois de janvier. Les variations morphologiques sont similaires à celles du profil P4. Entre février et avril 2014, une érosion en pied de falaise, localisée à proximité du niveau de PMVE, est détectée. Le reste de la section réfléchive est en accrétion (+0.2). Les conditions plus énergétiques de fin avril 2014 se traduisent par une érosion de la section supérieure du profil (-0.4 m) située au-dessus du niveau de PMME. Les variations de la rupture de pente ne

sont pas significatives. Les variations morphologiques de la section dissipative ne sont pas analysées car liées à des décalages dans la prise de point des affleurements rocheux. Les profils P3 à P6 présentent des variations morphologiques contrastées des profils Nord de la plage. En effet, lors des tempêtes de Noël 2013, une érosion de la section basse réfléchive est observée en même temps qu'un recul de la rupture de pente. **La position de la falaise, plus avancée et proche du niveau de PMVE par rapport au profil Nord de la plage, est une hypothèse permettant d'expliquer ces variations morphologiques différentes. Nous pouvons noter cependant une dynamique homogène de la plage lors de la période de février à avril 2014 qui se traduit par une érosion majeure des profils. Malgré des conditions énergétiques plus faibles, une inertie morphologique (poursuite de variations précédentes) de la section inférieure réfléchive des profils est détectée lors des mois en début de période hivernale, que celles-ci soient en érosion pour les profils Sud ou en accrétion pour les profils Nord.**

Au cours de la période F2, faible énergétiquement, un recul de la rupture de pente est observé sur l'ensemble des profils jusqu'en septembre 2014. Ce recul présente une amplitude cumulée allant de -5 m (P2 et P3) à 15 m (P1, P4 et P5). Le recul maximum est atteint après l'été 2014 et les conditions de très faible énergie. Les variations morphologiques présentent des amplitudes moins importantes que lors de l'hiver 2013/2014. Elles sont également variables d'un profil à l'autre. Sur cette première partie de période F2, associée au mouvement de recul de rupture de pente, une érosion (-0.2 m) se produit en bas de section réfléchive des profils P1 à P3. Celle-ci est conjointe à une accrétion en haut de plage autour du niveau de PMVE et allant de 0.3 à 0.4 m début juillet 2014. Il s'agit de la création de la berme de haut de plage. La rupture de pente passe d'un état concave arrondi à un état abrupt (anguleux). Le profil P4 présente une dynamique relativement similaire. En début de période, nous observons toujours une érosion (-0.3 m) entre les niveaux de PMVE et de BMME. Cette érosion est associée à une accumulation sédimentaire en pied d'enrochement. Au cœur de l'été, en juillet 2014, le profil est morphologiquement stable. Une accrétion temporaire est observée entre juillet et août 2014 (+0.3 à +0.5 m sur l'ensemble du profil). Alors que le profil P4 était stable au milieu d'été, le profil P5 présente une dynamique proche des profils Nord de la plage. Nous retrouvons cependant une érosion sur l'ensemble du profil (-0.2/-0.3 m) au début septembre 2014. C'est également le cas au niveau du profil P6. Une accrétion générale du profil P6 est notable jusqu'en août 2014, suivi ensuite d'une érosion (-0.2 à 0.5 m) entre août et septembre 2014. **D'une manière générale, la période estivale est caractérisée par un recul vers le littoral de la rupture de pente. Celle-ci passe d'une forme concave à une forme abrupte anguleuse. Une érosion de la partie médiane et basse de la section réfléchive des profils se produit. Un engraissement au-dessus du niveau des PMVE est observé. Un comportement différent entre les profils Nord et Sud est observable en septembre. Une érosion se produit au niveau de profil P4 à P6 alors que les autres profils sont morphologiquement stables.** Entre septembre et octobre 2014, un dépôt au niveau des parties réfléchives médiane et basse des profils P1 à P3 est identifié, conjointement à une avancée de la rupture de pente (+20 m

en P2). Ce dépôt atteint au maximum 0.5 m au point de rupture de pente. La rupture de pente retourne à un état concave, arrondi. Il s'en suit, jusque fin novembre 2014, une érosion du secteur de la rupture de pente et une accrétion du haut de plage à partir du niveau de PMME. Ces variations d'altitude sont également observées au niveau des profils P4 à P6. **Sur la période de septembre à octobre 2014, nous observons une avancée forte (> 20 m) de la rupture de pente sur l'ensemble de la plage, excepté au niveau du profil P4 qui fait face à l'enrochement. La section réfléchive devient alors de pente plus faible associée un large dépôt sédimentaire. Sur la fin de la période F2, un recul du point de rupture de pente s'opère, celui-ci rejoignant sa position d'août 2014. Ce mouvement est accompagné d'une érosion de la partie basse du profil réfléchif et d'un dépôt dans sa partie supérieure.**

La phase F3 correspond à l'hiver 2014/2015, beaucoup moins énergétique que l'hiver précédent (phase F1). Les profils Nord de la plage sont morphologiquement stables sur la fin d'année 2014. Une légère érosion (-0.1/-0.2 m) est observée en haut des profils P4 à P6, début janvier 2015. La rupture de pente migre vers le large sur la zone centrale de la plage (P2 à P4) d'une dizaine de mètres. En début d'année 2015, au cœur de l'hiver, une érosion des sections dissipatives de la plage est identifiée sur les profils P1 (-0.5 m) à P4 (-0.2 m). Les mouvements de la rupture de pente sont variables suivant les zones de la plage (avancée en P1, P2 et P3 et recul en P3 et P5) et d'amplitude moindre (< 5 m) par rapport au début de période. Le 20 février, nous pouvons noter à des niveaux d'eau exceptionnels de pleines mers astronomiques (PMA), d'occurrence 18 ans. La fin de la période hivernale (mars/avril 2015) est associée à une augmentation de l'altitude des profils tant sur les sections réfléchives que dissipatives. En mars, les profils P3 à P5 présentent une accrétion sédimentaire allant de 0.2 m, au niveau des profils P4 et P5, à 0.7 m au haut de la section réfléchive du profil P3. Ce levé topographique est consécutif à la seconde la marée exceptionnelle de PMA. Les profils P1 et P2 présentent un décalage dans l'accrétion, celle-ci s'opérant courant avril 2015. L'accrétion est supérieure à celle identifiée sur les profils Sud de la plage de Pénestin. La rupture de pente recule sur l'ensemble des profils et la concavité de la section réfléchive est plus marquée. **Au cours de l'hiver 2014/2015, les mouvements de la rupture de pente sont variables suivant les domaines de la plage. Les profils P2 à P4 montrent une avancée de la rupture de pente jusqu'au milieu de l'hiver puis un recul s'opère mais d'amplitude moindre jusqu'au début la phase F4. La rupture de pente du profil P5 présente un recul continu et une variabilité des déplacements est observée au niveau du profil le plus au Nord (P1). Il en résulte une stabilité de ce secteur de haute énergie à la fin de l'hiver 2014/2015. Une diminution de l'altitude des profils est observée pendant la première partie de la phase F3 (novembre à février 2015), plus énergétique. Puis un engraissement s'opère sur la seconde partie de l'hiver, présentant de conditions hydrodynamique moins agitées, avec un décalage des apports sédimentaires entre les profils P3 à P5 et les profils P1 et P2 localisé au nord de la plage. Lors des marées exceptionnelles de PMA, les variations morphologiques sont importantes le long des profils et plus particulièrement au niveau de la rupture de pente.**

Au cours de la phase F4, nous observons réponse relativement commune des profils de plage aux conditions d'agitations. Une érosion se produit au niveau des secteurs de la rupture de pente et du bas de profil réflectif. L'amplitude de l'érosion est croissante du profil P5 (-0.4 m) vers le profil P1 (0.6 m). La rupture de pente est plus marquée et recul (-4 m en P3 à -10 m en P1) en continuité avec la fin de la période F3. Au niveau des profils P3 et P4, un dépôt sédimentaire de faible amplitude est observable autour du niveau de PMVE, laissant supposer un transport depuis le bas du profil réflectif vers le haut. Tout comme lors de l'hiver 2013/2014, le profil P6 est morphologiquement stable. **La période 4 est caractérisée par à une érosion importante du bas de section réflective sur l'ensemble des profils, conséquence du recul de la rupture de pente. Il en résulte une rupture de pente très marqué et une concavité plus forte de la portion basse de la section réflective. Les variations de la rupture de pente sont d'amplitudes plus fortes sur les parties latérales de la plage.**

Annexes

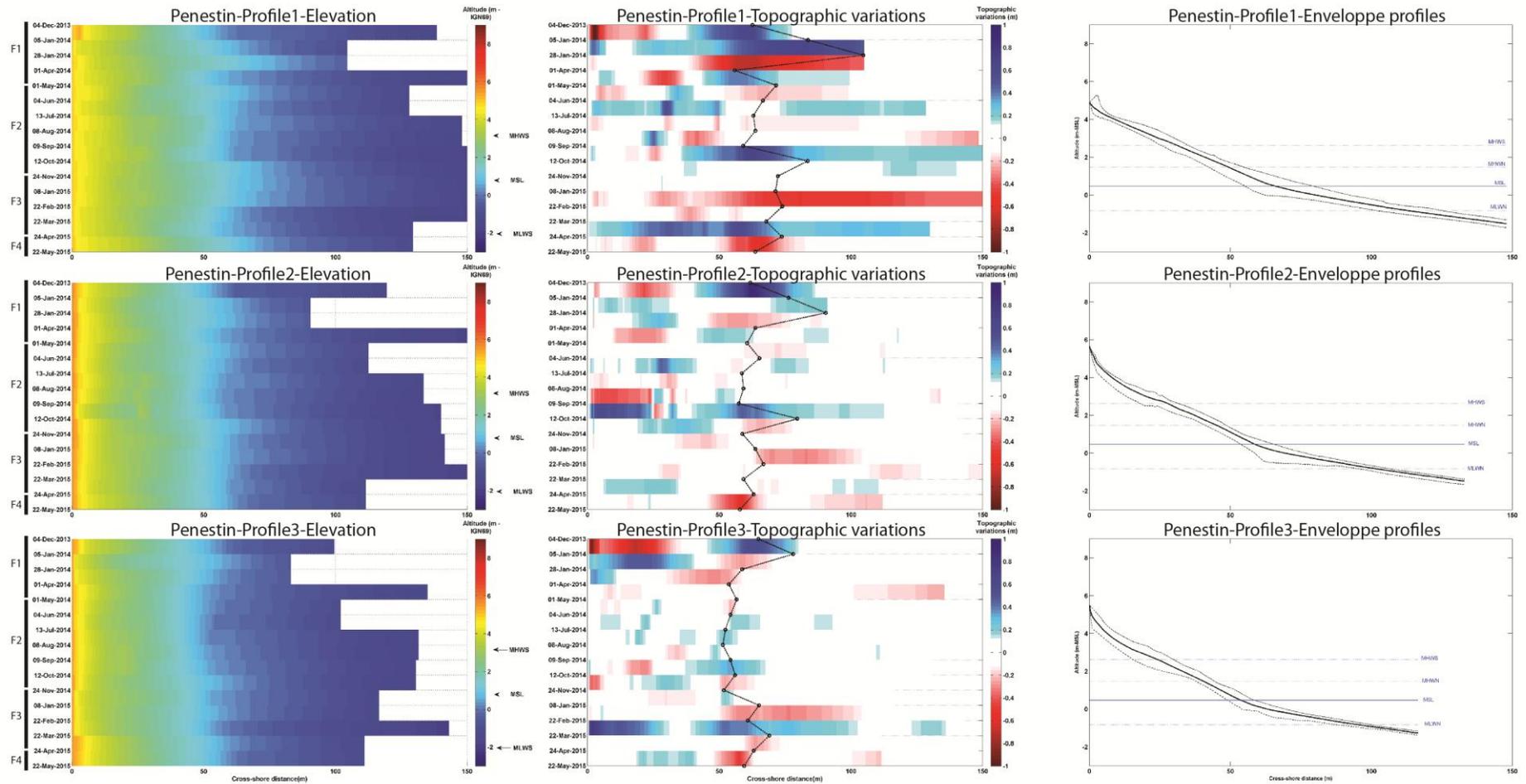


Figure 236. Variations d'altitudes, différentiels d'altitudes et profils enveloppes des profils P1, P2 et P3 de la plage de Pénestin.

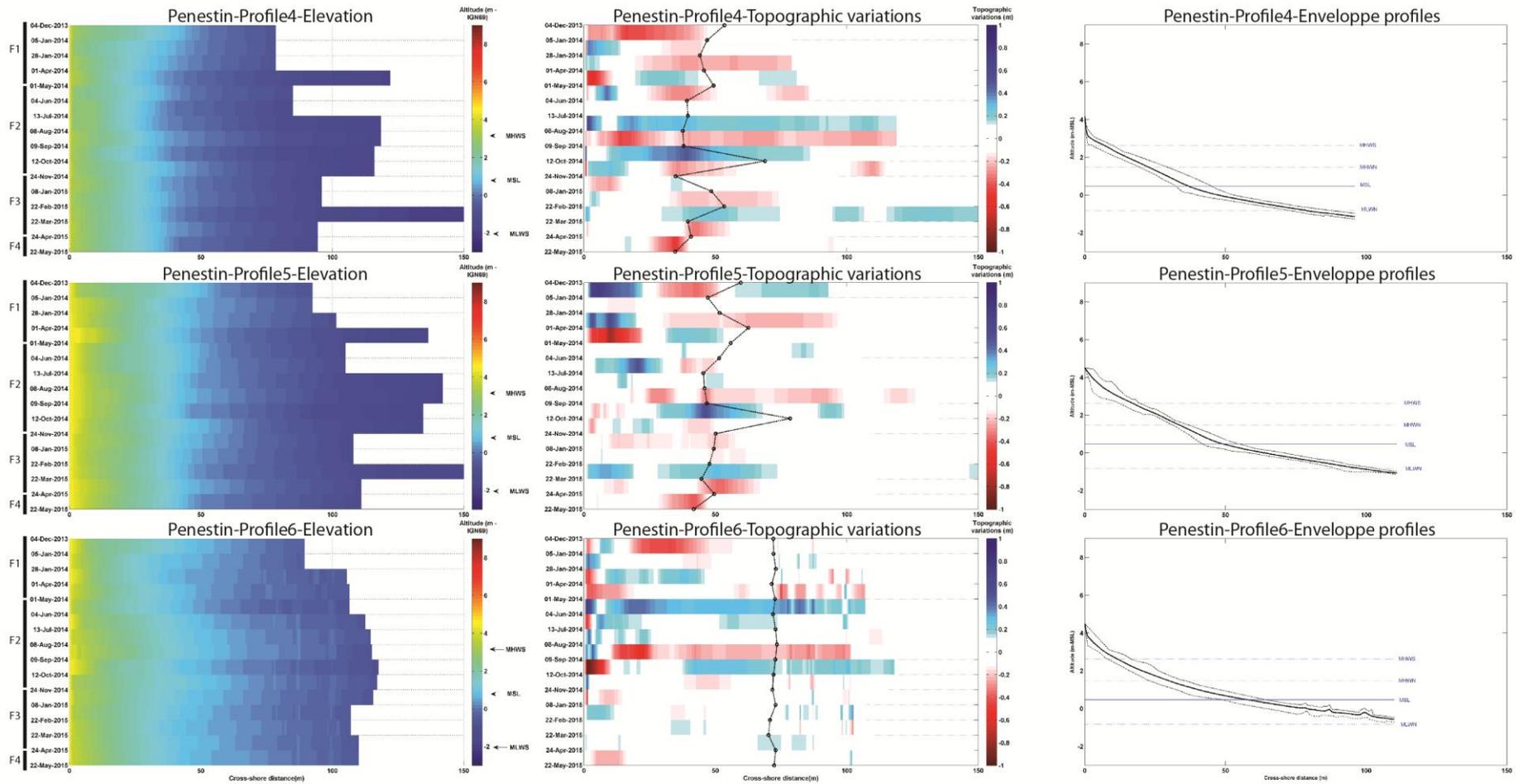
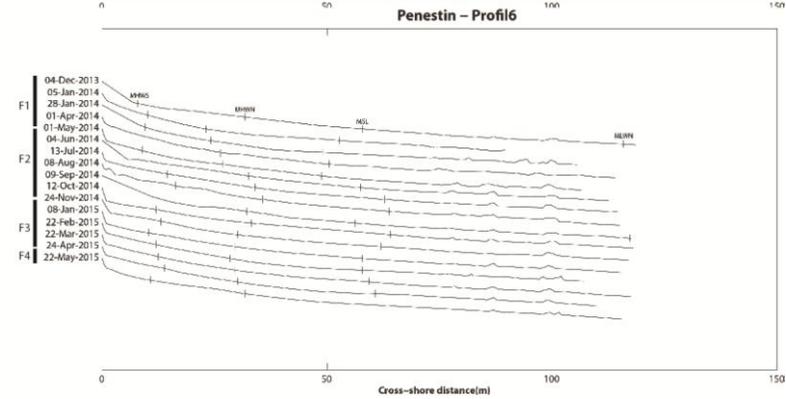
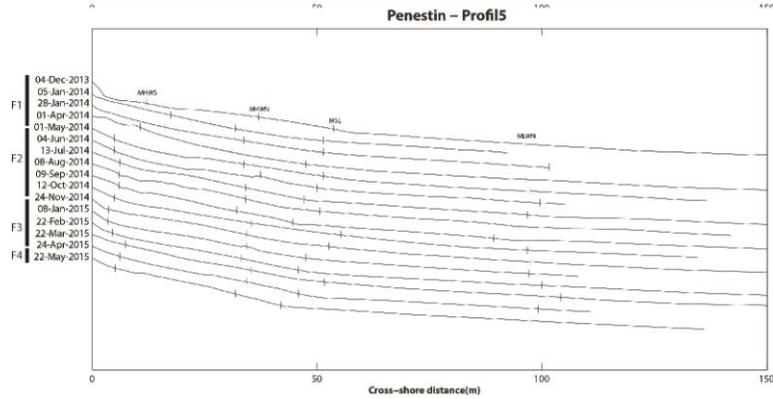
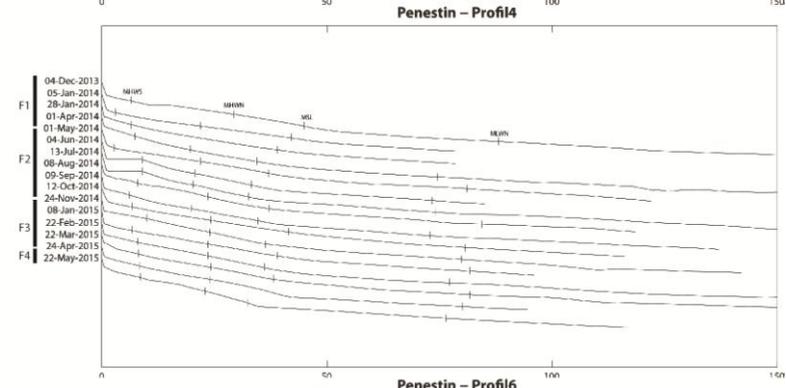
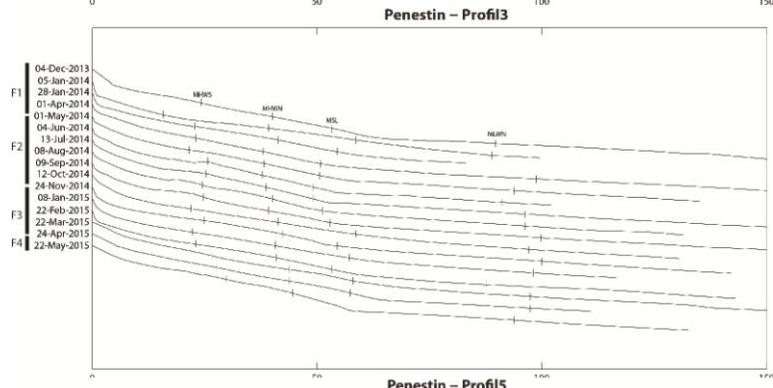
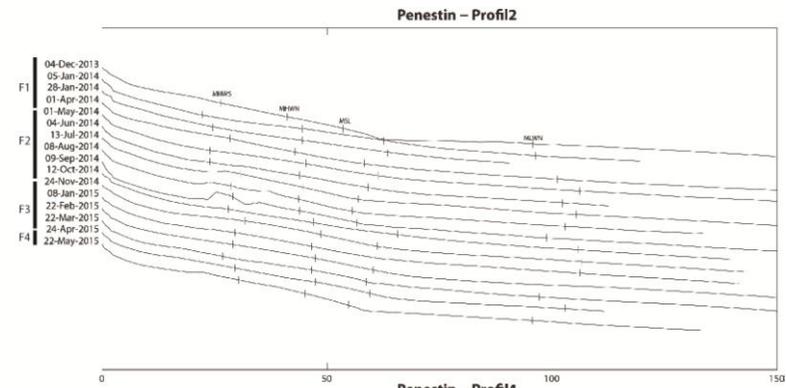
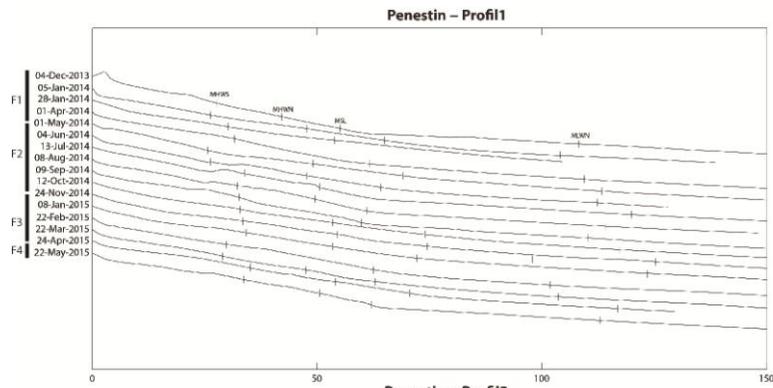


Figure 237. Variations d'altitudes, différentiels d'altitudes et profils enveloppes des profils P4, P5 et P6 de la plage de Pénestin.



**Figure 238. Évolution des profils P1, P2 P3, P4, P5 et P6 de la plage de Pénestin de décembre 2013 à mai 2015.**

### V.A.1.b. Variations de la surface d'enveloppe mobile

La variation de la surface mobile (battement de profil) entre deux levés permet d'estimer l'intensité des changements de morphologie des profils pendant la période de suivi. Nous raisonnons toujours suivant les périodes hydrodynamiques définies précédemment. Les données présentées ne sont pas normalisées sur la longueur du profil (Figure 239). D'une manière générale, le profil P1 présente les surfaces de battement les plus importantes. Les variations moyennes de surface des profils P2 à P4 sont relativement proches tandis le minimum est observé au niveau des profils localisés au Sud de la plage (P5 et P6). Cependant, nous pouvons noter que les extremums sont atteints au niveau des profils Nord de la page (P1 à P3) qui présentent une section réflective la plus développée. La surface de battement minimum est atteinte à différentes périodes suivant les profils, nous pouvons cependant noter qu'il s'agit de période d'hydrodynamisme peu énergétique. En termes de corrélations entre les variations de la surface mobile par profils (Figure 240), nous observons une dynamique commune ( $R^2 > 0.5$ ) des surface de battement entre le profil P2 et les profils P4 et P5. Les variations d'enveloppe mobile sont également bien corrélées entre les profils P4 et P6.

Dans une approche plus détaillée, lors de la période hivernale 2013/2014 (phase F1), le battement maximal est observé en début de période, correspondant aux tempêtes de fin décembre 2013. Nous pouvons noter que les profils P4 et P6 ne suivent pas cette tendance. Entre début et fin janvier 2014, les profils retrouvent des seuils légèrement supérieurs aux seuils standards de variations de l'enveloppe sédimentaire. Ceci excepté pour le profil P1 qui montre un battement maximum et pour le profil P3. La seconde série de tempêtes fortement énergétiques de février/mars 2014 se traduit par une augmentation de l'enveloppe mobile pour l'ensemble des profils. Cependant, celle-ci est d'amplitude bien plus faible qu'en début de période F1. La période F2 est associée à des variations plus faibles de battements. Le profil P2 et P3 présentent des variations relativement uniformes durant cette période de conditions de faibles agitations. Une exception est remarquable pour le profil P6 où la surface mobile varie fortement, notons que ce profil présente des variations morphologiques très contrastées par rapports aux autres parties de la plage. Le minimum de battement (5 m<sup>2</sup>) est globalement observé au cœur de l'été 2014 (juillet/août 2014). L'augmentation de la surface mobile est fin de période F2 est en accord avec la phase d'érosion des profils en octobre 2014. Pour l'ensemble des profils, malgré des inflexions ponctuelles, nous observons une diminution de la surface mobile sur la première partie de la période F2 (jusqu'au mois de juillet/aout 2014) et une augmentation au cours de la seconde moitié de la période. Prise dans son ensemble, la variation de l'enveloppe mobile de la plage montre une même dynamique (Figure 241). Le début de la période hivernale 2014/2015 est caractérisé par des conditions d'énergie faibles. Les variations d'enveloppes des profils sont donc très faibles et proches des seuils minimums estivaux. Les profils P2, P4 et P6 présentent un battement mensuel stable au cours de l'hiver, celui-ci augmentent légèrement avec des conditions plus agitées. Les profils P1, P3 et P5 présentent des variations de la surface mobile plus fortes avec les marées de

PMA de février et mars 2015. En accord avec les variations d'altitudes observées, nous pouvons noter deux pics de battements au niveau du profil P1 en février et avril 2015 alors qu'un seul extremum est identifié au niveau de profils P3 et P5. Le début de la phase printanière 2015 (F4) est caractérisé par un battement relativement uniforme au niveau des profils P3 à P6, l'amplitude de l'enveloppe mobile augmente vers le Nord de la plage.

**Les variations les plus importantes de l'enveloppe mobile sont en lien avec le dépôt ou l'érosion de sédiments sectorisés, les dépôts au niveau de la rupture de pente ou en pied de falaise. Le battement est maximal dans la partie Nord de la plage, présentant une section réflective plus large. Le battement des profils est plus important pour les épisodes fortement énergétiques (hiver 2013/2014) et décroît rapidement avec l'installation et la continuité de conditions de faible énergie. Le battement atteint alors un seuil bas correspondant à une dynamique morfo-sédimentaire minimale de la plage. Une certaine cyclicité relative aux variations saisonnière de l'énergie des vagues semble donc s'opérer bien que des variations ponctuelles contrastées sont identifiées sur certaines portions de la plage.**

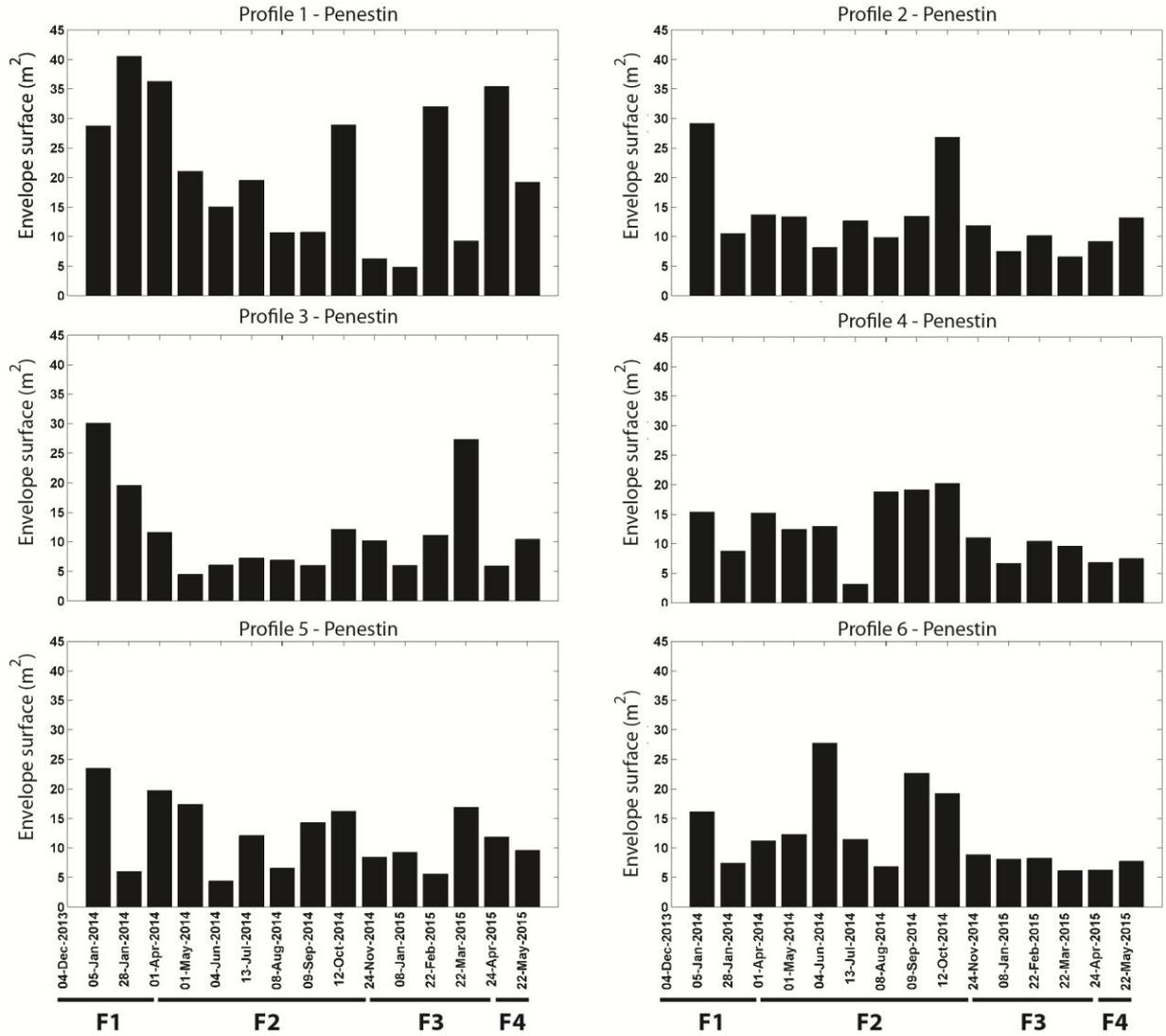


Figure 239. Variation des surfaces de l'enveloppe mobile des profils de la plage de Pénestin.

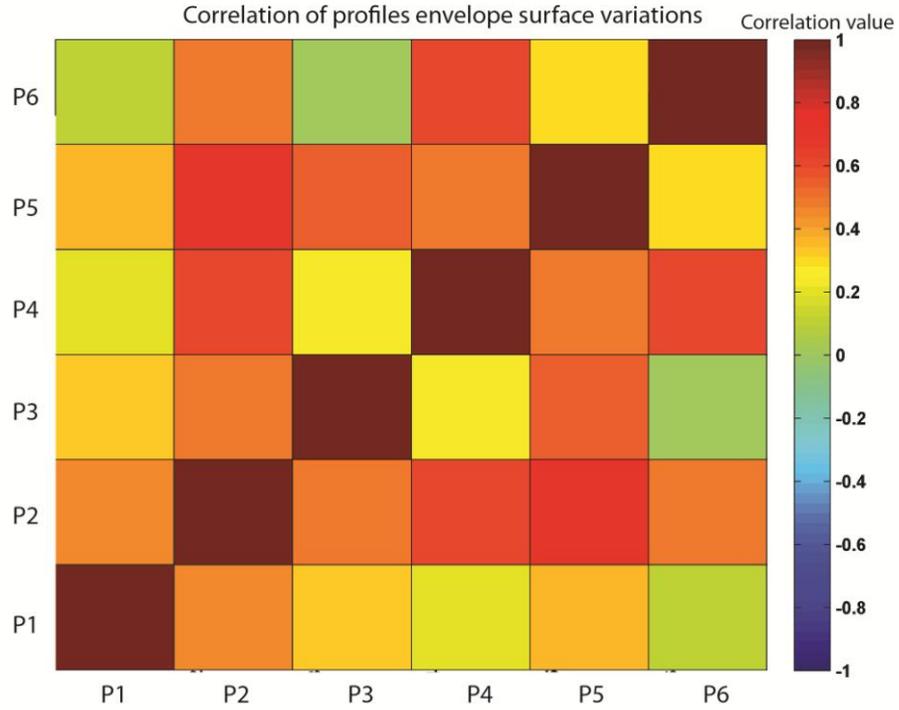


Figure 240. Corrélation des variations de surface de l'enveloppe mobile entre profils sur la plage de Pénestin.

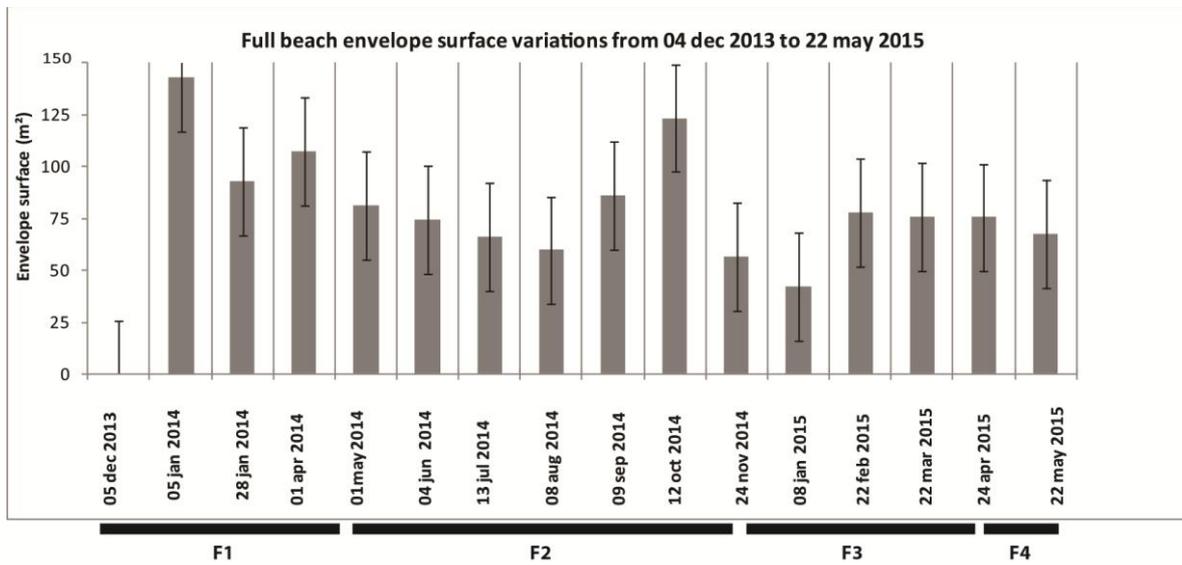


Figure 241. Variation de la surface de l'enveloppe mobile de la plage de Pénestin entre chaque levé de décembre 2013 à mai 2015.

### V.A.1.c. Variations volumétrique par profil et pour la plage

Le bilan de volume sédimentaire sur la plage est variable suivant les sections de la plage de Pénestin. La période hivernale 2013/2014 montre une perte de volume de sédiment aux niveaux des profils P4 (-25 m<sup>3</sup>) faisant face à l'enrochement central de la plage et P6 (Figure 242). Les profils P3 et P5 montrent des variations de volume peu significatives. Nous pouvons noter un apport de sédiments au niveau du P5 et une perte de volume au niveau du P3 suite aux tempêtes de fin décembre 2013. Les profils P1 et P2 présentent les mêmes tendances au cours de cet hiver fortement énergétique. Un apport de sédiments (volume cumulé de +25 m<sup>3</sup> en P2 et de +47 m<sup>3</sup> en P1) est détecté jusque fin janvier 2014. Cette dynamique est en accord avec les variations morphologiques des profils. Ce volume diminue ensuite ou reste stable sur cette partie de la plage, les variations d'altitudes identifiées ne mettant principalement qu'en jeu le stock sédimentaire intra-profil. Lors de la période F2, excepté le profil P4 qui conserve un volume sédimentaire inférieur à l'initial, l'ensemble des profils montre un engraissement et retrouve leurs budgets sédimentaires pré-hivernal. L'installation de conditions de faible énergie va dans le sens d'une augmentation du volume sédimentaire, qui atteint un maximum à la fin la période F2. Une diminution du volume est notable en septembre 2014, suite à la tempête d'août. La plage atteint son volume sédimentaire maximal (Figure 242). Le début de la période hivernale 2014/2015 (F3) est caractérisé par des variations volumétriques légèrement décroissantes (Figure 243). L'augmentation des conditions d'énergie en janvier 2015 impacte directement la plage de Pénestin. L'ensemble de profils présente une diminution du volume sédimentaire et la perte maximale est identifiée au niveau du profil P1 (-35 m<sup>3</sup>). Les profils P3, P5 et P6 retrouvent leurs volumes initiaux de décembre 2013. C'est également le cas pour la plage dans son ensemble qui retrouve progressivement son volume initial en février 2015 (Figure 245). Les profils P4 et P5 montrent une augmentation significative ponctuelle de leur volume au cours du mois suivant (mars 2015) lors des marées de PMA. Il s'en suit d'une diminution progressive au cours de la phase F4, jusqu'au mois de février 2015. Le profil P1 à P3 présente également une augmentation de leur volume en mars et avril 2015 mais une stabilité s'opère sur la fin de la période de suivi. **En période de conditions de fortes agitations, les variations du volume sédimentaire total de la plage sont nulles. Un apport de sédiment est détecté fin janvier 2014 (+50 m<sup>3</sup>), directement expulsé suite aux tempêtes de février et mars 2014. Les profils dont la section réfléchive est réduite (P4 et P6) présentent une perte de volume sédimentaire. Les profils centraux P3 et P5 sont stables et la partie septentrionale de la plage est en accrétion. L'installation et la persistance des conditions de faible énergie vont dans le sens d'une augmentation du volume sédimentaire. En conditions d'énergie modérée (hiver 2014/2015), des pertes ponctuelles de volume sont observées sur les profils, suivis d'une résilience rapide. Sur les 18 mois de suivi, les profils Nord la plage (P1 à P3) sont en accrétion tandis que le profil P4 est en érosion (Figure 244). Les dynamiques des volumes sédimentaire des profils P1 et P2 sont très proches (Figure 243) Les profils Sud (P5 et P6) montrent un volume stable. La plage de Pénestin présente une stabilité voir un faible**

engraissement de son volume sédimentaire malgré des variations morphologiques importantes, un impact de l'hiver 2013/2014 fortement énergétique et une falaise argileuse en érosion au centre et au Sud de la plage. Cette falaise peut être une source potentielle de sédiment pour la plage. Nous observons donc préférentiellement un redéploiement local du stock sédimentaire.

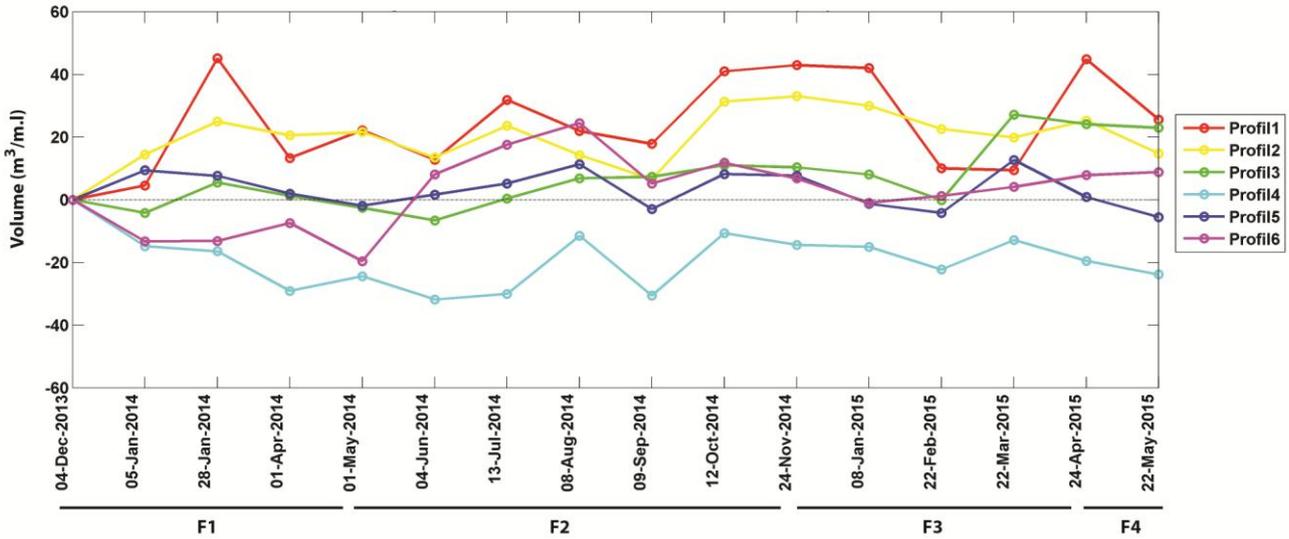


Figure 242. Variation du volume sédimentaire cumulé de la plage de Pénestin - décembre 2013 à mai 2015.

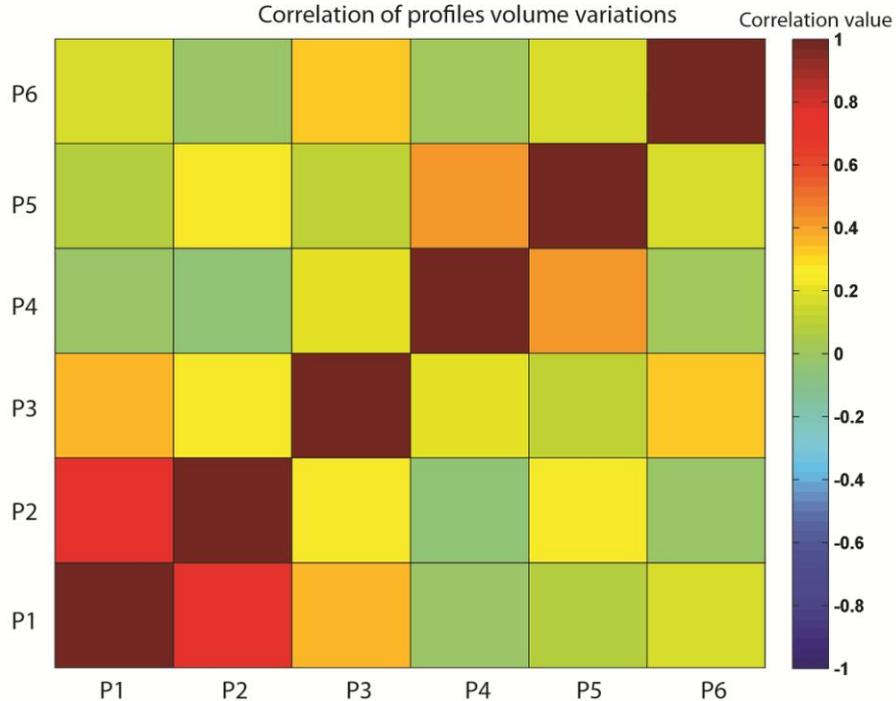


Figure 243. Corrélation des variations de volumes entre profils sur la plage de Pénestin.

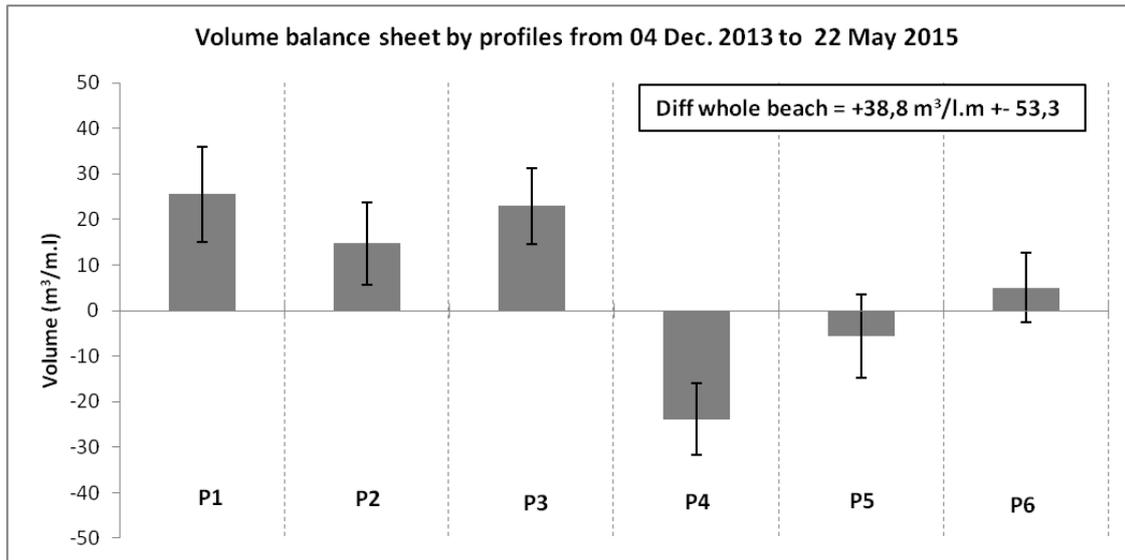


Figure 244. Variation des volumes par profil de la plage de Pénestin entre décembre 2013 et mai 2015.

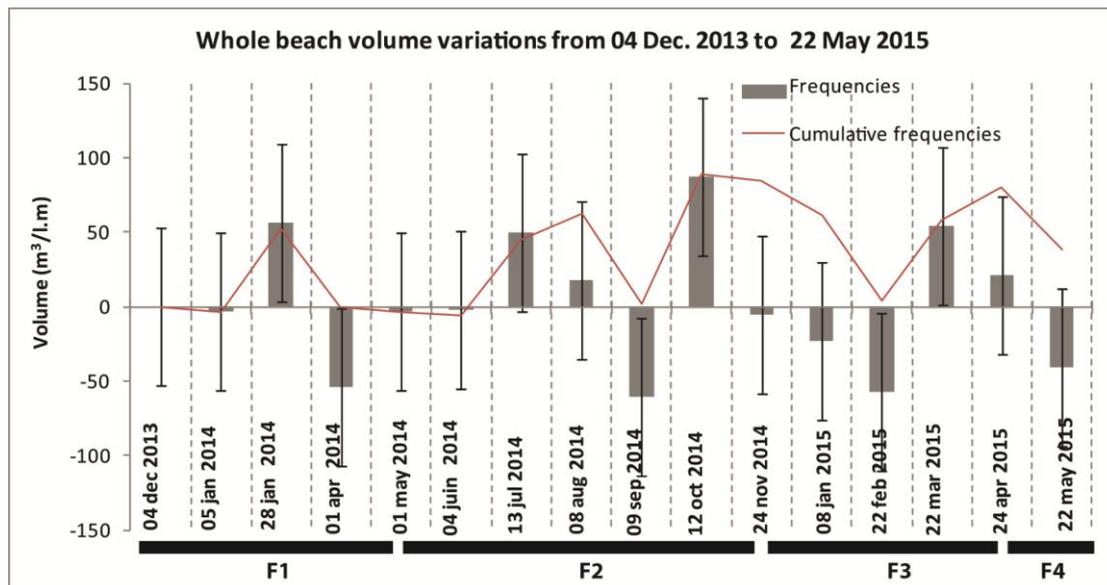


Figure 245. Variations des volumes sédimentaires totaux de la plage de Pénesti n- fréquences séparées et fréquences cumulées.

### V.A.2. Variabilité morphologique sectorielle de la plage de Pénestin

Une approche plus détaillée de l'étude de la morpho-dynamique de plage est proposée par définition de secteurs dynamiques des profils. Basée sur la variabilité verticale moyenne de la série de mesures (écart-type), cette approche permet de mieux comprendre les dynamiques sédimentaires intra-profil et d'observer des dynamiques communes sectorielles inter-profil. Les variations verticales maximales (Maximum Vertical Variation - Almeida *et al.*, 2011), les variations des volumes et des surfaces de battement des profils sont analysées pour les différents secteurs.

V.A.2.a. *Définition des secteurs par profils*

Trois à quatre secteurs sont définis sur les profils topographiques *cross-shore*. Le secteur A correspond à la zone de dynamique du pied de falaise pour l'ensemble des profils (Figure 246). Nous pouvons noter que le secteur A du profil P5 comprend également la partie supérieure de la section réfléchive du profil. Le secteur B définit la zone de variation d'altitude de la partie supérieure réfléchive (au dessus du niveau de PMME) pour les profils P1 à P3. Pour les profils P4 à P6, ce secteur B est établi pour la zone dynamique de la rupture de pente. Cette zone correspond au secteur C au niveau des profils P1 à P3 de la plage. Le secteur D est quant à lui relié à la dynamique de la section dissipative pour ces profils. Le Tableau 26 récapitule ses secteurs et leurs limites *cross-shore*.

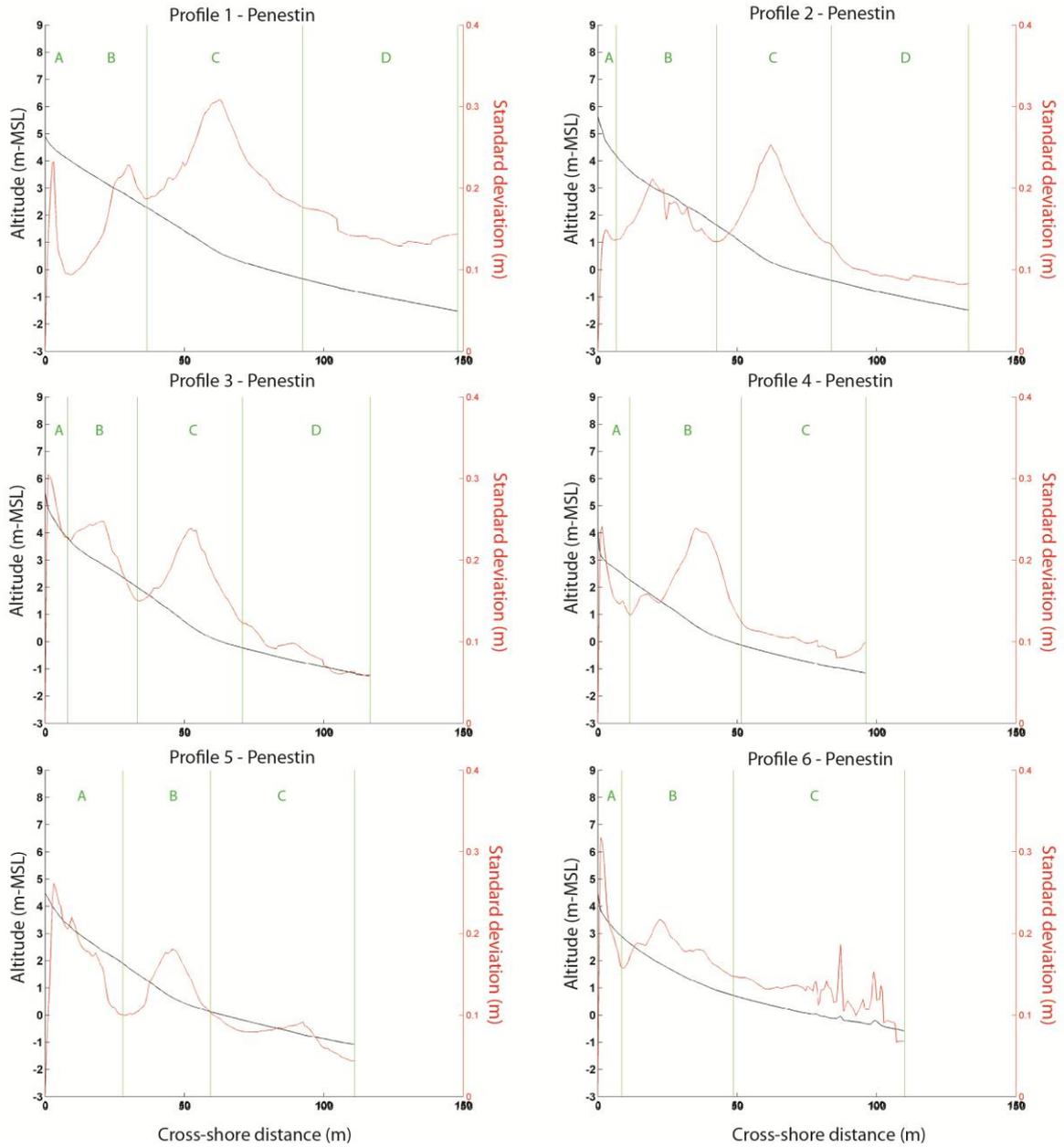


Figure 246. Sectorisation des profils de la plage de Pénestin suivant l'écart-type des variations d'altitude.

Profile ID	Profile sector	Cross-shore limits	Average MVV	Maximum MVV
Profile P1	A	0-9	0,24	1,09
	B	9-36	0,30	0,55
	C	36-92	0,43	0,72
	D	92-148	0,23	0,56
Profile P2	A	0-6	0,20	0,59
	B	6-42	0,27	0,57
	C	42-84	0,29	0,93
	D	84-133	0,16	0,3
Profile P3	A	0-8	0,27	0,96
	B	8-33	0,27	0,7
	C	33-71	0,29	0,56
	D	71-116	0,15	0,38
Profile P4	A	0-12	0,31	0,59
	B	11-52	0,30	0,49
	C	52-96	0,17	0,27
Profile P5	A	0-28	0,32	0,79
	B	28-59	0,26	0,54
	C	59-111	0,16	0,25
Profile P6	A	0-8	0,42	1,01
	B	8-48	0,26	0,55
	C	48-110	0,27	0,44

Tableau 26. Limites *cross-shore* et description des secteurs dynamiques des profils de la plage de Pénestin ; moyenne et maximum des variations verticales maximales par secteur pour la période de décembre 2013 à mai 2015.

#### V.A.2.b. Variations verticales maximales par secteur

Basée sur l'approche méthodologique établie par [Almeida et al., 2011](#), la variabilité verticale maximale est établie pour chaque secteurs définis sur les profils (Figure 246). La moyenne et la valeur maximale des MVV par secteur sont établies pour la période de mesures (Figure 247). Au niveau du secteur du pied de falaise (secteur A), ces variations sont conséquentes à un éboulement localisé de la falaise puis à une érosion du sédiment par les vagues. Les différences d'altitude entre chaque levé sont les plus importantes pour les profils P4 et P6. En effet, les MVV moyennes sont respectivement de 0.31 m pour les profils P4 et P5 et 0.42 m pour le profil P6. Les MVV les plus fortes ne sont pas atteintes au même moment suivant les profils. Ainsi le profil P4 montre une variabilité verticale maximale du secteur A (0.6 m) en août 2014. Pour le profil P5, ce secteur atteint une variabilité maximale en janvier et mai 2014 (0.8 m) et le secteur A du profil P6 présente la MVV la plus importante en octobre 2014 (>1 m). Au niveau des profils P1 et P3, le secteur du pied de falaise présente un pic des MVV suite aux tempêtes de fin décembre 2013. Ces secteurs sont les moins dynamiques de ces profils localisés au nord de la plage. Une variation topographique minimale du secteur A est détectée sur ces deux profils pour les conditions d'énergie les plus faible (été 2014). Ce n'est pas le cas pour les secteurs A des autres profils ou des variations importantes peuvent être détectées en conditions d'énergie calme (Figure 247). Le secteur supérieur de la partie

réflective des profils (secteur B des profils P1 à P3), présente des variations en moyenne moins importantes que le secteur C mais plus forte qu'en pied de falaise ou d'enrochement. Les valeurs maximales des changements topographiques oscillent entre 0.55 m et 0.7 m. Au cours de la période de suivis, les MVV moyennes des secteurs B sont proches à celles du secteur C. Cependant, les variations de MVV sont moins importantes (0.08 m à 0.4/0.5 m) et relativement homogènes autour de la moyenne. Nous pouvons observer une augmentation de la MVV lors des conditions plus énergétiques (hiver 2013/2014 et 2014/2015). Le secteur dissipatif (C ou D) des profils latéraux (P1 et P6) présente une MVV moyenne plus importante que celle des profils centraux de la plage. Au niveau des profils P1 à P3, les secteurs présentant les MVV les plus importantes correspondent à la zone de la rupture de pente (secteur C). Cette zone est la plus mobile pour les profils situés sur la partie Nord de la plage et représente le deuxième secteur de mobilité au niveau des profils P4 à P6 (secteur B). La MVV moyenne la plus forte est identifiée en P1 (0.43 m). Les MVV moyennes du secteur de la rupture de pente sont proches pour les profils P2 à P4 (0.30 m) et deviennent plus faibles vers le Sud de la plage (0.25-0.26 m en P5 et P6). Lors de la période hivernale 2013/2014, fortement énergétique, des MVV importantes sont observées sur l'ensemble des profils. Les MVV maximum sont atteints notamment suite aux épisodes tempétueux de décembre 2013 pour les profils P1 à P3. Globalement les MVV les plus faibles au niveau de la rupture de pente sont observés en période estivale 2014, de faible énergie. Une MVV relativement homogène oscillant entre 0.15 m et 0.25 m est également observée pour les conditions calmes. Au niveau des profils de la partie Sud de la plage, la zone dissipative présente des MVV plus importantes en conditions de faible énergie. Sur la partie Nord de la plage, une dynamique inverse est observée, les MVV les plus fortes étant détectées en période de haute énergie. **D'une manière générale, le secteur du pied de falaise présente les variations verticales maximales les plus importantes dans la partie Sud de la plage (P4 à P6), contrairement à la partie Nord de la plage où le secteur de la rupture de pente présente des variations d'altitudes les plus importantes. Cependant, des MVV ponctuellement élevées sont observables sur l'ensemble des profils en pied de falaise suite à des événements fortement énergétiques. Le secteur du pied de falaise des profils P4 à P6 présente également une forte variabilité faisant potentiellement suite aux éboulements de pans de falaise et donc aux apports sédimentaire en haut de plage. Les variations verticales maximales de la rupture de pentes de pente sont détectées pour des conditions de forte énergie et des PMA (février/ mars 2015) et sont minimum en conditions de faibles énergie. Nous pouvons noter un comportement complexe sur la partie Sud de la plage, avec des MVV ponctuellement fortes en conditions d'énergie calme.**

L'analyse des corrélations ( $R^2 > 0.5$ ) inter et intra-profils montre de multiples variations communes de MVV sur les différents secteurs de profils de plage (Figure 248). Les secteurs A et B des profils P1 et P2 présentent une même dynamique. L'augmentation des différences topographiques d'un secteur d'une période à l'autre est conjointe à l'autre. Les secteurs A des profils P3 à P6 montre des variations communes au cours de la période de mesures. Le pied de

falaise (en enrochement en P4) est en effet fortement impacté du centre vers le Sud de plage. Il en est de même pour les secteurs B (milieu et haut de section réfléchive) et C (rupture de pente) des profils P1 à P3, qui présentent une morphologie de profil très proche. L'ensemble des secteurs de la rupture de pente de la plage affiche des variations verticales assez homogènes. Des corrélations ponctuelles sont également observées entre de nombreux secteurs des profils de plage. Ces dernières ne sont pas analysées dans ce travail.

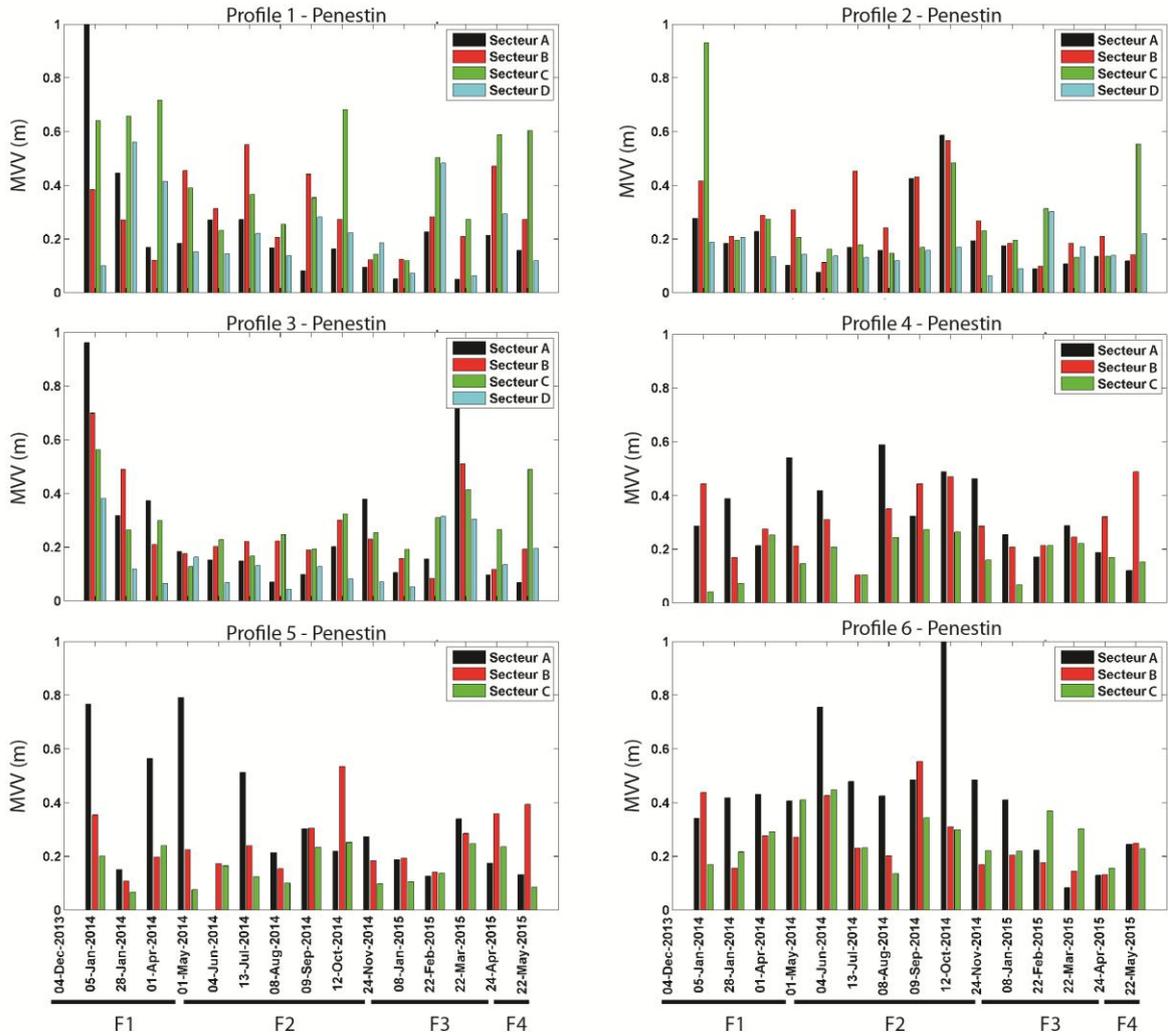


Figure 247. Variations Verticales Maximales (MVV) par secteurs de profils sur la plage de Pénestin de décembre 2013 à mai 2015.

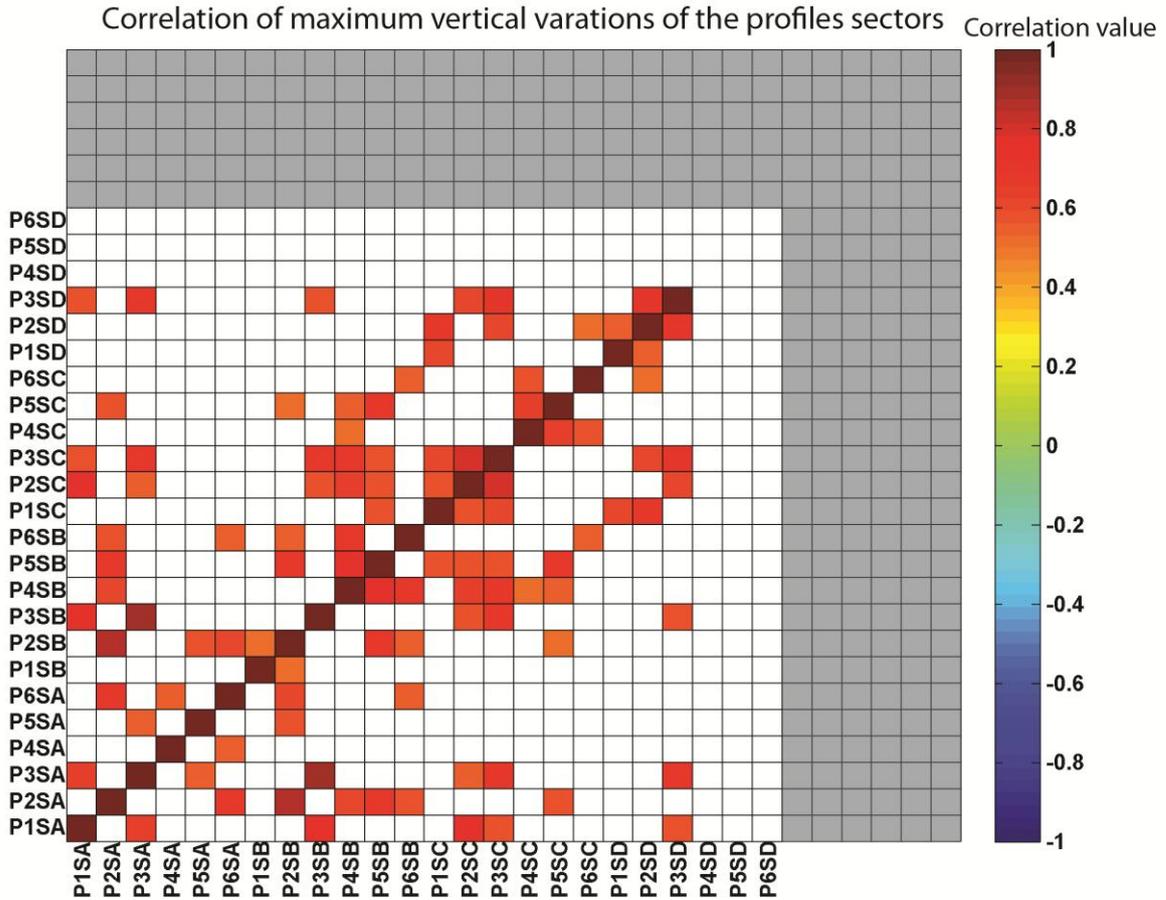


Figure 248. Corrélation des MVV par secteurs sur la plage de Pénestin

V.A.2.c. *Variation des volumes par secteurs de profils*

L'analyse des corrélations des variations de volume permet de mettre en évidence les variations communes et des échanges sédimentaires potentiels entre les différents secteurs d'un profil et le long de la plage (Figure 249). Des corrélations positives ( $R^2 > 0.5$ ) sont observées entre les secteurs du pied de dune et du haut de la section réfléchive des profils P1 à P3. Les variations sédimentaires entre le secteur dissipatif et celui de la rupture de pente sont également corrélées pour ces profils Nord de la plage. D'ailleurs les variations du volume des sections dissipatives de ces trois profils sont similaires. Comme détecté lors de l'analyse des variations verticales maximales, les secteurs de la rupture de pente montrent des variations volumiques relativement similaires sur l'ensemble de la plage. Quelques corrélations négatives ponctuelles sont observées et concernent notamment le secteur de la rupture de pente (secteur C) du profil P2 avec les secteurs de la partie réfléchive (secteur B et C) du profil P3. Ainsi les baisses de volume sédimentaire de ces secteurs sont associées avec un engraissement de la section de la rupture de pente en P2. **Les variations du volume sédimentaire des profils P1 à P3 de la plage de Pénestin sont relativement similaires sur**

la période de décembre 2013 à mai 2015. La zone de la rupture de pente montre également des variations volumétriques semblables sur l'ensemble de la plage

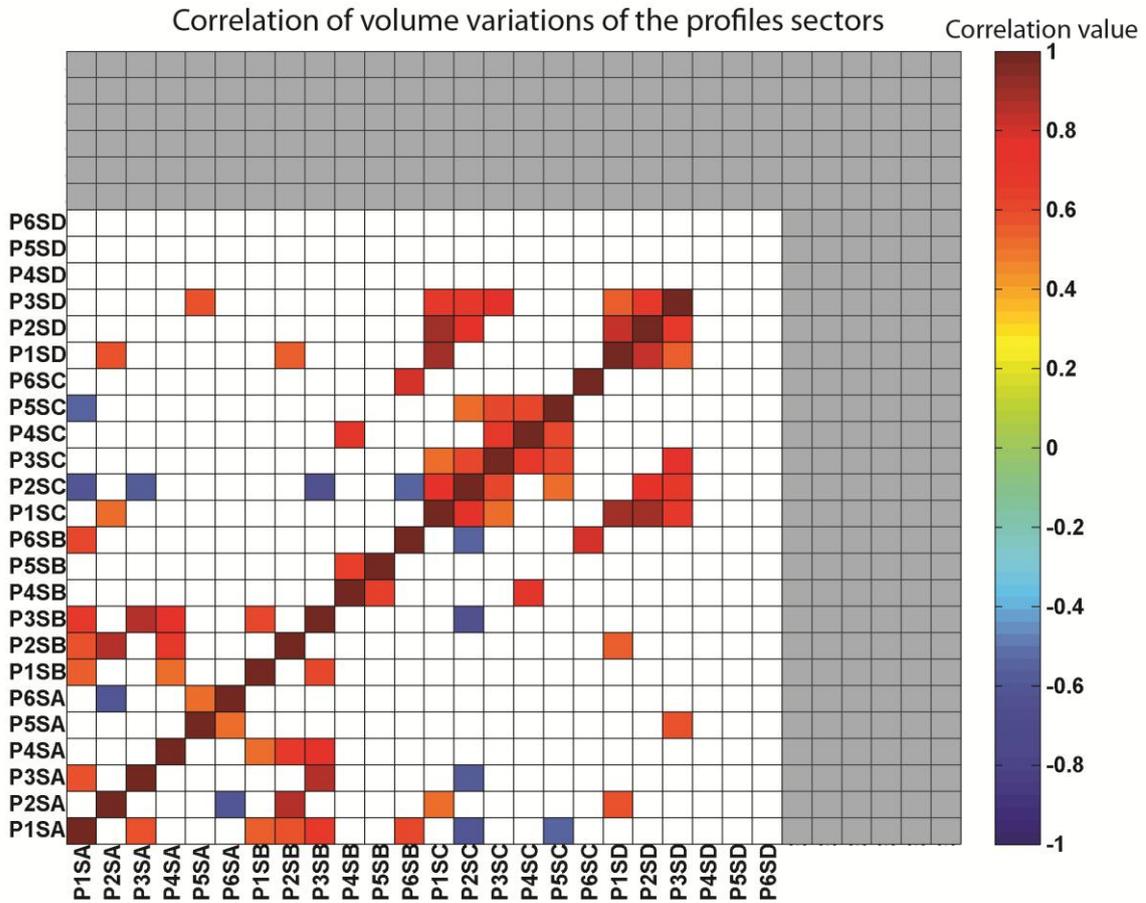


Figure 249. Corrélations croisées des variations de volumes sédimentaires par secteurs de profils de la plage de Pénestin sur la période Décembre 2013 à mai 201 (18 levés topographiques).

### V.A.3. Dynamique sédimentaire de la plage de Pénestin

#### V.A.3.a. Variation des fractions sédimentaires cibles

Quatre fractions, nommées "fractions cibles", présentant une variabilité maximale de leurs médianes granulométriques au cours de la série de mesures, sont sélectionnées pour l'analyse. Ainsi, les variations des pourcentages de graviers ( $\phi > 2$  mm), des sables très grossiers ( $1 \text{ mm} > \phi > 2$  mm), des sables moyens ( $0.25 \text{ mm} > \phi > 0.5$  mm) et des sables fins ( $0.125 \text{ mm} > \phi > 0.25$  mm) sont détaillées entre décembre 2013 et avril 2015. Les trois profils (P2, P4 et P6) échantillonnés sont analysés du haut vers le bas des profils (S3 à S1) et du Nord au Sud de la plage. Le raisonnement suit les mêmes périodes temporelles hydrodynamiques définies en amont. La période F1 correspond à l'hiver 2013/2014, la période F2 s'étend de fin avril 2014 à octobre 2014

(printemps/été/automne 2014), la phase F3 correspond à la période hivernale 2014/2015 et la dernière période correspond aux derniers mois de mesures.

✓ *Variabilité granulométrique au niveau du profil P2*

Les variations de la médiane granulométrique sont décroissantes du haut vers le bas du profil P2 sur la période janvier 2014 à mai 2015. Les variations du point P2S3, localisé au-dessus du niveau de PMVE, sont très proches de celles du point P2S2, qui est quant à lui situé au-dessus de la zone de mouvement de la rupture de pente. Le point le plus en amont du profil est soumis principalement aux processus hydrodynamiques issus du déferlement, du *swash* et au dépôt et au transport éolien. Les points plus en aval du profil sont soumis au même processus hydrodynamiques auquel s'ajoute l'hydrodynamisme associé au *shoaling* des vagues. Le point P2S1 est localisé en début de section dissipative et montre des variations très faibles de la médiane granulométrique (Figure 250).

En haut de profil (P2S3), la première série de tempêtes de l'hiver 2013/2014 (période F1) est caractérisée par un apport de sables moyens dans le sédiment lors de l'érosion du haut de profil. Le sédiment très bien classé. Un dépôt de sédiments hétérogènes, constitué majoritairement par des graviers (50%), se produit avec les conditions d'énergie plus modérée du mois de janvier 2014. Un dépôt de même nature est observé suite à la deuxième série de tempêtes de février 2014. En fin de période F1, une érosion se produit en haut de plage. Le sédiment est très hétérogène, aucune fraction cible ne domine. Au cours de la période F2, deux phases sont observées. Un tri granulométrique s'opère en début de période et les graviers sont alors majoritaires dans l'échantillon jusqu'en août 2014. Ce secteur du profil est morphologiquement stable. Les conditions hydrodynamiques du mois d'août entraînent une érosion majeure du haut de profil P2, le sédiment est alors composé de fractions inférieures à 250  $\mu\text{m}$  (potentiellement issu d'un dépôt post-érosion), en amont des croissants de plage. Une résilience du profil, le mois suivant, est associée à un dépôt de sédiments graveleux. Au cours de la période F3 (hiver 2014/2015), la stabilité morphologique du haut de profil est associée à un sédiment de surface assez hétérogène et de composition relativement identique au cours du temps. Les niveaux d'eau exceptionnels associés au fort marnage de février et mars 2015 entraînent une plus forte hétérogénéité du sédiment et un apport en sables très fins. Les fractions supérieures à 2 mm sont cependant légèrement excédantes dans le sédiment. En début de période F4, un dépôt sédimentaire de sables fins et moyens recouvre le sédiment hétérogène en place. **Les phases d'érosion du haut de du profil P2 sont associées à des apports ou la mise à nu de sables fins et moyens très bien classés. Des dépôts post-tempêtes de composition granulométrique hétérogène sont associés à la reconstruction du profil. Des dépôts éoliens de sables fins et très fins sont potentiellement observés en amont des croissants de plages. Cela conduit à un sédiment également hétérogène.**

En bas de la section réfléchive du profil (P2S2), suite aux tempêtes de décembre 2013, un remaniement sédimentaire composé essentiellement de sables moyens est observé. Un tri granulométrique s'opère ensuite lors des conditions moins énergétiques de janvier 2014, les sables

fins dominant alors. En fin de période F1, un sédiment hétérogène est détecté dont la composition est proche du point amont. Les fractions supérieures à 2 mm sont légèrement excédantes dans le sédiment. La répartition granulométrique est relativement stable sur la première partie de la période F2. Un tri granulométrique en faveur des graviers s'opère en juillet 2014, lors de la mise en place des croissants de plage. Un placage localisé de sable fins et très fins est observé en août au niveau des croissants bien que les variations morphologiques ne soit pas significatives (marge d'erreur de la mesure). A partir de septembre 2014, un dépôt de sédiments hétérogène dominé par les graviers est observé sur le profil. La composition sédimentaire est relativement constante jusqu'en janvier 2015 avec les conditions calmes du début d'hiver 2014/2015. Un sédiment composé principalement de fractions supérieures à 2 mm est ensuite observé à partir de janvier 2015 par tri granulométrique. Les figures sédimentaires en croissants de plage disparaissent avec les niveaux d'eau exceptionnels de février et mars 2015, entraînant une augmentation en sables grossiers dans l'échantillon. **Ce point se trouve autour du point d'équilibre de la section réfléchive (point de rotation *cross-shore*), c'est dire que ce secteur est relativement stable morphologiquement d'un mois sur l'autre. Cependant des variations de composition sédimentaire sont observées. La présence de croissants de plage lors des conditions de faible énergie est associée à un tri granulométrique par le *swash*. Le sédiment est alors composé majoritairement de fractions supérieures à 2 mm. La position de ses croissants peut migrer transversalement le long du profil en fonction des niveaux d'eau. Des double barres de croissants de plages sont observés, conduisant à une variabilité locale des de la composition sédimentaire (apport potentiel de sables fins éolien). Les conditions d'énergie calme et les hauts niveaux d'eau entraînent un apport de sables grossiers dans l'échantillon lors de la disparition du croissant.**

En début de section dissipative (P2S1), la série de tempête de décembre 2013 conduit à un transport de sédiment du haut vers le bas de la section réfléchive, qui s'élargit. Le sédiment de la section dissipative est très hétérogène, composé d'une répartition relativement égale des fractions cibles (graviers, sables très grossiers, sables moyens et sables fins). Un dépôt de sables moyens est observé avec les conditions d'énergie plus calme de janvier 2014. Le recul de la rupture de pente vers la falaise est associé à une limite sédimentaire bien apparente entre la section réfléchive et la section dissipative. Le sédiment en présence est alors caractérisé par un sable fin en début de section dissipative. En début de période F2, des apports de sables grossiers et graviers sont observés dans la matrice de sédiments fins. Une légère érosion et un dépôt de sédiments sont détectés entraînant une hétérogénéité granulométrique (remaniement ou apport depuis la section réfléchive). Un apport de sédiment caractérisé par des fractions inférieures à 250  $\mu\text{m}$  se produit en septembre 2014. La période hivernale 2014/2015 est caractérisée par une légère érosion de la portion supérieure de la section dissipative. Un remaniement sédentaire se produit potentiellement et met en évidence un sédiment hétérogène. **Les phases de stabilité morphologique de la partie supérieure de la section dissipative sont associées à un tri granulométrique en faveur des fractions supérieures à 2mm, le sédiment est globalement plus hétérogène. Les phases érosives**

**mettent quant à eux en évidence un sédiment plus fin (fractions inférieures à 250  $\mu\text{m}$ ). Les avancées de la rupture de pente lors des conditions de haute énergie entraînent un apport des sédiments grossiers de la section réfléchive à ceux de la section dissipative. Des placages de sables moyens et fins sont également observés lors des phases d'accrétion.**

**PENESTIN - PROFIL 2 - from dec. 2013 to Apr. 2015**

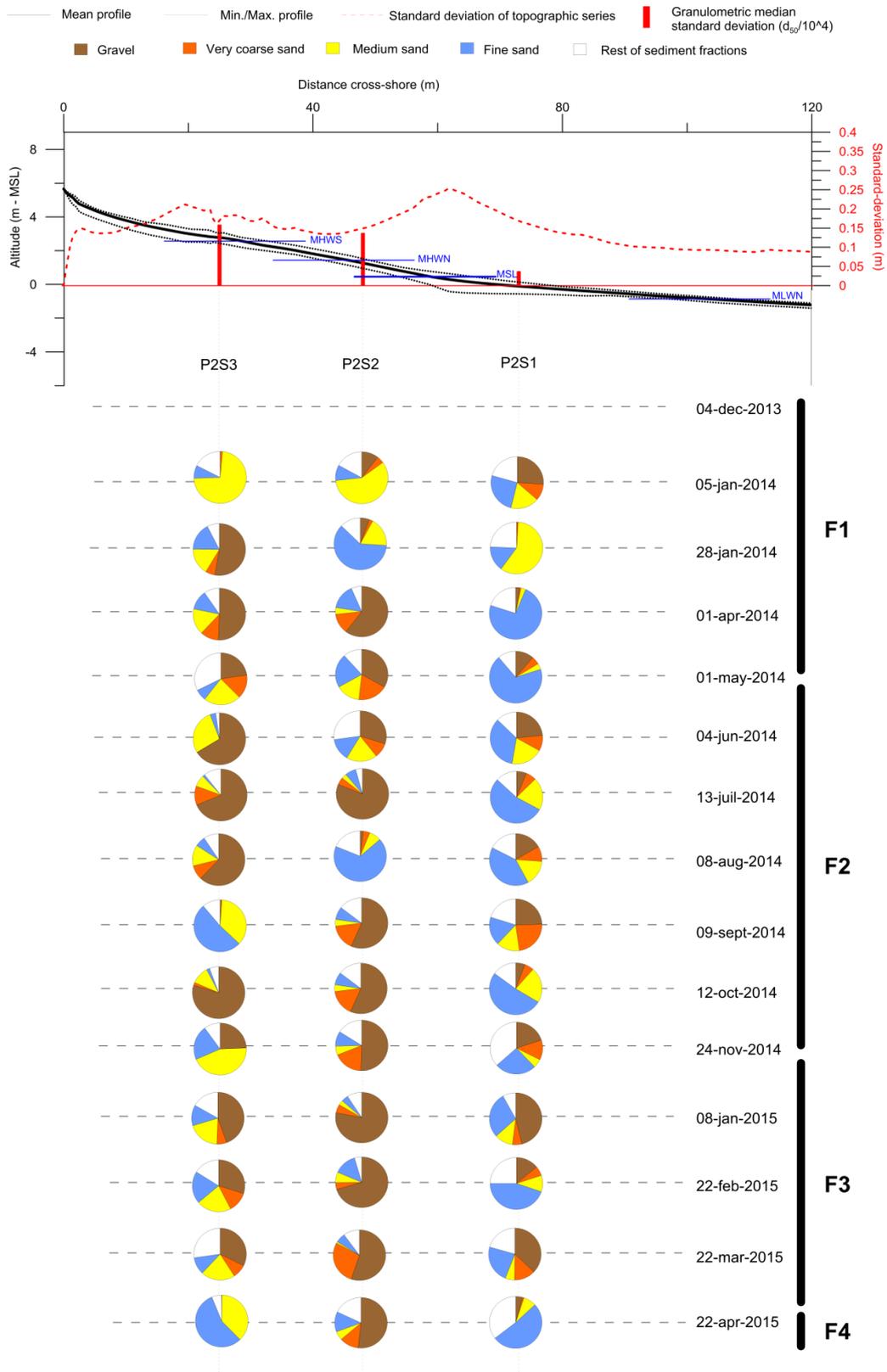


Figure 250. Variation des fractions granulométriques cibles sur le profil P2 de la plage de Pénestin entre janvier 2013 et avril 2015.

## ✓ Variabilité granulométrique au niveau du profil P4

Comme pour le profil P2, Les variations de la médiane granulométrique sont décroissantes du haut vers le bas du profil P4 sur la période décembre 2013 à mai 2015 (Figure 251). Les positions des points d'échantillonnage diffèrent cependant par rapport aux références de niveaux d'eau. En effet, la section réfléchive du profil est beaucoup moins étendue. Ainsi le point P4S3, localisé autour du niveau de pleine-mer de morte-eau, montre une variabilité très forte par rapport aux deux autres points amont. Le point P4S2 est localisé en dessous du niveau moyen peu après la rupture de pente en début de section dissipative et le point le plus aval (P4S1) est situé en milieu de section dissipative autour de du niveau de basse-mer de morte-eau. L'ensemble de ces secteurs du profil sont potentiellement soumis aux différents processus hydrodynamiques associés aux vagues (*shoaling*, *surf* et *swash*), le pourcentage d'exposition au *shoaling* et *surf* diminuant vers le haut de profil. Les processus de transport éolien sont également à intégrer dans les potentiels agents contrôlant de la variabilité sédimentaire de la plage vers le haut du profil.

En milieu de section réfléchive du profil P4 (P4S3), les conditions de fortes agitations du début d'hiver 2013/2014 (période F1) entraînent une érosion. Un sédiment constitué de sable de granulométrie inférieure à 500  $\mu\text{m}$  est identifié. Au cours du mois de janvier 2014, associé à des conditions hydrodynamiques plus modérés, un dépôt de sables hétérogènes se produit. Les fractions cibles sont alors en proportions égales dans le sédiment. Un tri granulométrique s'opère en fin de période F1 et début de période F2 en faveur des fractions supérieures à 2 mm. Dépôt et érosion de faibles amplitudes sont conjointement observés. A partir de juillet 2014, la composition granulométrique du sédiment est relativement stable. Les graviers dominant et le sédiment est relativement hétérogène. Les phases d'érosion et d'accumulation sont associées à des compositions granulométrique très proches. Les fractions inférieures à 500  $\mu\text{m}$  semblent tout de même moins importantes dans l'échantillon suite à une phase érosive et les pourcentages en graviers sont moins importants dans l'échantillon lors des dépôts. Au cours de période F3 et F4, la répartition granulométrique du sédiment est relativement stable tout comme la morphologie du profil. Les graviers sont dominants. Des apports de sables fins et moyens sont observés en février 2015 lors des marées de vive-eau exceptionnelles. **Suite à la première série de tempêtes de l'hiver 2013/2014, un sédiment bien classé, constitué de fractions inférieures à 500  $\mu\text{m}$ , est identifié sur la section réfléchive. Il peut s'agir de placage sédimentaire post-érosion. Les phases d'accrétions sédimentaires en milieu de section réfléchive sont associées à des sédiments hétérogènes dominés par les graviers. Les fractions supérieures à 2 mm sont en proportion moins importantes lors des phases érosives du profil, probablement liés au remaniement sédimentaire. Cet échantillon semble localisé au niveau du point de rotation *cross-shore* du profil. Sa composition granulométrique est stable suite à la résilience morphologique du profil post-hiver 2013/2014 (à partir de d'octobre 2014).**

En début de section dissipative (P4S2), suite à la série de tempête de décembre 2013, un sédiment hétérogène est observé. Un remaniement sédimentaire se poursuit lors des phases d'érosion successives jusqu'en avril 2014. Les fractions cibles sont en proportion égales dans le sédiment. Des apports potentiels de la section réfléchive sont identifiés dans la matrice sédimentaire de granulométrie inférieure à 500 $\mu$ m. Le retour à des conditions météo-marines calmes et le recul associé de la rupture de pente vers la côte laissent en surface un sédiment composé de sables fins et moyens en début de période F2. La tempête de début août 2014 induit une érosion et un remaniement sédimentaire. Le sédiment est donc hétérogène, lié aux apports en fractions grossières. Sa composition granulométrique est ensuite stable jusqu'en janvier 2015. Au cours de l'hiver 2014/2015, la proportion en graviers augmente dans le sédiment. Un tri granulométrique se produit lors des conditions de faible énergie. La rupture de pente avance également vers la mer et des apports de fractions plus grossières depuis la section réfléchive peuvent alimenter le sédiment de la section dissipative. Un placage de sables moyens et fins est observé en février 2014 suite à une tempête ponctuelle et un nivellement vers le bas du profil. Un engraissement se produit le mois suivant par apport de sédiments hétérogènes sablo-graveleux. **Lors de l'hiver 2013/2014 de très haute énergie, un sédiment hétérogène dominé par les graviers est observé. Le profil est en érosion et un remaniement sédimentaire global est se produit par apport de fraction de granulométrie élevé sur le secteur dissipatif depuis la section réfléchive. Les conditions d'énergie plus calmes sont associées à un engraissement de sédiments dominés par les sables fins et moyens et relativement hétérogène. Lors des conditions de plus faible énergie, bien que des érosions ponctuelles liées à des pics d'énergie et des engraissements successifs soient observées, la composition granulométrique est stable (dominée par les sables fins). La couche de sables fins déposée est d'une épaisseur importante et les conditions d'énergie ne sont pas suffisantes pour érodé cette couche entièrement. L'hypothèse d'un transfert *longshore* de sédiment peut également être émise. La position de la rupture de pente impacte fortement la composition granulométrique du secteur, passant d'un état dissipatif (plus fins) à un état plus réfléchif (plus grossier).**

En milieu de section dissipative (P4S1), Au cours de la période F1 et les conditions météo-marines extrêmes, le sédiment présente une granulométrie relativement stable. Les sables fins dominant et des fractions de granulométrie supérieure à 250  $\mu$ m sont également observées dans le sédiment. Ce secteur du profil est stable morphologiquement. Au début de la période F2, en mai 2014, les graviers sont quasi-absents du sédiment. Sables fins et moyens sont les éléments majeurs de la composition granulométrique. Les conditions calmes de l'été 2014 se traduisent par une stabilité de la répartition granulométrique. La phase d'engraissement et d'érosion d'août et septembre 2014 entraîne une augmentation de la proportion en sables très grossiers et graviers dans l'échantillon. Le retour des conditions plus énergétiques en début de période F3 est associé à une augmentation des fractions de granularité supérieure à 1 mm. **Le sédiment de la section dissipative présente la même composition en hiver 2013/2014 qu'en hiver 2014/2015. Les**

**conditions de plus haute énergie entraînent une augmentation de des fractions supérieures à 500  $\mu\text{m}$ , en mien potentiellement à une profondeur de remaniement plus importante. Les phases d'engraissement et d'érosion sont associées à un sédiment plus hétérogène (moins bien classé). Les pourcentages de fractions supérieures à 1 mm augmentent dans la matrice de sables fins. Les conditions de plus faible énergie entraînent un tri granulométrique et une disparition des fractions le plus grossières.**

**PENESTIN - PROFILE 4 - from dec. 2013 to Apr. 2015**

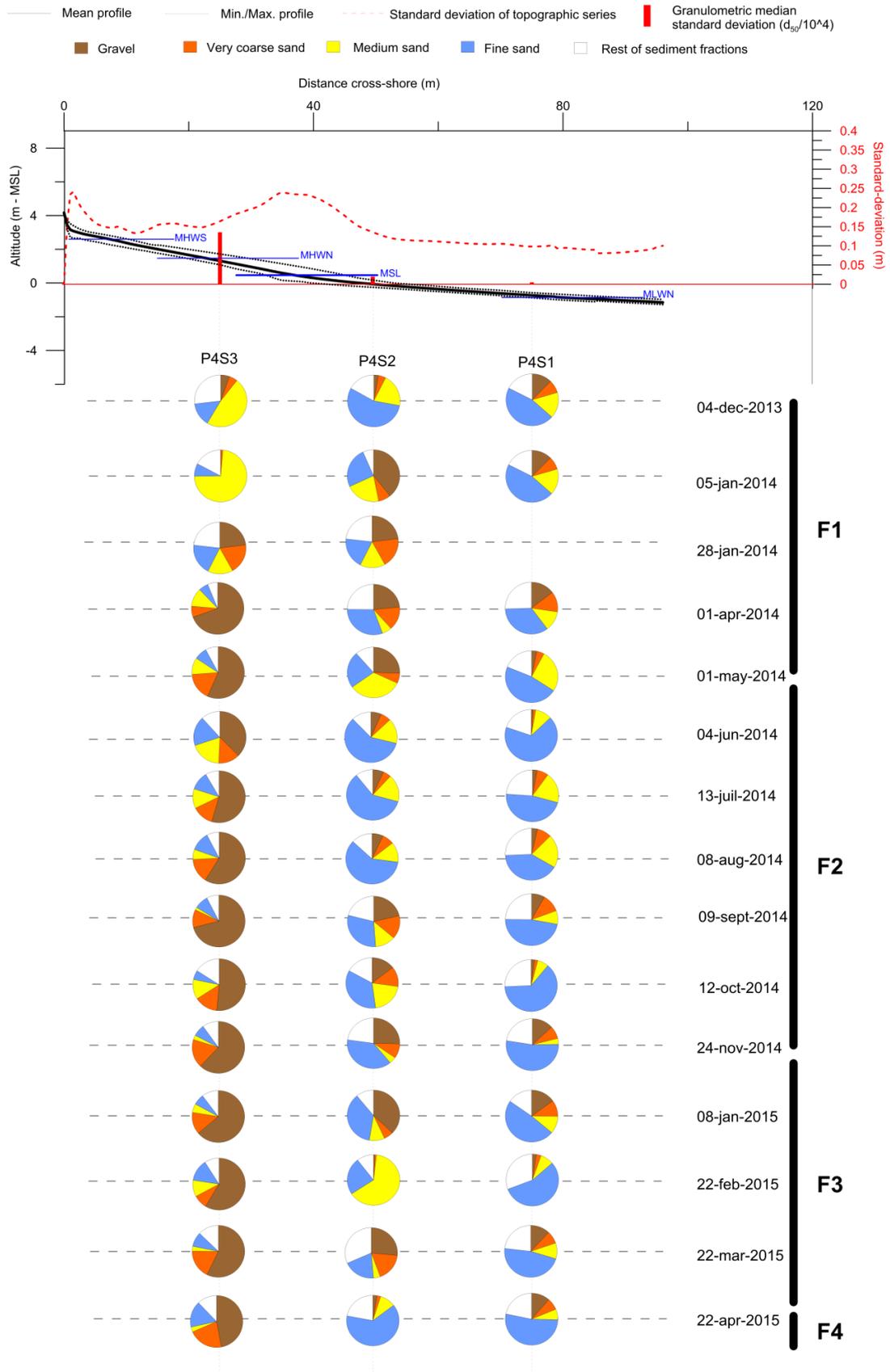


Figure 251. Variation des fractions granulométriques cibles sur le profil P4 de la plage de Pénestin entre décembre 2013 et avril 2015.

✓ Variabilité granulométrique au niveau du profil P6

Le profil P6 est caractérisé par une délimitation réflectif/dissipatif peu marquée comparée aux autres sections de la plage (Figure 252). La variabilité de la médiane granulométrique décroît du haut vers le bas de plage comme sur l'ensemble de la plage. Les positions des points de prélèvements sont proches des niveaux de référence de marée identifiés pour le profil P4. Le point P6S3 est localisé au-dessus du niveau PMME et présente une variabilité de médiane proche des autres points amont des profils de plage échantillonnés. Le point P6S2 se situe autour de la rupture de pente, difficilement identifiable. La variabilité granulométrique est quasi-nulle au point le plus bas du profil (P6S1), localisé en amont des blocs rocheux et des roches basses affleurantes. Comme pour le profil P4, l'ensemble de ces secteurs sont potentiellement soumis aux différents processus hydrodynamiques associés aux vagues (*shoaling*, *surf* et *swash*), le pourcentage d'exposition au *shoaling* et *surf* diminuant vers le haut de profil. Les processus de transport éolien sont également à prendre en compte, notamment pour le point le plus haut du profil.

En milieu de section réflective (P6S3), les phases de haute énergie de l'hiver 2013/2014 sont associées à un remaniement sédimentaire important et une érosion, le sédiment est très hétérogène, les fractions supérieures à 2 mm sont légèrement dominantes. Une augmentation de la fraction en graviers est observée fin janvier 2014, potentiellement liée aux apports issus de l'éboulement de falaise 2014. Le retour à des conditions plus calmes en fin de période F1 conduit à un apport en sédiment moyennement classé, et dominé par les sables fins. La phase majeure d'accrétion détectée lors de la période F2 (juin 2014) est caractérisée par un sédiment plus fin bien classé et composé principalement de fractions comprises entre 125 µm et 1 mm. Les conditions de faibles énergies de l'été 2014 sont conjointes à une augmentation du pourcentage de sables fins dans l'échantillon. La tempête d'août 2014 a peu d'impact sur la composition sédimentaire, la couche sédimentaire déposée précédemment n'étant probablement pas totalement érodée lors de cet événement. Les éboulis de pied de falaise sont érodés jusqu'en octobre 2014. Un changement de granulométrie est alors observé, les fractions supérieures à 2 mm sont majoritaires, les sédiments les plus fins sont lessivés. La période F3 (hiver 2014/2015) est relativement stable morphologiquement. La répartition granulométrique du sédiment l'Est également. Des placages pluri-centimétriques de sables fins et très fins sont régulièrement observés en novembre 2014 et avril 2015, recouvrant le sédiment de plus forte granularité (présence de galet anguleux). **Lors des périodes de très haute énergie, associées à une érosion, un remaniement sédimentaire se produit, le sédiment est très hétérogène. Lors des conditions d'énergie plus modérée (hiver 2014/2015), le sédiment est principalement constitué de fractions supérieures à 1 mm. Les apports sédimentaires locaux suite aux éboulements de pente de falaise impactent directement le sédiment. Une augmentation des graviers apparaît directement après l'éboulement puis un apport en particule fines en haut de plage est observé dans les mois suivant suite à l'érosion du**

**talus d'éboulis. Un tri granulométrique (éolien et par le *swash* des vagues) s'opère avec les conditions de faible énergie en faveur des fractions comprises entre 125 µm et 1 mm. Les fractions de graviers sont potentiellement enfouies par gravité lors d'un remaniement ponctuel de la couche sédimentaire.**

En début de section dissipative (P6S2), la matrice principale du sédiment est constituée de fractions inférieures à 500 µm. Les tempêtes de l'hiver 2012/2014 ont entraîné un apport de fractions plus grossières dans le sédiment. L'éboulement de la falaise de janvier 2014 conduit à une augmentation des particules fines dans le sédiment. La stabilité morphologique du profil jusqu'en mai 2014 s'accompagne donc d'un sédiment très bien classé principalement qui est composé de sables de granulométries inférieures à 250 µm. Un remaniement sédimentaire se produit en début de période F2 suite lors de l'engraissement de ce secteur du profil. La répartition granulométrique est très hétérogène et les fractions cibles sont en pourcentages relativement égaux. Les particules les plus fines sont lessivées laissant en place les fractions plus grossières. La tempête d'août 2014 induit un changement majeur de la répartition sédimentaire, lors de l'érosion de ce secteur du profil. Un sédiment composé de fractions inférieures à 250 µm est alors observé. Cette répartition est relativement stable au cours de la période hivernale 2014/2015 (F3) et jusqu'au printemps 2015 (F4). **Lors des conditions de haute énergie, des apports en sédiments plus grossiers depuis la section supérieure réfléchive, induisent une augmentation d'hétérogénéité du sédiment en début de section dissipative. Les apports de l'éboulement de la falaise conduisent à un nouveau paysage granulométrique, enrichi en fractions de granulométries inférieures à 250 µm. Les fractions les plus fines sont lessivées avec le retour des conditions calmes, par les actions des vagues et les sédiments les plus grossiers restent en place. Avec des conditions d'énergie ponctuelle, Les fractions grossières sont potentiellement enfouies par gravité lors du remaniement de la couche sédimentaire de surface par les vagues. L'absence de changement dans la répartition granulométrique est conjointe à une stabilité morphologique de ce secteur du profil P6.**

En milieu de section dissipative, les variations granulométriques sont quasi-inexistantes. Les sables fins et très fins sont majoritaires à plus de 70%. Des apports ponctuels de sédiments de granulométrie supérieure à 1 mm sont observés suite à la première série de tempêtes de fin décembre 2013. C'est également le cas lors de l'érosion de la section dissipative du profil P6 en mai 2014. L'installation de conditions d'énergie plus faible conduit à un tri granulométrique en faveur des fractions inférieures à 250 µm. Celles-ci représentent alors plus de 95% du poids du sédiment en septembre 2014. La tempête d'août 2014 n'a pas d'impact sur la composition du substrat, la couche sédimentaire de surface est relativement homogène et épaisse, l'érosion du profil n'est pas suffisante pour mettre en évidence une couche sous-jacente. **Au cours de la période de mesure, la répartition granulométrique du sédiment est relativement stable en milieu de section dissipative du profil. Des apports ponctuels de sédiments plus grossiers sont détectés lors des phases d'érosion. Lors des conditions de plus haute énergie, un remaniement de la couche sédimentaire**

**de surface peut s'effectuer laissant apparaître une sous-couche légèrement plus grossière. Des apports de sables grossiers et graviers sont également possibles depuis la section supérieure par les courants de compensation au déferlement.**

**PENESTIN - PROFILE 6 - from dec. 2013 to Apr. 2015**

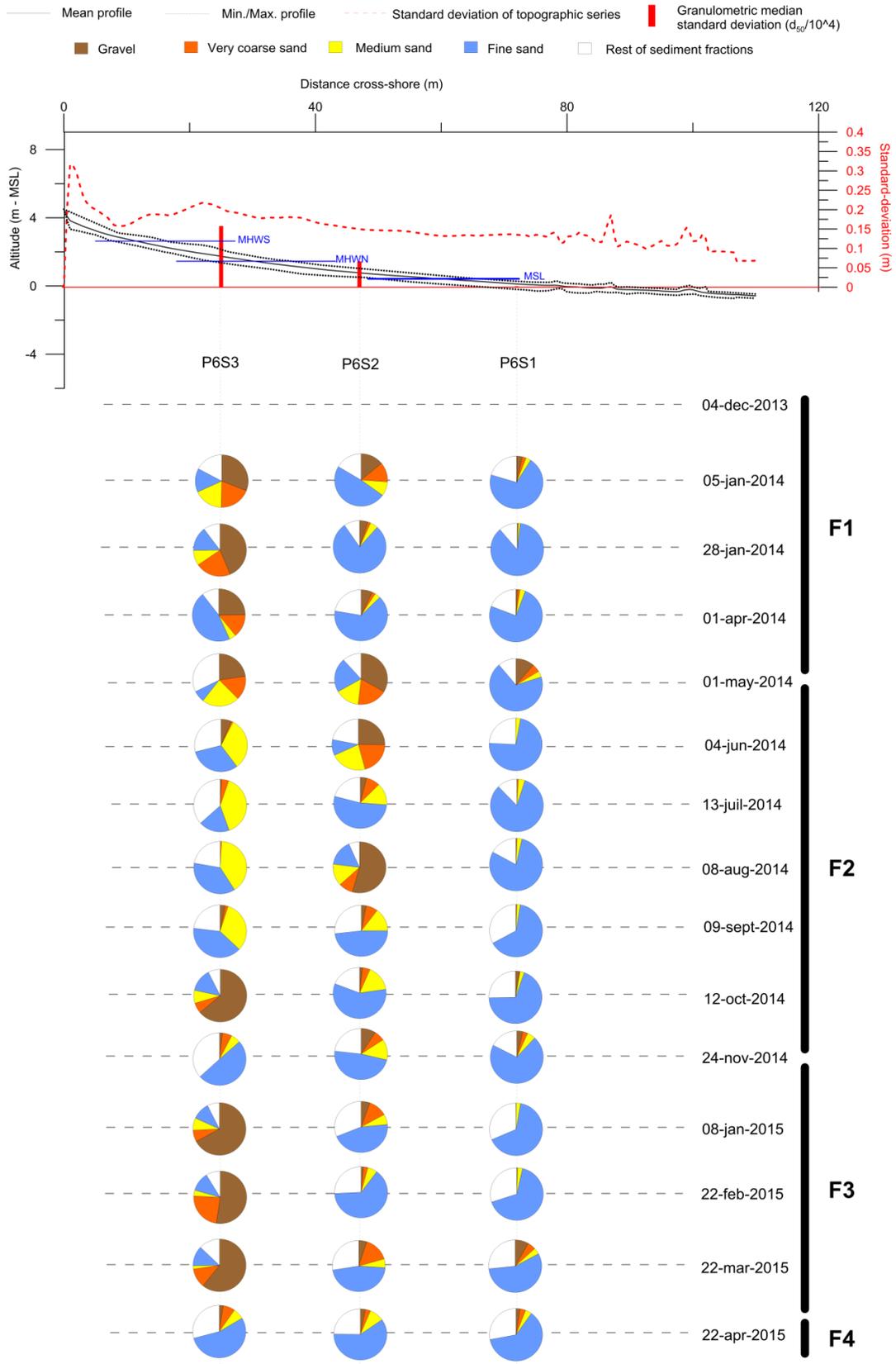


Figure 252. Variation des fractions granulométriques cibles sur le profil P4 de la plage de Pénestin entre décembre 2013 et avril 2015.

#### V.A.3.b. Variation des médianes granulométriques

L'étude des variations de la médiane granulométrique du sédiment permet de prospecter les relations entre les variations de granulométrie du sédiment et la hauteur significative ( $H_{s99\%}$ ) au large (Figure 253). Nous nous intéressons ici aux variations de granulométrie des secteurs dissipatifs (point S1) et réfléchifs de la plage (points S3 pour les profils P4 et P6, et S2 pour le profil P2, autour du niveau de PMME). Les tendances générales des changements de granulométrie de la plage sont caractérisées par la moyenne des variations des prélèvements des sections réfléchives et dissipatives. Au cours des conditions de forte énergie de l'hiver 2013/2014, une augmentation de la médiane est détectée sur les sections réfléchives de la plage. Cette augmentation générale de la granulométrie n'est cependant pas observée en P6, où la médiane décroît. La section dissipative de la plage présente un enrichissement en particules grossières suite à la série de tempêtes de décembre 2013. La médiane granulométrique de la plage (tout prélèvement confondu) décroît au cours de l'hiver 2013/2014. La granulométrie décroît progressivement avec le retour des conditions calmes. Un tri granulométrique s'opère alors sur la partie réfléchive de la plage et la médiane croît alors jusqu'en août 2014. La médiane générale de la plage atteint donc un nouveau maximum au cours de l'été 2014 avec l'installation de conditions de faible énergie. Le coup de vent d'août 2014 est associé à une baisse ponctuelle de la granulométrie en section réfléchive et une augmentation de la médiane en section dissipative. Un apport de particules grossières est probable depuis la section réfléchive vers la section dissipative. L'augmentation des conditions d'énergie en fin de période estivale est associée à une baisse de la médiane des secteurs réfléchifs et dissipatifs et globalement sur la plage jusqu'au début de l'hiver 2014/2015. La granulométrie des secteurs réfléchifs de la plage est alors maximale sur la période mesure. Au niveau des parties dissipatives, Bien que la hauteur significative croisse, un retour à une granulométrie caractéristique de conditions hydrodynamiques modales est observé. Des augmentations ponctuelles de la médiane sont observées pendant la suite de l'hiver 2014/2015. Le sédiment de la section réfléchive dévient quant à lui plus fin avec la baisse des conditions d'énergie au printemps 2015. La médiane générale de la plage décroît.

**Les tendances granulométriques générales de plage sont fortement impactées par les changements de la médiane de la section réfléchive. La section dissipative présente un sédiment relativement stable. Des apports en sédiment de granularité plus élevée sont observés lors des épisodes ponctuels de haute énergie. Sur la section réfléchive Deux phases sont observées suivant des conditions d'agitation au large. Lors des périodes de montée en énergie, une augmentation de la granulométrie est observée. Le retour à de conditions de plus basse énergie est associé à une décroissance progressive de la granulométrie. La remise en suspension d'une large couche de sédiment induit un remaniement en faveur des fractions plus grossières et un sédiment très hétérogène. Lors des phases continues de basse énergie, une augmentation de la granulométrie**

apparaît également. Un processus de tri granulométrique est alors privilégié. Les fractions de sédiments plus fins sont déplacées par transport *longshore et cross-shore*, ou par infiltration dans les sous-couches par le *swash*. La déflation est également un facteur potentiellement essentiel. Les éboulements de pans de falaises, de composition sédimentaire variable suivant les parties de la plage, sont des apports sédimentaires non négligeables sur la plage. Ainsi les particules fines alimentent la section dissipative et les fractions les plus grossières se retrouvent en haut de plage.

L'analyse des corrélations des variations granulométriques montre un certain nombre de corrélations plus ou moins fortes ( $R^2 > 0.5$  ou  $R^2 < -0.5$ ) entre les différentes zones de la plage (Figure 254). Nous pouvons noter une dynamique inverse entre le point de milieu de section réfléchive du profil P2 et celui du profil P4. Une dynamique inverse est également détectée entre les sections du haut de profil P2 et du milieu de section réfléchive P6. Le point de prélèvement P2 S3 est localisé au-dessus du niveau de PMVE soumis à une action éolienne et du *swash*. Cela induit une augmentation des particules plus fines en haut de profil contrairement au point P6S2 localisé en milieu de section réfléchive. Par contre, une dynamique relativement similaire est observée en rupture en début de section dissipative au Sud de la plage et le milieu de section réfléchive au Nord.

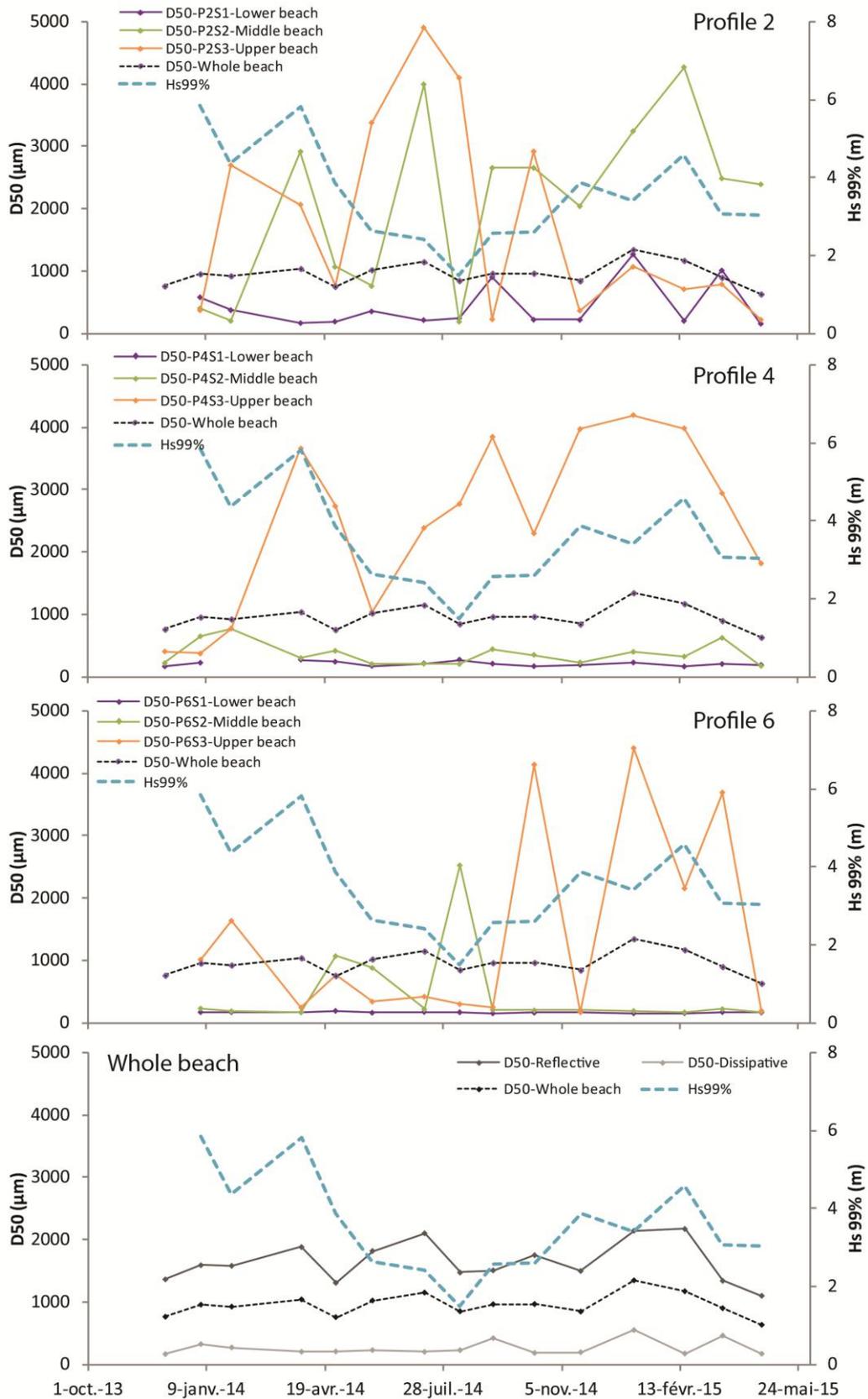


Figure 253. Variation des médianes granulométriques pour les profils P2, P4 et P6 par secteurs et pour la médiane moyenne de la section réfective de la plage de Pénestin - Superposition de la variation du Hs99%.

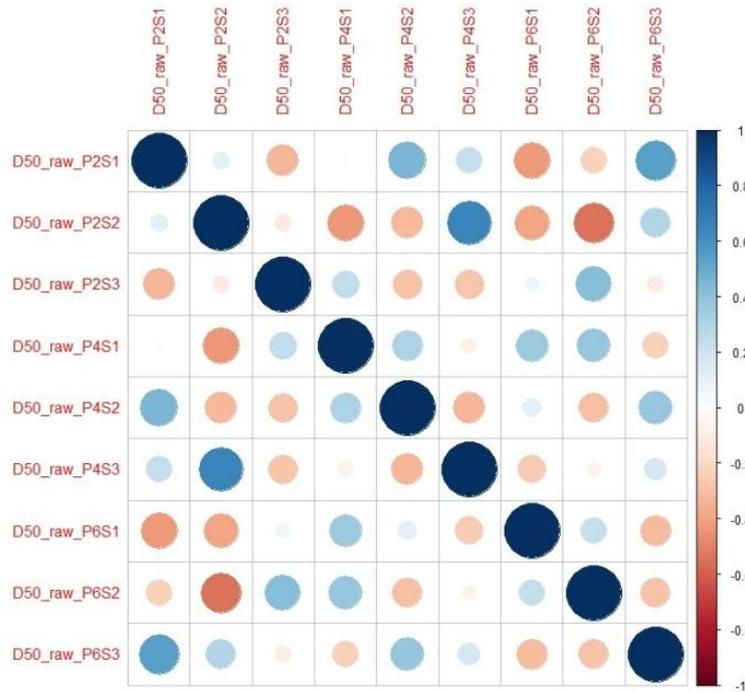


Figure 254. Corrélations des variations de la médiane granulométrique entre les différents échantillons (série continue) prélevés sur la plage de Pénestin.

#### V.A.4. Discussion autour de la dynamique morpho-sédimentaire de la plage de Penestin

Une analyse statistique par corrélation multicritères (conditions de vagues et d'énergie au large) est proposée afin d'explorer les facteurs contrôlant la dynamique morpho-sédimentaire de la plage (par secteurs de profil, par profil) de Pénestin. De la même manière que pour les autres sites d'étude, les quatre grandeurs testées sont les suivantes : le 99ème percentile de la hauteur significative ( $H_{s99\%}$ ), la valeur maximale de la hauteur significative ( $H_{smax}$ ), l'énergie cumulée ( $Pow_{cum}$ ) et l'énergie moyenne ( $Pow_{mean}$ ) au large entre deux levés topographiques.

##### V.A.4.a. Dynamique sectorielle des profils

Des corrélations sont détectées entre les variations verticales maximales par secteur des profils de la plage Pénestin et les variations des paramètres hydrodynamiques sélectionnés (Figure 255). A partir ces corrélations, les relations entre les variations verticales maximales et le  $H_{s99\%}$  au large sont proposée pour les corrélations supérieures à 0.5. Le nombre et les taux de corrélations sont les meilleurs observés pour les paramètres de vagues  $H_{s99\%}$  et  $H_{smax}$ . Nous observons que les variations morphologiques verticales maximales des secteurs du pied de falaise (secteurs A) des profils P1, P3 et P5 sont corrélées avec les évolutions de la hauteur significative au large. Plus le  $H_s$  est élevé, plus le changement de d'altitude est fort que ce soit en phase d'érosion ou en phase d'accrétion. Les variations morphologiques des secteurs A des profils P1 et P3 montrent une corrélation maximale avec la puissance moyenne de vagues au large. Au niveau des portions réfléchives des profils, les MVV des profils P1 à P3 (secteurs B et C) sont dépendant des variations

des différents paramètres de hauteurs de vagues et d'énergie. Les sections dissipatives de la partie Nord de la plage sont également corrélées aux variations de Hs.

**Au cours de la période de mesures de décembre 2013 à mai 2015, les variations verticales maximales de la partie Nord (P1 à P3) de la plage de Pénestin semblent en lien avec les conditions de hauteur de vagues et dans une moindre mesure d'énergie au large. L'ensemble des secteurs du profil P3, central sur la plage, est contrôlé par les conditions de vagues au large. Les variations des secteurs du pied de falaise des profils P1, P3 et P5 sont directement corrélés aux variations de Hs. La partie Sud de la plage (P4 à P6) ne présente pas de lien entre les variations morphologiques et l'hydrodynamisme large. Différents facteurs environnementaux peuvent être des éléments clés expliquant ce contraste. La configuration morphologique de la plage avec la présence de roche en zone intertidale (et en avant plage) et d'un cap au Sud peut protéger cette portion de la plage des vagues incidentes en provenance du Sud-Ouest. Des interactions avec les roches peuvent également induire des multiples réflexions et diffraction des vagues en arrière des platiers rocheux. Le développement de la partie réfléchive est moindre au Sud de la plage, les interactions des vagues avec les falaises, ou avec l'enrochement en P4, peuvent également induire des phénomènes de réflexion accrus qui vont complexifier les changements morphologiques au Sud de la plage.**

Le Tableau 27 détaille les relations entre les variations verticales d'altitude et les différents paramètres représentatifs de l'hydrodynamisme pour des corrélations supérieures à 0.5. **Pour une même hauteur significative sur le profil, la section du pied de dune montrera des variations topographiques plus importantes qu'au niveau de la section dissipative. Autrement dit, il faudra une hauteur de vague au large plus forte pour potentiellement faire varier de manière plus importante la morphologie du bas de plage que celle du haut de plage.**

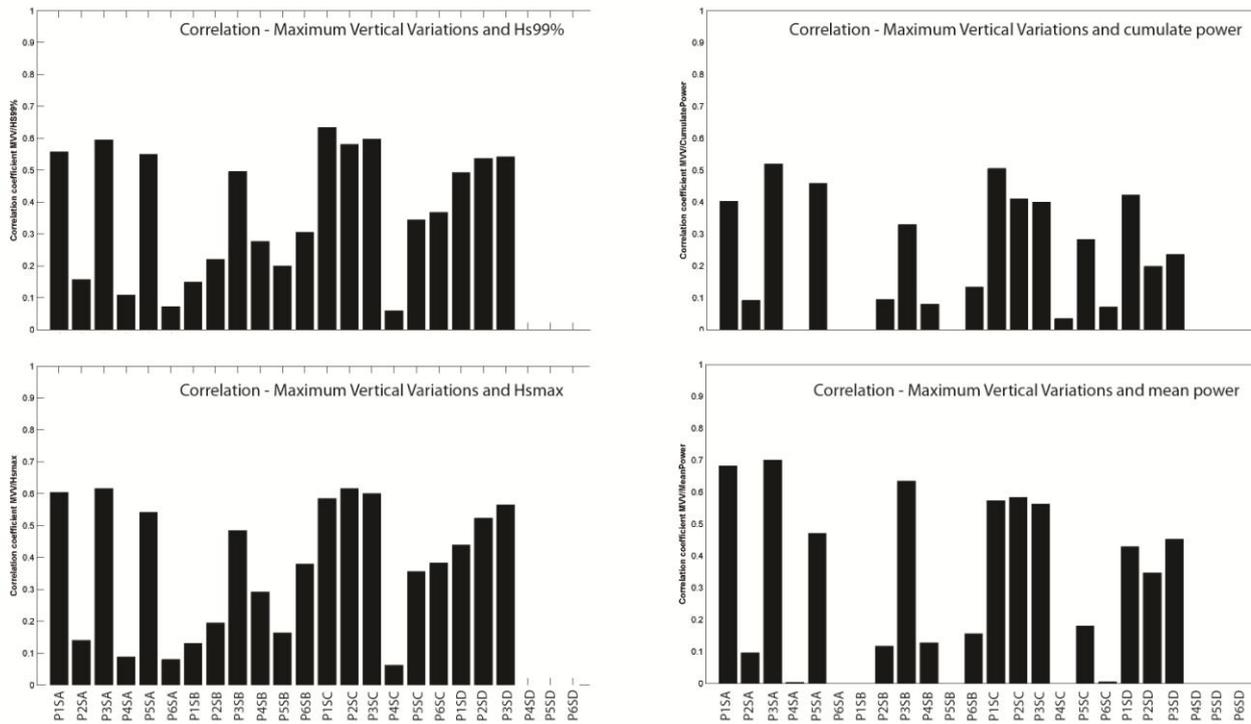


Figure 255. Corrélation des MVV par secteurs des profils de la plage de Pénestin avec les paramètres de hauteurs de vague au large Hs99% et Hsmax ainsi que l'énergie des vagues cumulée et moyenne entre les levés topographiques.

Profile	Sector	MVV mean (m)	Relation Hs99%	Relation Hsmax	Relation Powmean
P1	Secteur A	0,24	MVV=0,12*Hs99-0,15	MVV=0,09*Hsmax-0,13	MVV=0,0038*(Powmean/10000)+0,07
	Secteur B	0,30	-	-	-
	Secteur C	0,43	MVV=0,08*Hs99+0,15	MVV=0,06*Hs99+0,21	MVV=0,024*(Powmean/10000)+0,32
	Secteur D	0,23	MVV=0,045*Hs99-0,07	-	-
P2	Secteur A	0,20	-	-	-
	Secteur B	0,27	-	-	-
	Secteur C	0,29	MVV=0,09*Hs99-0,03	MVV=0,073*Hsmax-0,01	MVV=0,027*(Powmean/10000)+0,16
	Secteur D	0,16	MVV=0,014*Hs99+0,11	MVV=0,01*Hsmax+0,11	-
P3	Secteur A	0,27	MVV=0,12*Hs99-0,16	MVV=0,09*Hsmax-0,12	MVV=0,04*(Powmean/10000)+0,09
	Secteur B	0,27	MVV=0,05*Hs99+0,1	MVV=0,04*Hsmax+0,12	MVV=0,023*(Powmean/10000)+0,16
	Secteur C	0,29	MVV=0,04*Hs99+0,15	MVV=0,03*Hsmax+0,16	MVV=0,014*(Powmean/10000)+0,22
	Secteur D	0,15	MVV=0,04*Hs99+0,02	MVV=0,03*Hsmax+0,02	-
P4	Secteur A	0,31	-	-	-
	Secteur B	0,30	-	-	-
	Secteur C	0,17	-	-	-
P5	Secteur A	0,32	MVV=0,09*Hs99	MVV=0,07*Hsmax+0,04	-
	Secteur B	0,26	-	-	-
	Secteur C	0,16	-	-	-
P6	Secteur A	0,42	-	-	-
	Secteur B	0,26	-	-	-
	Secteur C	0,27	-	-	-

Tableau 27. Moyennes des variations verticales maximales par secteurs de profils et relations entre les MVV, Hs99% et l'énergie moyenne entre levés topographique (la relation est établie pour les secteurs de la plage de Pénestin dont le coefficient de corrélation est supérieur à 0.5).

V.A.4.b. Dynamique sédimentaire

Trois approches sont proposées afin d'observer le lien entre les variations granulométriques de la plage et les conditions hydrodynamiques au large (moyenne de la puissance des vagues cumulée de 1 à 30 jours avant le relevé). La première s'intéresse aux variations de la médiane, la seconde

aux fractions sédimentaires inférieures à 250 $\mu$ m et la dernière concerne les variations des fractions supérieures à 2mm (Figure 256).

Les variations de la médiane granulométrique de la section réfléchive et de la rupture de pente du profil P4 (S2 et S3) sont corrélées avec la puissance des vagues cumulées sur les 5 premiers jours mais également sur les 25 et 30 jours précédant le prélèvement. Cependant, une corrélation positive est observée pour la partie supérieure de la section réfléchive tandis que sa partie médiane et sa partie basse montre une corrélation négative. Ainsi, au niveau du pied de l'enrochement (P4), plus l'énergie des vagues au large augmentent, plus la médiane granulométrique est élevée. En revanche au niveau de la rupture de pente de ce profil, une augmentation de la puissance des vagues est associée à une baisse de granulométrie. Une corrélation plus faible est observée entre les variations granulométriques et l'énergie cumulée en milieu de section réfléchive du profil P2 (P2S2).

Concernant la dynamique des fractions inférieures à 250  $\mu$ m (sables fins très fins), les variations granulométriques des sections réfléchives médianes et basses du profil P4 présente de nouveau une corrélation avec l'énergie cumulé, notamment pendant les 5 jours (et sur les 25/30 jours) précédents l'échantillonnage. Une corrélation apparaît également pour la section dissipative du profil P2.

Le changement de proportion de graviers dans les échantillons montre les corrélations les plus fortes et les plus nombreuses avec les différentes périodes d'énergie cumulée. On observe que l'augmentation du pourcentage de graviers dans le sédiment en pied d'enrochement est directement contrainte par l'intensification à la puissance des vagues au large. Inversement, plus l'énergie au large est forte, plus le poids de la fraction supérieure à 2 mm diminue au niveau de la section réfléchive et de la section dissipative du profil P4. Vis-à-vis du percentile 99% de la hauteur significative au large, les variations du pourcentage de graviers dans le sédiment en section dissipative et réfléchive inférieure montre également une corrélation négative, mais moins bonne ( $R^2 < 0.5$ ). Au niveau de la section réfléchive du profil P2, le pourcentage de graviers est positivement corrélé avec l'énergie jusque 5 jours, ou entre 25 et 30 jours, après le prélèvement.

**Les variations de granulométrie de la partie Sud (P6) de la plage de Pénestin ne présentent pas de relations fortes avec l'énergie des vagues au large, contrairement au centre et, moins distinctement, au Nord de la plage. En pied d'enrochement (P4), l'augmentation de la médiane associée avec une intensification des conditions d'agitation. Le pourcentage en graviers augmente avec l'énergie. La section réfléchive médiane et basse montre une dynamique inverse, l'augmentation de la puissance des vagues entraîne une baisse de fractions en gravier. Un transfert potentiel des particules de sables fins et très fins s'opère du haut vers le bas de la section réfléchive. Nous pouvons noter tout de même, un lien entre l'augmentation de la granulométrie du sédiment de la section réfléchive inférieure au Nord de la plage et celle de l'énergie des vagues au large. Un tri granulométrique au niveau de la rupture, lié au déferlement,**

est une explication probable. Ces variations s'accompagnent d'une augmentation des fractions sédimentaires inférieures à 250 µm en zone dissipative.

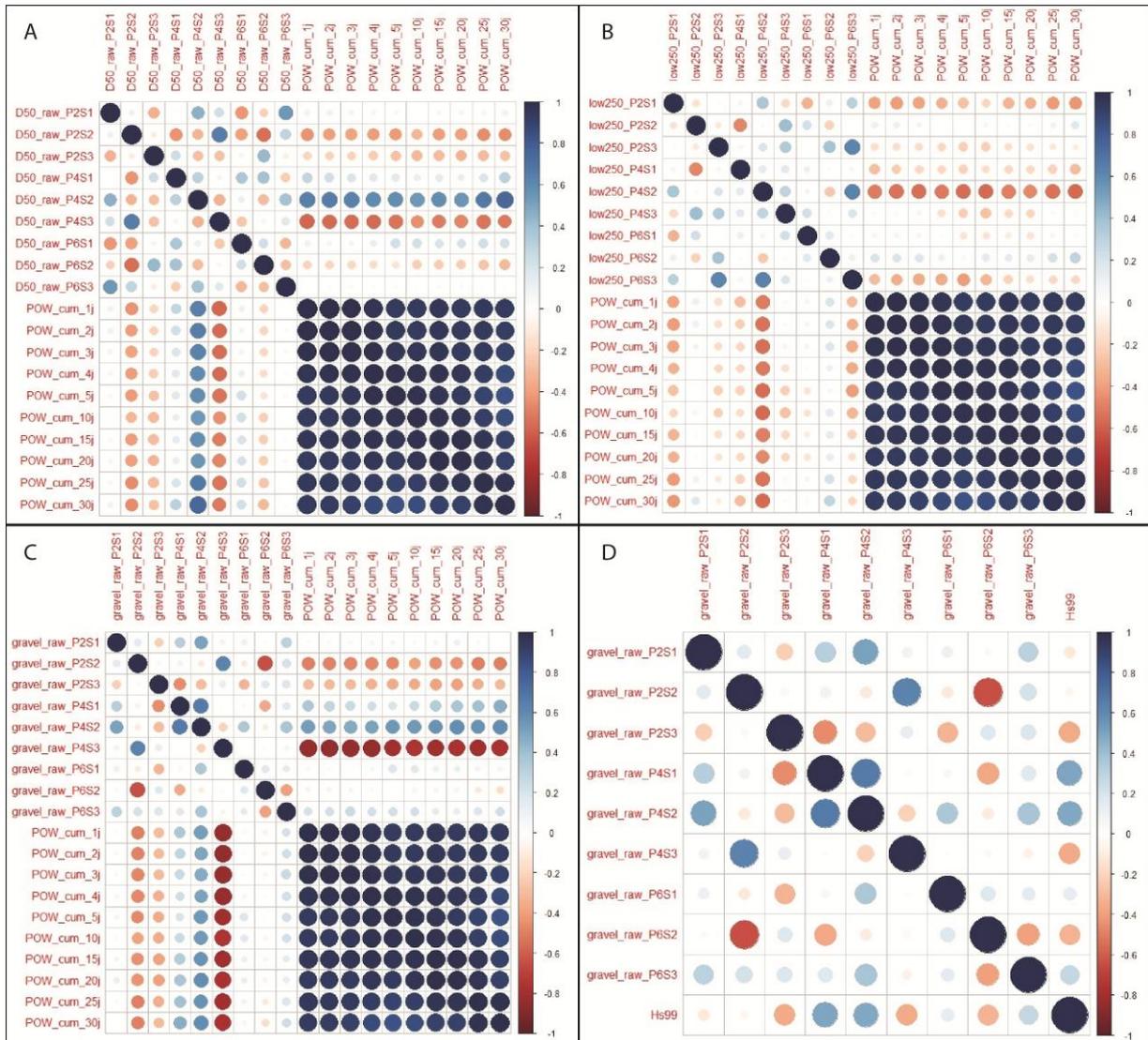


Figure 256. Corrélations multiples entre les différentes valeurs représentatives des variations de la granulométrie des section réfléchives et dissipatives des profils P2, P4 et P6 de la plage de Pénestin et les différents paramètres caractéristiques de l'hydrodynamisme au large - A. Corrélations des variations de la médiane granulométrique et de l'énergie cumulée des vagues entre chaque prélèvement ; B. Corrélations des variations des fractions granulométriques inférieures à 250 µm et de l'énergie cumulée des vagues entre chaque prélèvement ; C. Corrélations des variations des fractions granulométriques supérieures à 2 mm et de l'énergie cumulée des vagues entre chaque prélèvement ; D. Corrélations des variations des fractions granulométriques supérieures à 2 mm et du percentile 99% de la hauteur des vagues entre chaque prélèvement.

V.A.4.c. Dynamique générale de la plage de Penestin

Les relations entre les variations volumiques, les changements de surface de l'enveloppe mobile, les positions de la rupture de pente et les quatre paramètres représentatifs des conditions hydrodynamiques au large sont discutés.

✓ Paramètres hydrodynamiques VS variations volumétriques par profil

Les variations de volume des P2, P4 et P6 sont en lien avec le 99ème percentile et la hauteur maximale des vagues au large. Des corrélations négatives et positives significatives ( $R^2 > 0.5$ ) sont observées (Figure 257). L'augmentation des volumes sédimentaires en P4 et P6 est associée à des hauteurs significatives plus faibles. En revanche, au Nord de la plage où la section réfléchive est plus développée, une augmentation de la hauteur significative au large s'accompagne d'un changement de volume plus important. Contrairement aux MVV, qui ne présentent pas de relations avec l'hydrodynamisme au large, la relation entre la hauteur des vagues ou la puissance des vagues et les variations de volume est maximale au niveau du profil P6 ( $R^2 > 0.6$ ).

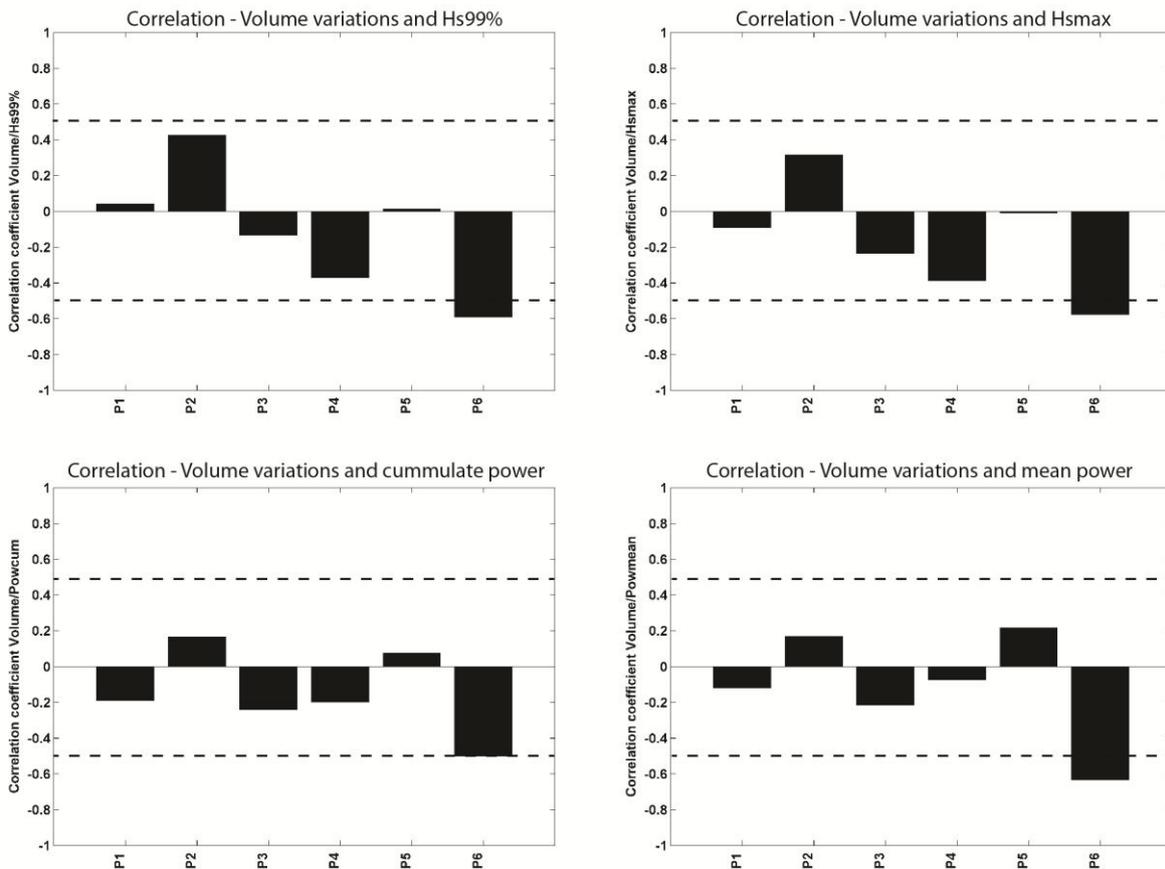


Figure 257. Corrélation des variations des volumes sédimentaires pour chaque profil de la plage de Pénestin avec les paramètres Hs99%, Hsmax, l'énergie des vagues cumulée et moyenne entre chaque levé topographique.

✓ Paramètres hydrodynamiques VS variations surfaces enveloppe mobile par profil

Rappelons tout d'abord la variabilité générale de l'enveloppe sédimentaire de la plage (Figure 258). Trois phases peuvent être détectées. Une forte augmentation de l'enveloppe de la plage est observée suite à la première série de tempêtes de décembre 2013. C'est également le cas suite à la deuxième série de tempêtes extrêmes en février/mars 2014. Les fluctuations de l'enveloppe semblent en relation avec l'évolution de l'énergie moyenne entre deux levés au cours de l'hiver 2013/2014. La baisse progressive des conditions de faible énergie s'accompagne d'une réduction de la mobilité de l'enveloppe de la plage jusqu'à atteindre un minimum en août 2014. Les conditions d'énergie sont alors également minimales. La tempête d'août 2014 entraîne une augmentation ponctuelle du battement en septembre et octobre 2014, consécutif à une érosion et un engraissement majeur de la plage. En début d'hiver 2014/2015, bien que l'énergie au large augmente, l'enveloppe de la plage est plus faible. Les variations de l'enveloppe suivent ensuite les fluctuations de l'énergie moyenne entre deux levés. Au cours de l'hiver 2014/2015, les variations d'enveloppes sont relativement moins constantes malgré la baisse d'énergie des vagues. Elles sont également moins importantes que lors de l'hiver 2013/2014. **Les variations de l'enveloppe mobile de la plage semblent globalement liées aux variations de la puissance moyenne des vagues au large entre deux levés, hors phases d'accrétions majeures. Une mobilité "de fond" (minimale) est également détectée pour les conditions de très faible énergie. Excepté pour le profil P4 et P6, où respectivement l'enrochement et la falaise complexifient les variations morphologiques, les changements de l'enveloppe sont bien corrélés avec les variations du Hs99% et du Hsmax au large (Figure 259). La corrélation avec l'énergie moyenne est légèrement moins bonne, exceptée pour le profil P3 où la dépendance aux variations de volume sédimentaire est la plus forte.**

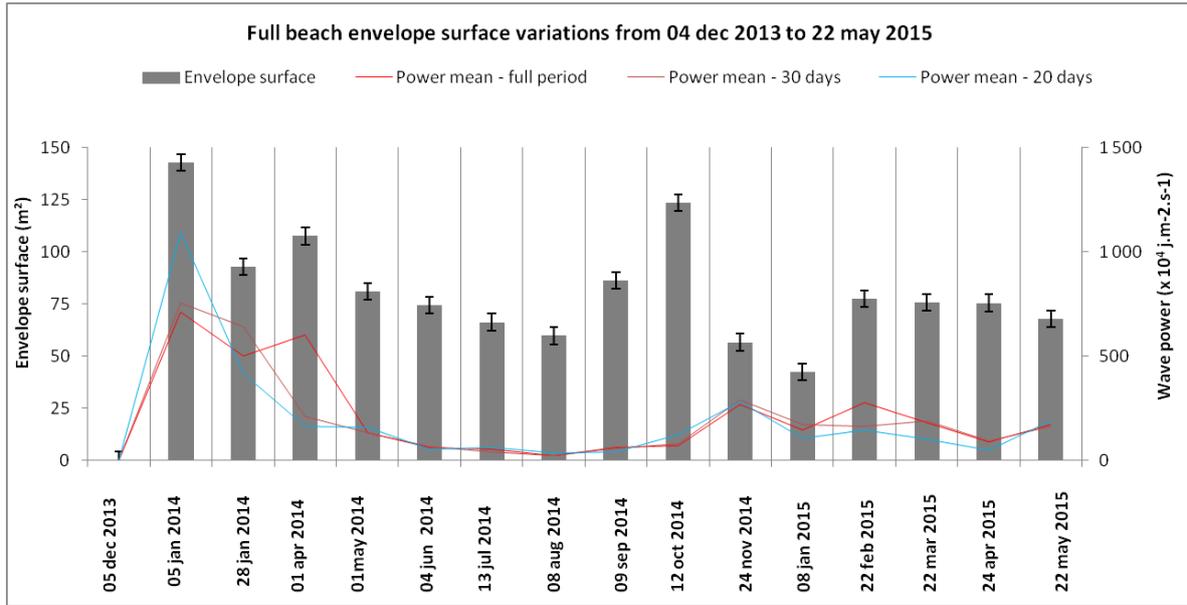


Figure 258. Variation de la surface de l'enveloppe mobile totale de plage de Pénestin et variation de la puissance des vagues au large moyennée sur 20 jours et 30 jours avant le levé de terrain puis moyennée sur l'ensemble de la période entre deux levés.

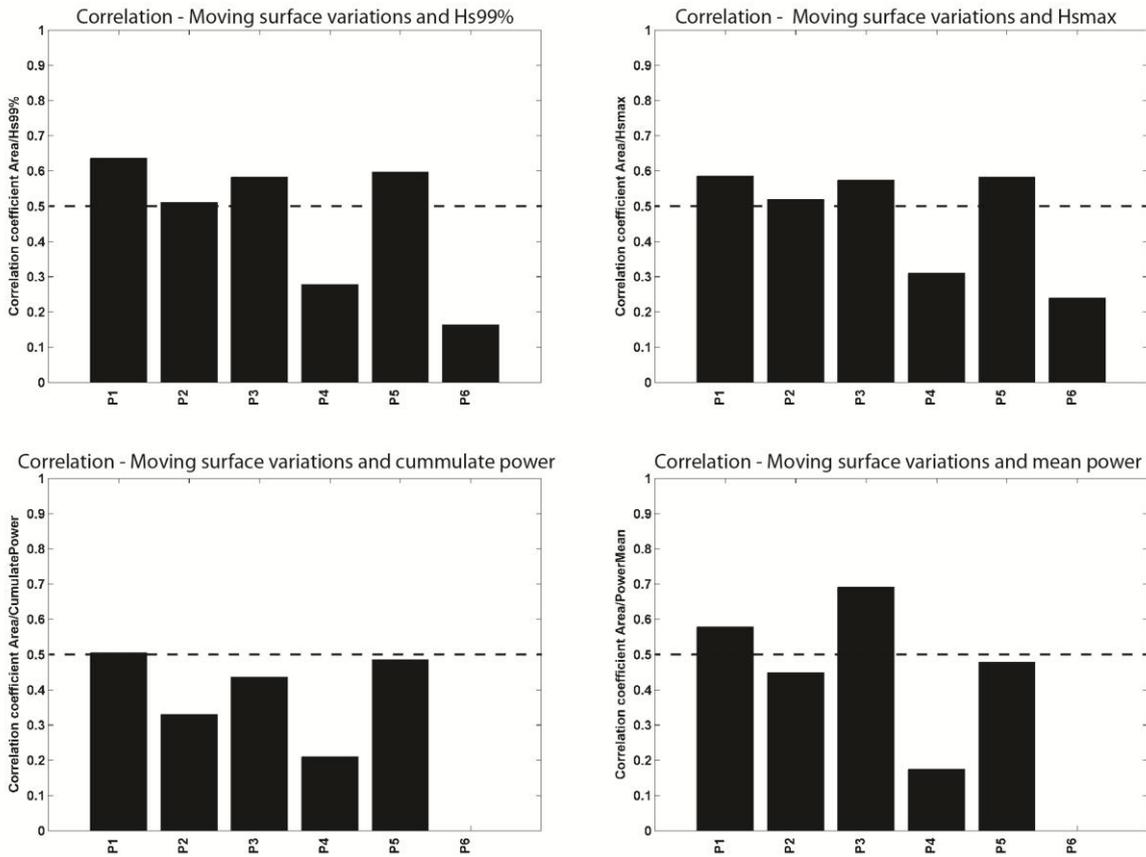


Figure 259. Corrélation des variations de surface de l'enveloppe mobile pour chaque profil de la plage de Pénestin avec les paramètres Hs99%, Hsmax, l'énergie cumulée et l'énergie moyenne entre chaque levé topographique.

✓ Paramètres hydrodynamiques VS variations des positions de la rupture de pente par profil

Les mouvements de la rupture de pente semblent contraints uniquement par l'énergie cumulée des vagues au large. Une corrélation inverse est observée au niveau des profils P1 et P2 ainsi que pour le profil P6. Une augmentation de l'énergie induit une avancée vers la mer de la rupture de pente. En fin de marée montante, le sédiment du haut de section réfléchive est déplacé vers la rupture de pente sous l'effet des courants de compensation au déferlement.

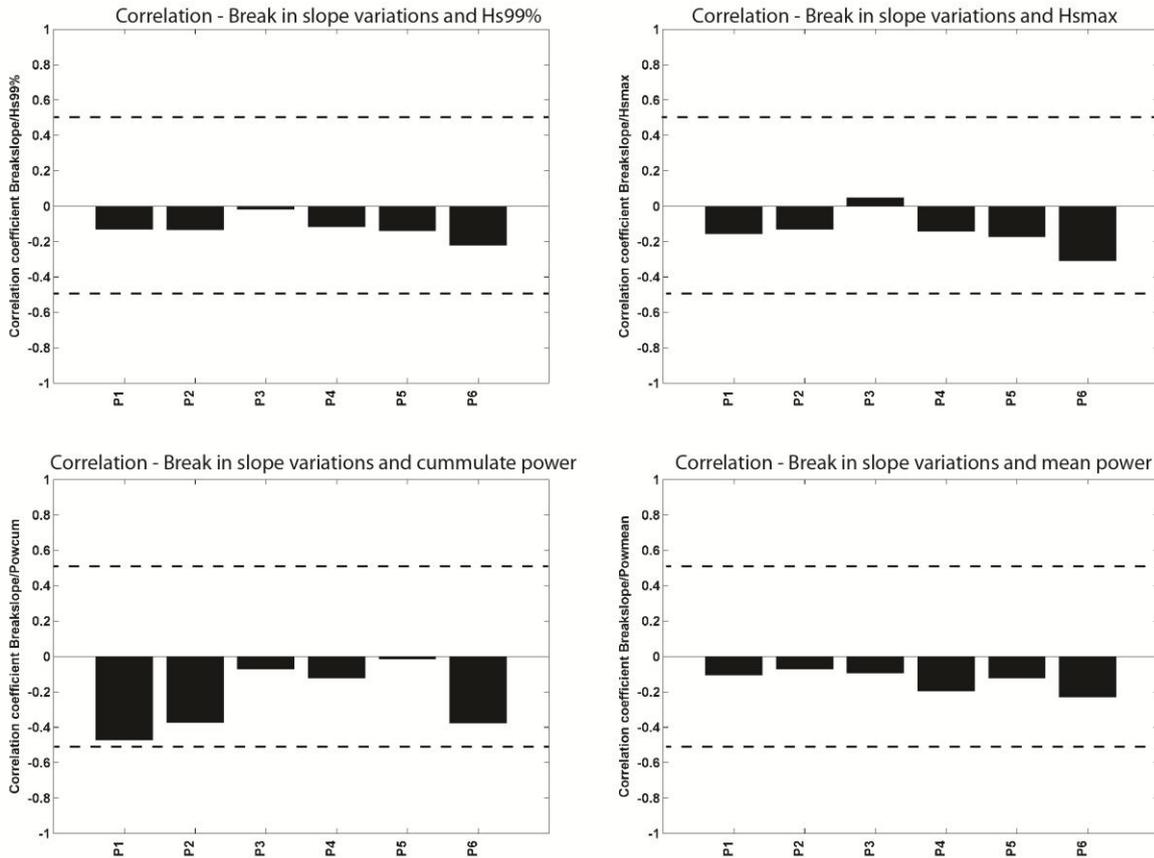


Figure 260. Corrélation des variations de position de la rupture de pente pour chaque profil de la plage de Pénestin avec les paramètres Hs99%, Hsmax, l'énergie cumulée et l'énergie moyenne entre chaque levé topographique.

## VI. ANNEXE 6 – VARIATIONS MORPHOLOGIQUES ET SEDIMENTAIRES DE LA PLAGE DE SUSCINIO

Cette annexe détaille les variations morfo-sédimentaires de la plage de Suscinio de décembre 2013 à mai 2015 (échelle moyen-terme - Chapitre 4).

Sept profils *cross-shore* ont été étudiés sur la plage de Suscinio sur la période de décembre 2013 à mai 2015 (Figure 261). L'analyse des variations morphologiques est réalisée suivant deux approches : globale (pour chaque profil et pour la plage dans son ensemble) et sectorielle (par secteurs de profils). Les résultats sont présentés du profil localisé à l'Ouest de la plage (profil P1) au profil situé à l'Est (profil P6). L'analyse des variations granulométriques est réalisée au niveau des profils P2, P4 et P6.



Figure 261. Localisation des profils *cross-shore*, des prélèvements sédimentaires de surface sur la plage de Pénestin entre décembre 2013 et mai 2015.

### VI.A.1. Variabilité morphologique par profils de la plage de Suscinio

Une approche générale de la variabilité morphologique à moyen-terme est tout d'abord proposée dans cette section. Celle-ci repose sur l'analyse de différents paramètres témoignant de la dynamique morphologique générale des profils *cross-shore* et de la plage de Suscinio.

#### VI.A.1.a. Variations morphologiques et mouvements de la rupture de pente

La plage de Suscinio est une plage de baie de type intermédiaire (*Low Tide Terrace*). La section réfléchive est plus ou moins étendue suivant les parties de la plage. La position de la rupture de pente est donc variable transversalement et est identifiée à une altitude plus haute sur les parties latérales de la plage qu'en zone centrale où elle est la plus basse. Cela est la conséquence du sous-bassement lié à la paléo-vallée localisée au niveau du profil P3. La section dissipative présente une pente relativement uniforme sur toute la plage. La variabilité morphologique de cette plage se traduit par la distribution de l'écart-type des altitudes le long des profils (Figure 262). Deux zones de variabilités majeures sont globalement identifiées sur la plage, même si des inflexions supplémentaires apparaissent au sein de certains profils. Le point d'inflexion majeur est observé autour du niveau moyen de la mer et correspond à la zone de la rupture de pente. L'écart-type décroît légèrement du centre (0.30 m) vers les extrémités (0.25 m) de la plage. Les variations de cette zone sont maximales au niveau des profils centraux de la plage (P3 à P7). Le deuxième point de forte variabilité d'altitude est localisé en haut de profil et présente une à deux inflexions suivant les profils. Il correspond au pied de dune (et au pied de digue pour le profil P9) et à la partie supérieure de la section réfléchive. La variabilité autour de l'altitude moyenne des profils est comprise entre 0.05 m en bas de section dissipative et 0.3 m sur la partie réfléchive. Les sections réfléchives latérales de la plage sont associées à une concavité plus importante qu'en partie centrale.

La dynamique générale d'un profil de plage peut également se décrire par ses profils enveloppes. La Figure 263 et la Figure 264 présentent les profils moyens, maximums et minimums. Les enveloppes maximales sont observées au niveau de la rupture de pente, et les écarts d'altitudes sont les plus importants au niveau du centre de la plage. L'observation des enveloppes confirment les observations faites précédemment.

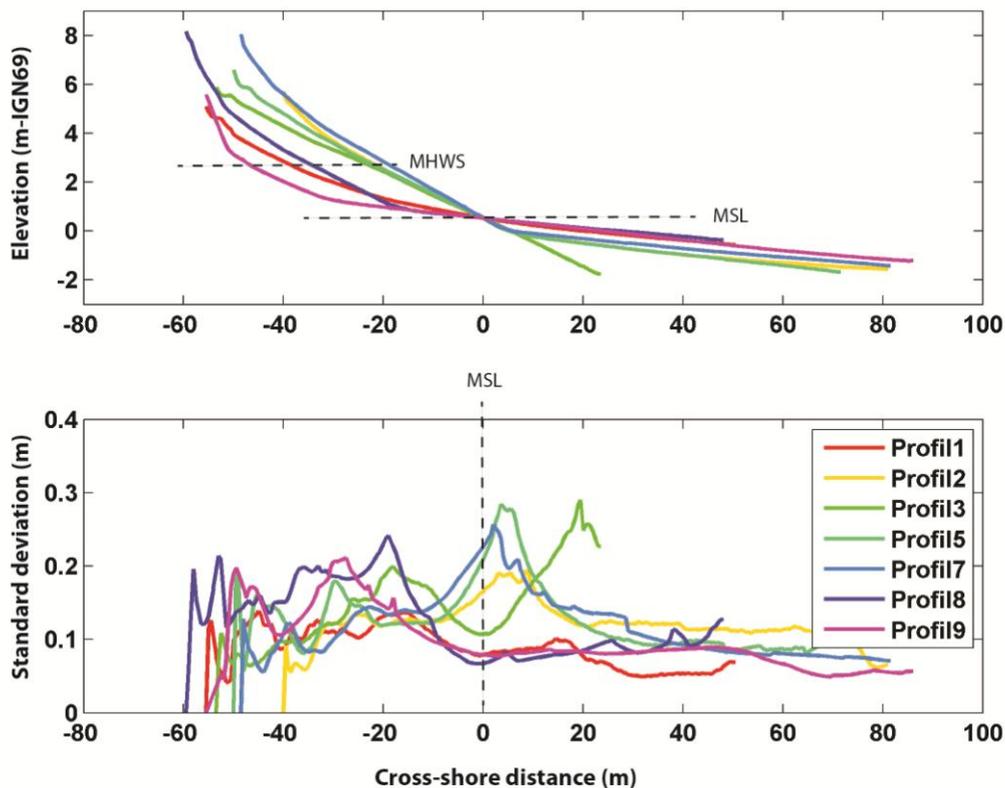


Figure 262. Altitudes moyennes et écart-types des altitudes des profils de plage de Suscinio, centrés sur le niveau moyen de la mer (NM=0.52 m IGN69).

Les évolutions d'altitude des profils P1 à P9 de décembre 2013 à mai 2015 sont détaillées sur la Figure 263 et la Figure 264. Les variations morphologiques d'un levé à l'autre sont couplées aux variations de positions de la rupture de pente. La superposition des séries temporelles des profils et les positions des niveaux caractéristiques de la marée sont présentées en Figure 265 et Figure 266. Quatre périodes temporelles sont établies afin de faciliter l'interprétation des données. Elles correspondent à celles définies lors de l'analyse des conditions météo-marines au large (cf. chapitre 4) :

- La période F1, correspond aux conditions d'énergie durant l'hiver 2013/2014, est définie entre le 04 décembre et le 01 mai 2014.

- La phase F2 est établie pour une longue période énergétiquement faible et regroupe les saisons printanière, estivale et automnale (01 mai à 24 novembre 2014). Un coup de vent est observé début aout 2014.

- Les conditions correspondant à l'hiver 2014/2015 définissent la période F3, du 24 novembre 2014 au 21 avril 2015.

- Les deux derniers mois de mesures, jusqu'en mai 2015, sont associées à la période finale F4 mettant en jeu des conditions d'énergie plus faibles.

Au cours de l'hiver 2013/2014 (période F1), de fortes variations morphologiques sont observées notamment après la première série de tempêtes de décembre 2013. Une érosion du bas de la section réfléchive en amont de la rupture de pente est observée sur l'ensemble des profils et est accompagnée d'un dépôt en section supérieure réfléchive. Ce dépôt n'est pas observé sur le profil P7 et P1 où une érosion simple est observée. Les variations d'altitude négatives oscillent entre 30 et 80 cm au niveau des ruptures de pente. Des *overwash* de plusieurs dizaines de centimètres sont de plus détectés sur la dune au niveau du profil P3 et P5. L'accrétion la plus importante de la section réfléchive est identifiée en P3 avec un dépôt supérieur à 60 cm. La rupture de pente de la plage recule vers le littoral d'une amplitude de 10 m sur les profils Ouest de la plage (P1 à P5) alors que sur la partie orientale de la plage, la rupture de pente est stable ou (avance d'une même amplitude). Le retour à des conditions moins agitées en janvier 2014 s'accompagne d'une relative stabilité morphologique sur la partie occidentale de la plage (Beg-Lann et château de Suscinio, P1 à P3). Un léger engraissement est observé en aval de la rupture de pente et une érosion en haut de profil. Les profils P7 et P8 poursuivent leur érosion (0.2 à 0.4 m). A l'extrême Est de la plage (P9), un apport en sédiment est détecté (<0.3 m). L'ensemble des ruptures de pente des profils recule vers le littoral. La deuxième série de tempêtes de la période F1 (février et mars 2014), se traduit par une variation de morphologie relativement faible sur une large partie de la plage (Beg-lann, paléo-vallée et Landrezac) tandis que la zone située à l'Ouest de la paléo-vallée (P2) et celui de Penvins (P8, P9) présentent une érosion de la totalité du profil. L'abaissement topographique ne dépasse pas 40 cm en partie réfléchive et est inférieur à 20 cm en zone dissipative. La fin de la période F1 se traduit par une résilience d'une large partie de la plage. Une accrétion d'une amplitude de 10 à 30 cm est identifiée sur toute la longueur des profils centraux de la plage (P2 à P7). Au niveau de la zone de Beg-lann (P1), la morphologie de la plage est stable. Les variations au niveau de Penvins sont différentes du reste de la plage. Bien qu'une accrétion se produit en section dissipative (pour le profil P8), une érosion de la partie médiane réfléchive (<0.2 m) est observée. **Les variations de morphologie les plus fortes sont détectées lors de la première série de tempêtes de fin décembre 2013. Une érosion du bas de section réfléchive associée à un recul vers le littoral de la rupture de pente se produit. Un dépôt en haut de section réfléchive sur les cordons dunaires de basse altitude (*overwash*) est identifié. La deuxième série de tempêtes présente un impact moindre sur le littoral de Suscinio, les profils d'équilibres étant potentiellement atteints suite à la première série de tempêtes. Le profil P2 et le profil P8 montrent cependant une érosion continue. Le recul de la rupture de pente se poursuit sur l'ensemble des profils. La baisse des conditions d'agitation en fin de période est associée à une résilience de l'ensemble des profils, à l'exception de la zone de Penvins où une érosion de la partie réfléchive est observée bien que la section dissipative s'engraisse.**

Au cours de la période F2, faible énergétiquement, une avancée de la rupture de pente est observée sur une large partie de la plage (P1, P2 à P7 et P9) jusqu'en septembre 2014. Au niveau du profil P3, les mouvements de la rupture de pente sont inverses. La baisse continue des conditions

sur cette période entraîne une tendance d'accrétion sédimentaire (0.2 à 0.5 m) au niveau de ces profils bien que des érosions ponctuelles et localisées soient observées. Ces érosions témoignent plus d'un ajustement interne des profils aux conditions hydrodynamiques. Les profils P1 et P9 sont relativement stables morphologiquement. La rupture de pente atteint sa position la plus avancée avant août 2014 avec des conditions énergie très faible. Cette dynamique est différente au niveau des profils P3 et P8. Au niveau de la paléo-vallée (P3), un recul décamétrique s'opère vers le littoral jusqu'en juillet 2014, suivi d'une avancée jusqu'en septembre. Une forte érosion est observée en début de période F2 sur le profil P3. Puis une accrétion se produit jusqu'en août. En P8, une alternance d'avancée et de recul est observée d'un mois sur l'autre, les avancées ayant lieu lors des phases d'engraissement du bas de la section réfléchive et le recul lors des phases d'érosion ou de stabilité morphologique. Le coup de vent d'août 2014 a un effet contrasté sur la plage, certaines sections sont en érosion (partie occidentale de la plage – P1 à P5) d'autres montrent un engraissement ou une stabilité (partie orientale – P7 et P9). A partir de septembre 2014, la rupture de pente recule sur l'ensemble de la plage. Une accrétion de la partie supérieure de section réfléchive est observée jusqu'en octobre sur la partie centrale et occidentale de la plage (P3 à P7), pouvant être associé à la formation d'une berme. Ce dépôt est conjoint à une érosion en amont de la rupture de pente. En P1, une érosion généralisée de faible amplitude s'opère. Le domaine de Penvins (P8 et P9) présente une dynamique différente. Les sections supérieures et médianes réfléchives sont érodées et un dépôt sédimentaire se produit en amont de la rupture de pente. Une nouvelle phase d'érosion (0.2 à 0.4m) au niveau de la rupture de pente est observée en fin de période F2, avec les conditions de plus forte agitation du mois de novembre 2014. Celle-ci s'accompagne d'un dépôt autour du niveau de PMVE. Les dynamiques observées en P1 sont biaisées par les apports d'algues en grande quantité (jusque 80 cm en octobre 2014) et pouvant s'apparenter à un engraissement sédimentaire. **Au cours de la période F2, la baisse des conditions d'énergie au large s'accompagne d'une avancée de la rupture de pente associée à un engraissement de la section réfléchive de la plage. Un bombement du bas de section réfléchive est alors observé. Le coup de vent d'août 2014 induit un effet morphodynamique contrasté sur la plage, la partie occidentale (P1 à P5) de la plage est en érosion de faible amplitude tandis que le domaine oriental montre un engraissement ou une stabilité morphologique. Des ajustements internes semblent s'opérer, par érosion de la portion supérieure de cette section de granulométrie plus élevée et par des dépôts en aval. L'augmentation progressive des conditions d'énergie en septembre est associée à une nouvelle phase de recul de la rupture de pente de la plage. Des inversions de dynamique morphologique sont observées entre septembre et octobre 2014 entre la zone de Penvins et les parties centrales et occidentales de la plage. Les premiers forts coups de vent de l'automne 2014 entraînent un déplacement du sédiment du bas de la section réfléchive vers la section haute de la plage pour former une berme de niveau de pleine-mer.**

La phase F3 correspond à l'hiver 2014/2015 et est caractérisée par des conditions d'énergie moins fortes que l'hiver précédent (phase F1). La barre sableuse du haut de plage (berme) est érodée lors des conditions hydrodynamiques modérées de décembre 2014 et les forts coefficients de marées de vive-eau. Un dépôt sédimentaire est alors observé au niveau de la rupture de pente des profils. Une dynamique inverse à celle observée en novembre 2014 est donc identifiée. En P1, les dépôts d'algues sont érodés/dégradés. En P8, une stabilité morphologique apparaît. Le niveau d'eau le plus haut atteint par le *swash* lors de marée de vive eau exceptionnelle de février 2015 entraîne une érosion des parties basales des ouvrages de protection Algobox®. Une érosion est d'ailleurs observée sur l'ensemble des profils lors de ces périodes de forts coefficients de marée. Un aplanissement des reliefs morphologiques des sections réfléchives est détecté et conduit à une linéarisation de celui-ci. Une érosion de la partie réfléchive basse apparaît et un faible recul vers le littoral de la rupture de pente s'opère, à l'exception de la zone de Penvins (P7 et P8) où une stabilité est observée. Les marnages exceptionnels se poursuivent en mars 2015 et les conditions d'agitation associées entraînent une érosion de la partie inférieure de la section dissipative des profils au niveau de Penvins et de Beg-Lann. La section dissipative du profil P2 est quant à elle stable, et potentiellement celle du profil P3 aussi. Une érosion de la partie médiane des sections réfléchives se produit. Ils perdent leur convexité et deviennent concave. Un engraissement au-dessus de la rupture de pente est conjoint à cette dynamique et la limite réfléchif/dissipatif avance vers la mer. L'impact de cette seconde période de marées exceptionnelles de vive-eau est très faible au niveau du profil P8. La fin de la période F3 est caractérisée par une stabilité morphologique de l'ensemble de la plage. Quelques dépôts localisés de sédiment fins sont observés au niveau de la section dissipative. **Les variations morphologiques observées pendant l'hiver 2014/2015, d'énergie modérée, sont d'amplitudes bien moindres que celles identifiées lors de l'hiver extrême 2013/2014. Au cours de l'hiver 2014/2015, une alternance d'érosion/accrétion est observée localement sur les profils. Lors de la première marée de vive-eau exceptionnelle (février), un aplanissement des figures sédimentaires de la section réfléchive se produit. Une érosion au niveau de la rupture de pente est également observée et celle-ci recule vers la dune. Une dynamique inverse plus intense apparaît lors de la seconde période de vive-eau exceptionnelle. Une accrétion au niveau de la rupture de pente est observée couplée à une érosion de la partie médiane réfléchive. La section réfléchive passe d'un état convexe, dans sa partie basse, à un état concave. De plus, une érosion de la partie basse de la section dissipative est détectée, potentiellement induite par des conditions de plus forte énergie lors d'un niveau de basse mer exceptionnelle. Des échanges sédimentaires *cross-shore* semblent alors s'opérer sur la section réfléchive. Lors de période d'énergie modérée, le niveau d'eau sur la plage est directement en lien avec les positions des processus hydrodynamiques des vagues et les déplacements sédimentaires associés sur la section réfléchive. Le profil P8 est relativement stable au cours de cette période hivernale.**

La phase F4 est définie par les mois d'avril et de mai 2015. Deux zones géographiques peuvent être distinguées en fonction de la dynamique morphologique. Au cours du mois d'avril caractérisée par la baisse de conditions d'agitation au large, une relative stabilité de la morphologie est observée sur les secteurs réfléchifs et dissipatifs de l'ensemble de la plage. Seule exception, le profil P1 présente un dépôt généralisé sur sa section réfléchive. Des dépôts localisés décimétriques sont détectés sur la partie réfléchive basse, concave. Au cours du mois de mai, une accrétion de 0.2 à 0.4 m est observée sur la partie centrale et orientale de la plage (P5 à P9), ainsi que sur la zone orientale (P2). Le profil P2 montre un engraissement généralisé, tant au niveau dissipatif que réfléchif. P1 est stable. L'ensemble des profils montre une avancée de la rupture de pente vers la mer. La zone de la paléo vallée (P3) montre une dynamique différente. Un recul de la rupture de pente est observé conjointement à une érosion importante (0.4 m) en partie basse de sa section réfléchive. **Au cours de la période F4, une phase de stabilisation morphologique s'opère sur la plage de Suscinio avec la baisse des conditions d'agitations au large. Celle-ci est suivie par une phase d'engraissement sédimentaire avec des conditions d'énergie plus fortes. Seul le profil P3 présente une érosion de la limite réfléchif/dissipatif, entraînant un recul de la rupture de pente vers la côte.**

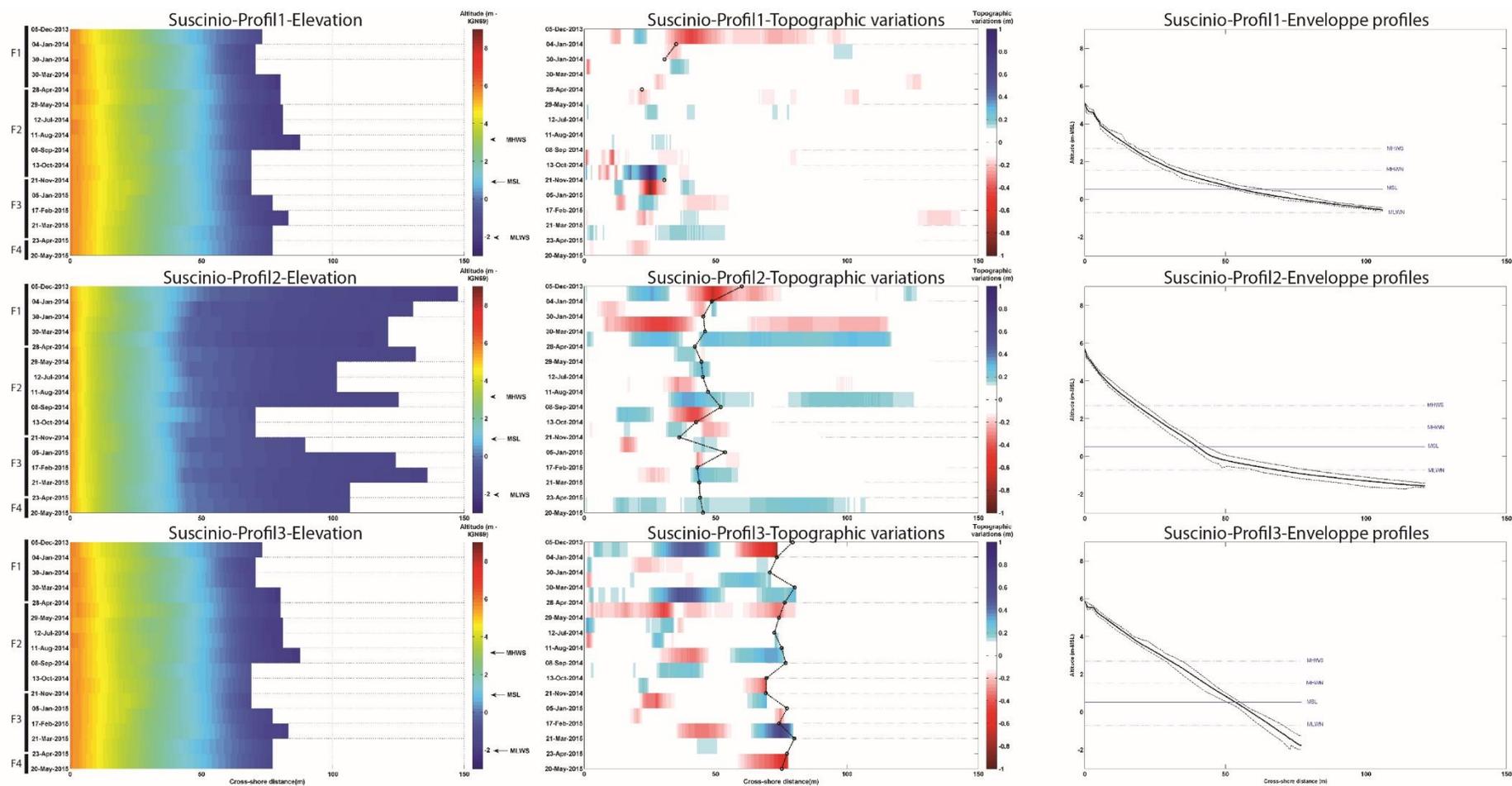


Figure 263. Variations d'altitudes, différentiels d'altitudes et profils enveloppes des profils P1, P2 et P3 de la plage de Suscinio de décembre 2013 à mai 2015.

Annexes

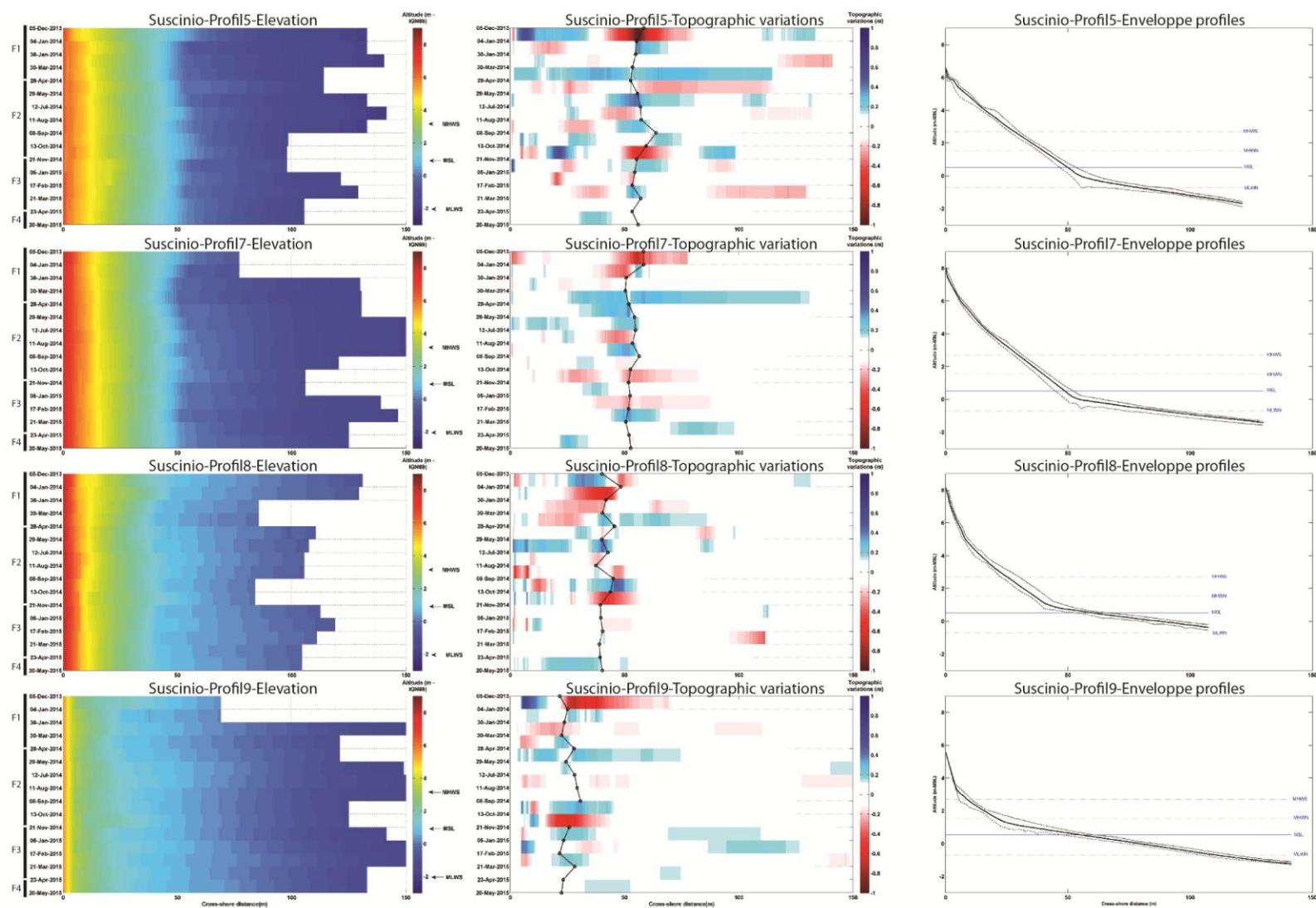


Figure 264. Variations d'altitudes, différentiels d'altitudes et profils enveloppes des profils P5, P7, P8 et P9 de la plage de Suscinio de décembre 2013 à mai 2015.

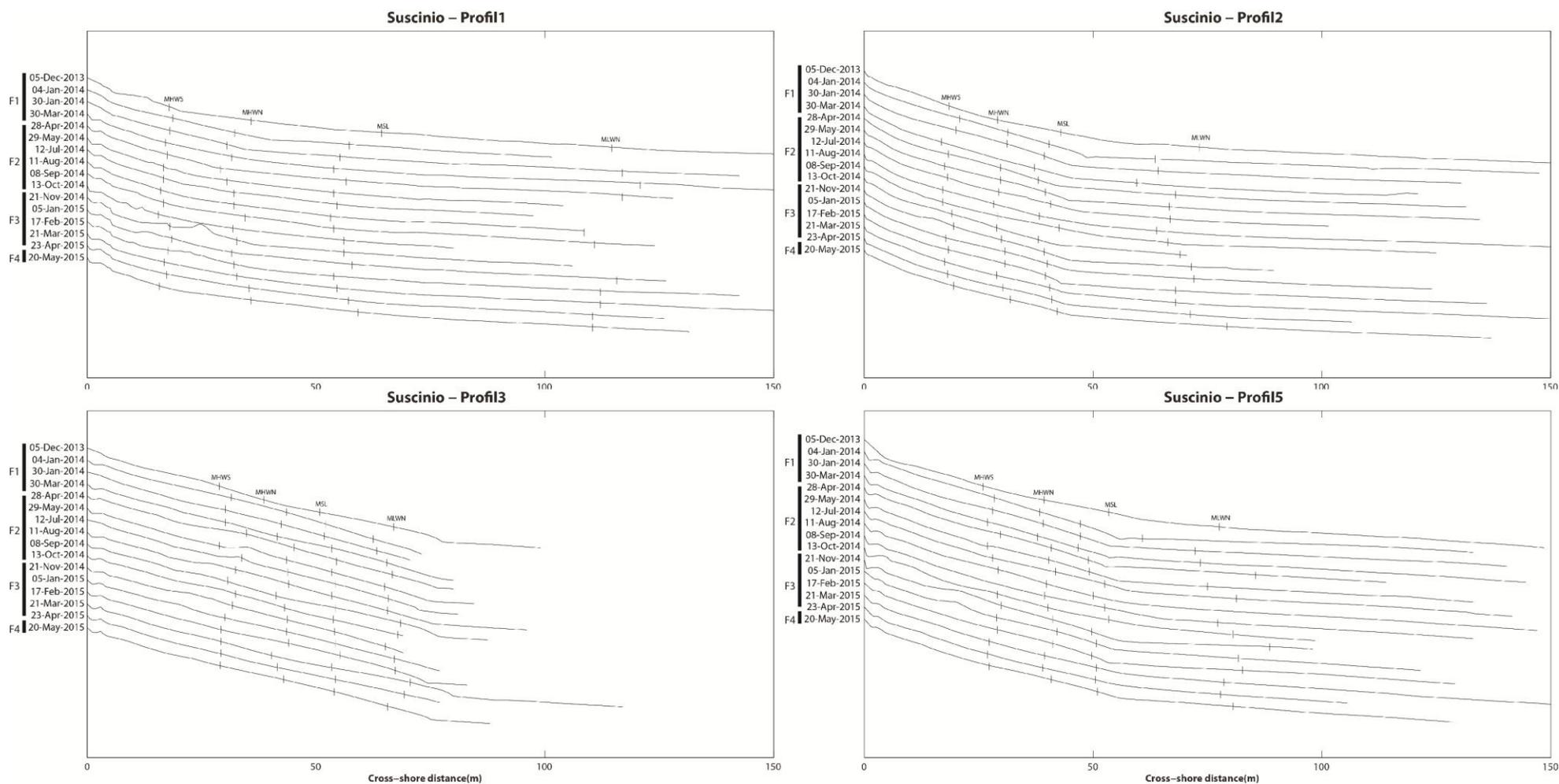


Figure 265. Évolution des profils P1, P2, P3 et P5 de la plage de Suscinio de décembre 2013 à mai 2015.

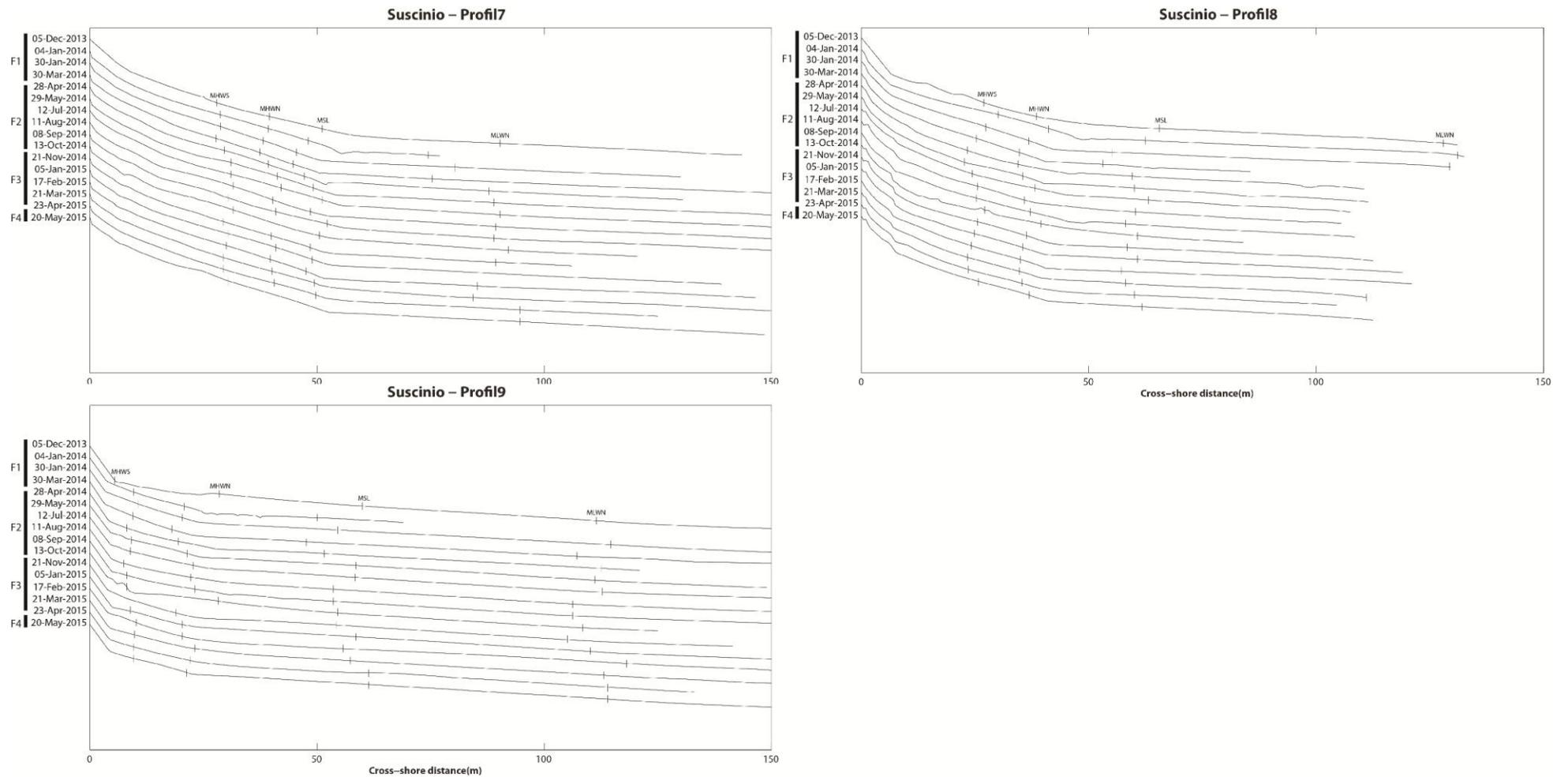


Figure 266. Évolution des profils P7, P8 et P9 de la plage de Suscinio de décembre 2013 à mai 2015.

### VI.A.1.b. Variations de la surface d'enveloppe mobile

La variation de la surface mobile (battement de profil) entre deux levés permet d'estimer l'intensité des mouvements sédimentaires pendant la période de suivi (Figure 267). D'un point de vue général, le profil P5 présente les changements d'enveloppe les plus importants. Les variations les plus faibles sont observées sur les parties latérales de la plage (P1 et P9). En termes de corrélations entre les variations d'enveloppe des profils (Figure 268), nous observons une dynamique commune très forte ( $R^2 > 0.7$ ) entre les profils centraux de la plage (P3, P5 et P7). Les variations du profil P8 sont également très bien corrélées avec celles observées en P7. Une dynamique commune des variations de la surface mobile est détectée entre une large partie des profils de plage. Des amplitudes changeantes entre les différents profils et des dynamiques différentes vont être ponctuellement détectées. Le profil P8 montre également une résilience jusqu'en juillet 2014, mais ne retrouve pas son état initial.

Dans une approche plus détaillée, lors de la période hivernale 2013/2014 (période F1), le battement est maximum sur l'ensemble des profils, excepté sur le profil P8, suite à la première série de tempêtes de décembre 2013 (Figure 267). Le retour à des conditions de plus faible énergie en janvier 2014 est associé à une baisse immédiate des changements d'enveloppe. Seul le profil P8 montre une augmentation de la surface mobile en accord avec la phase majeure d'érosion observée sur la section réfléchive. La deuxième phase de tempêtes de la période F1 est caractérisée par une légère augmentation des variations d'enveloppe sur certains profils (P2, P3, et P9), tandis que les autres profils présentent une amplitude de mouvement morphologique relativement stable ou diminuant. Le retour des conditions calmes en fin de période F1 est associé à un fort changement d'enveloppe, cela est conjoint à l'accrétion sédimentaire globalement observée sur la plage en avril 2014. Les zones de Beg-Lann (P1) et de Penvins (P9) sont caractérisées par une dynamique différente. Une décroissance des surfaces mobiles des profils est observée avec les conditions d'énergie à la baisse lors de l'été 2014 (période F2). Excepté pour les profils P7 et P9, le battement atteint un minimum. Pour ces deux derniers profils, le changement d'enveloppe minimal est observé en septembre et octobre. L'augmentation des conditions énergétiques au large entraîne en fin de période F2 une hausse du battement des profils. Un nouveau maximum est atteint en début octobre et novembre 2014 sur les profils présentant une érosion. Au niveau du profil P3, c'est une dynamique inverse qui se produit. Une décroissance de l'enveloppe s'opère à partir de septembre 2014. Après le mois de novembre 2014, les changements d'enveloppe sont de plus faibles amplitudes sur l'ensemble des profils au cours de l'hiver 2014/2015. Les phases d'érosion sont associées à une plus forte amplitude de battement topographique notamment en février 2015. Un décalage d'un mois est observé sur certains profils (P2, P3 et P5) le maximum étant observé en mars. En effet, l'érosion est décalée sur ces profils. Une décroissance progressive est observée avec les baisses des

conditions d'énergie. La période F4 est caractérisée par un pic de battement sur l'ensemble de la plage, excepté au niveau de Beg-Lann, qui est relativement stable morphologiquement.

**Les variations les plus importantes de la surface mobile sont en lien avec des dépôts ou des érosions de sédiments au niveau de la rupture de pente et sur la section réfléctive médiane. Lors de la première série de tempêtes des très haute énergie de l'hiver 2013/2014, un battement maximal est observé sur la plage (Figure 269). Le profil atteint un nouvel équilibre. La deuxième série de tempêtes (février 2014) est associée à un nouvel état d'équilibre proche du précédent. Le battement est donc moins important. L'accrétion des profils observée lors de la phase de recouvrement en avril 2014 conduit à une augmentation du battement. Un nouveau pic est alors atteint. La baisse progressive des conditions d'agitation et la mise en place de conditions calmes entraînent une décroissance du battement qui atteint un minimum puis se stabilise. Ce minimum n'est pas atteint sur tous les zones de la plage au même moment. Cela est potentiellement induit par des transports sédimentaires *longshore*. Au niveau de la partie occidentale de la plage (P1 et P2), la baisse des conditions d'agitation est associée à une augmentation progressive du battement (de faible amplitude). Sur ces profils, une relative stabilité de la variation d'enveloppe est ensuite observée avec le retour des conditions d'énergie modérées à fortes en hiver 2014/2015. Les conditions hydrodynamiques ne sont pas suffisantes pour inclure un changement d'équilibre sur cette zone de la plage et les profils présentent un certain équilibre morphologique. Au niveau des autres parties de la plage, en sortie d'été, l'augmentation, même faible, des conditions d'agitation entraîne un important changement de la morphologie du profil et donc un battement fort. L'augmentation des conditions d'énergie au cours de l'hiver 2014/2015 ne permet pas d'atteindre un tel battement. De simples ajustements locaux des profils se produisent et une légère augmentation des battements de profil est observée lors des marées de vive-eau exceptionnelles.**

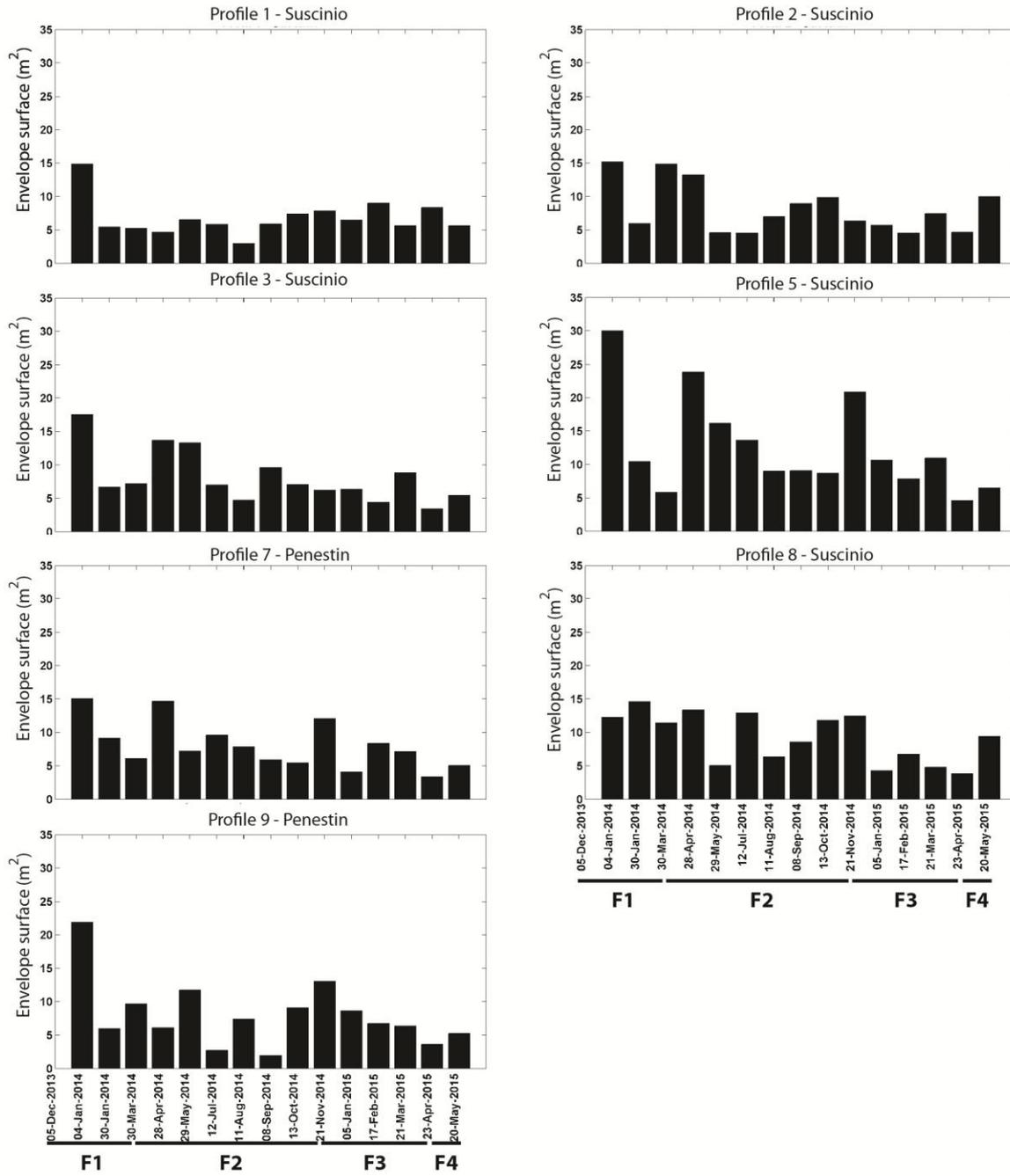


Figure 267. Variation des surfaces de l'enveloppe mobile des profils de la plage Suscinio entre décembre 2013 et mai 2015.

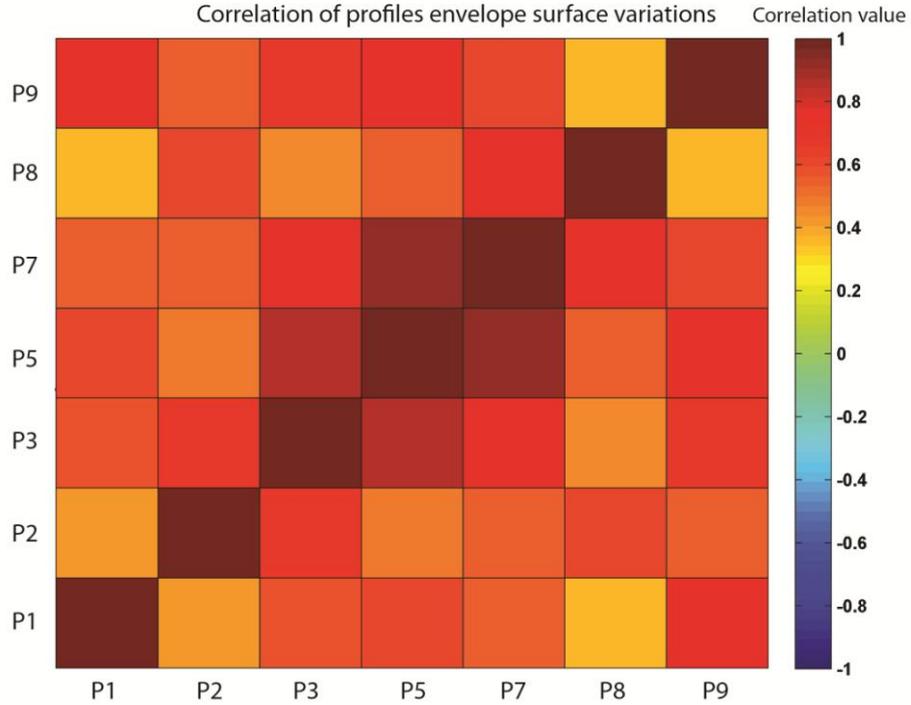


Figure 268. Corrélation des variations de surface de l'enveloppe mobile entre profils sur la plage de Suscinio.

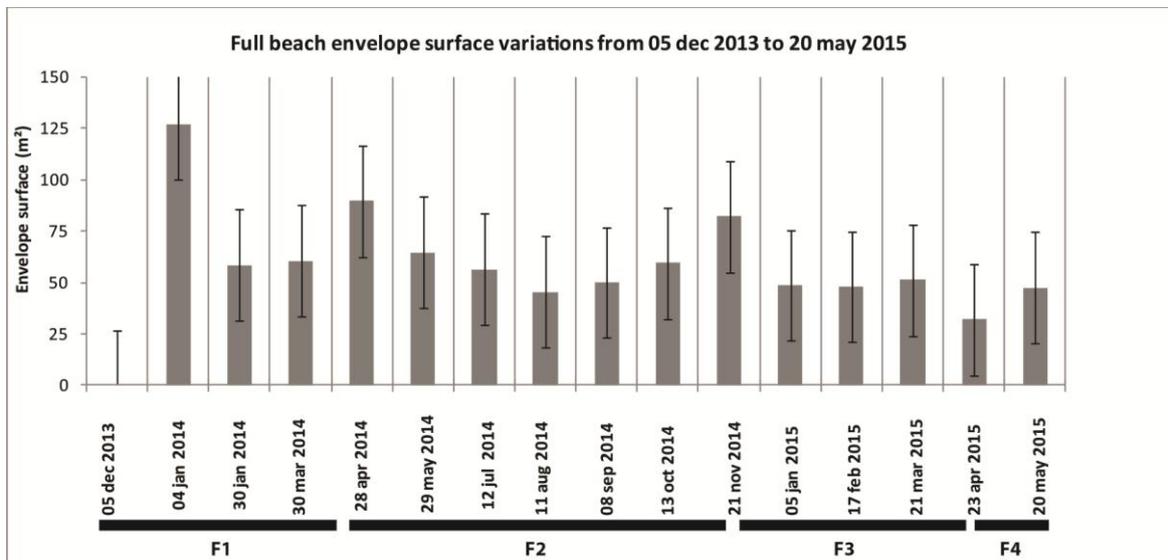


Figure 269. Variation de la surface de l'enveloppe mobile de la plage de Suscinio entre chaque levé de décembre 2013 à mai 2015.

### VI.A.1.c. Variations volumétriques par profil et pour la plage

Exceptée sur le profil P3, une perte de volume sédimentaire au cours de l'hiver 2013/2014 (période F1) est identifiée sur l'ensemble des profils de plage (Figure 270, Figure 271). Suite à la première série de tempête de décembre 2013, les pertes de volume de sédiment sont maximales sur les parties latérales de la plage (P1, P2 et P5 à P9). Le profil P8, localisé derrière un large platier rocheux est stable. La perte de sédiment est moins forte en section centrale P5. Le profil P3 montre une baisse de volume lors du mois de janvier 2014, moins énergétique, tandis que les autres zones sont relativement stables. La série de tempête de février 2014 entraîne une nouvelle baisse sur le domaine oriental et occidental de la plage. La perte de volume maximale est atteinte au niveau du profil P2 et P3 (-25 m<sup>2</sup>/m.l.). A la fin mars 2014, seul le profil P3 présente un volume sédimentaire excédentaire, les autres zones sont en érosion. Un début de résilience de la plage s'opère en fin de période F1. La partie centrale de la plage montre un apport important en sédiment (+30 m<sup>2</sup>/m.l.). Les profils P3 et P5 sont excédentaires par rapport au volume de décembre 2013 (P3 et P5). L'augmentation du volume sur la partie orientale de la plage est moins prononcée (P5 à P9). La première partie de la période F2 montre une augmentation progressive du volume au niveau du profil P7. La section centrale montre toujours un volume excédentaire correspondant à son état d'équilibre pour des conditions d'agitation calmes. La plage retrouve son volume initial en juillet 2014. A partir de juillet 2014, une baisse ponctuelle du volume se produit de nouveau sur les parties latérales de la plage, la morphologie au centre de la plage est relativement stable. En octobre 2014, le profil P9 retrouve son état initial. Malgré le retour des conditions de faible énergie lors de la saison estivale de 2014, les zones de Penvins (P8) et de Beg-Lann (P1 et P2) ne retrouvent pas leur état initial de décembre 2013. Le retour des conditions plus énergétiques en fin de période F2 se traduit par une baisse du volume de sédiment. Les profils P7 et P9 sont impactés. Les marées de vive-eau exceptionnelles de février et mars 2015 sont associées à des échanges sédimentaires induisant une diminution progressive du volume sédimentaire sur la section centrale de la plage. C'est également le cas au niveau du profil P8 et P1. Les profils P9 et P2 sont stables ou présentent un apport en sédiment. En fin d'hiver 2014/2015, le volume sédimentaire croît sur les profils précédemment érodés. La perte de volume en P3 et P5 se poursuit et ces profils retrouvent leur volume initial de décembre 2013. Une augmentation générale du volume de plage apparaît sur la fin de la période F3 et au cours de la période F4. L'ensemble des profils retrouve leur volume précédent l'hiver 2013/2014 et ou présente un bilan sédimentaire légèrement excédentaire. Les profils P8 et P1 ne montrent pas une résilience totale (Figure 272).

**Au cours de l'hiver 2013/2014, les conditions d'énergie sont extrêmes ce qui entraîne, une phase d'érosion sur la plage. L'ensemble des sections de la plage est concerné excepté le profil P3 (paléo-vallée) qui montre un engraissement sédimentaire. La baisse des conditions d'énergie en fin d'hiver se traduit par un début de résilience des profils de**

plage. Le volume sédimentaire au centre de la plage est maximum. La section centrale de la plage reste stable ou s'engraisse avec la baisse des conditions de la hauteur significative des vagues au large et l'installation de conditions plus calmes. La plage retrouve son volume sédimentaire initial pré-hiver 2013/2014 en juillet 2014. Cependant les zones latérales de la plage (Beg-Lann et Penvins) sont en déficit. Les variations de volume observées en cours de l'hiver 2014/2015 sont de plus faibles amplitudes. L'augmentation des conditions d'agitation entraîne une perte de sédiment ponctuelle. Prise dans son ensemble, la plage est relativement stable (Figure 273). Le secteur central de la plage montre une perte de volume avec les grandes marées de vive-eau exceptionnelle. Celui-ci atteint son volume initial de décembre 2013. Un transfert potentiel de sédiment se produit sur la plage. Une accrétion sédimentaire se produit alors sur les autres sections de la plage. A la fin de période de mesure, l'ensemble des profils retrouve leur état d'équilibre antérieur à l'hiver 2013/2014. Un volume sédimentaire légèrement excédent est même détecté en section centrale. Une exception est notable en P8 et P1, où une érosion du pied de dune est plus active. Des variations de volume corrélées positivement entre les profils centraux de la plage (P3, P5 et P7) mais également entre les profils des sections occidentales (P1 et P2) (Figure 271). De même, les variations des volumes sédimentaires dans la zone de Beg-Lann (P1 et P2) et de Penvins (P8) sont similaires. Les variations de volume en P3 sont corrélées négativement avec ces parties latérales de la plage.

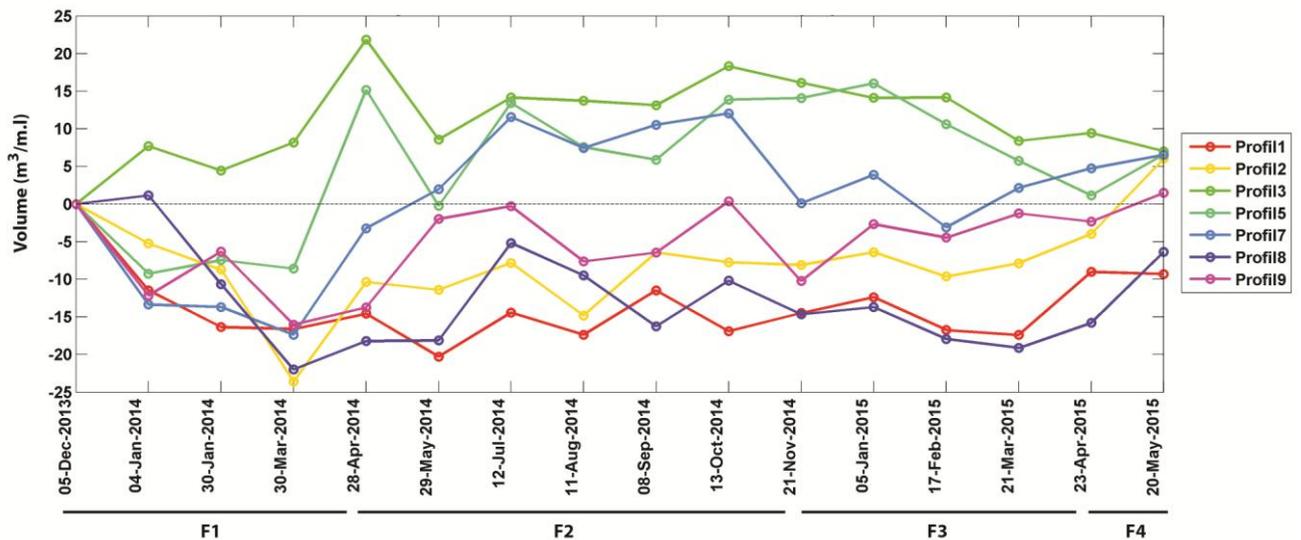


Figure 270. Variation du volume sédimentaire cumulé de la plage de Suscinio - décembre 2013 à mai 2015.

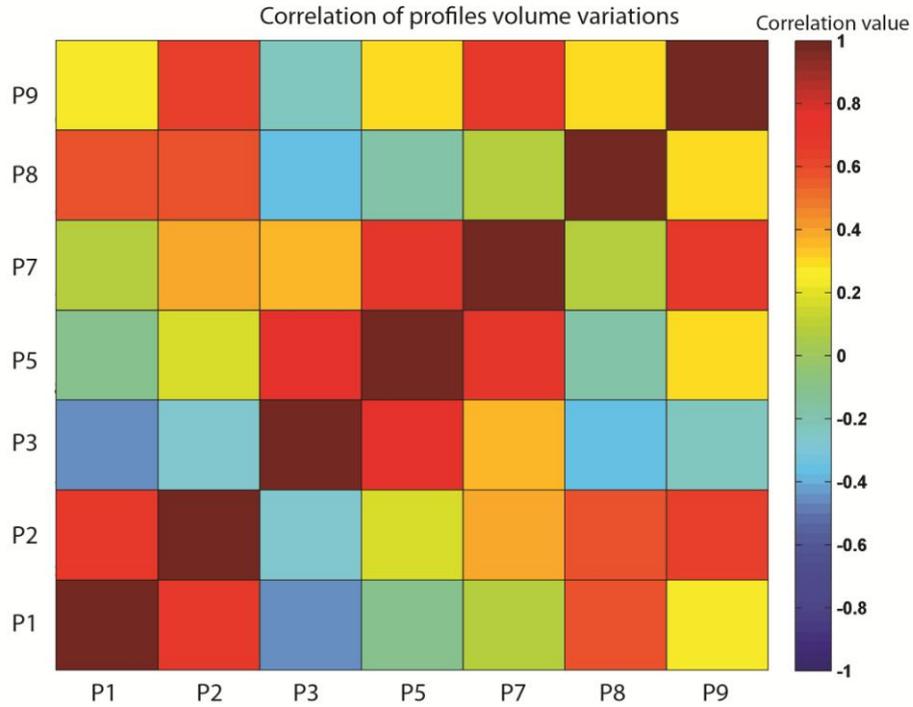


Figure 271. Corrélation des variations des volumes sédimentaires entre profils sur la plage de Suscinio.

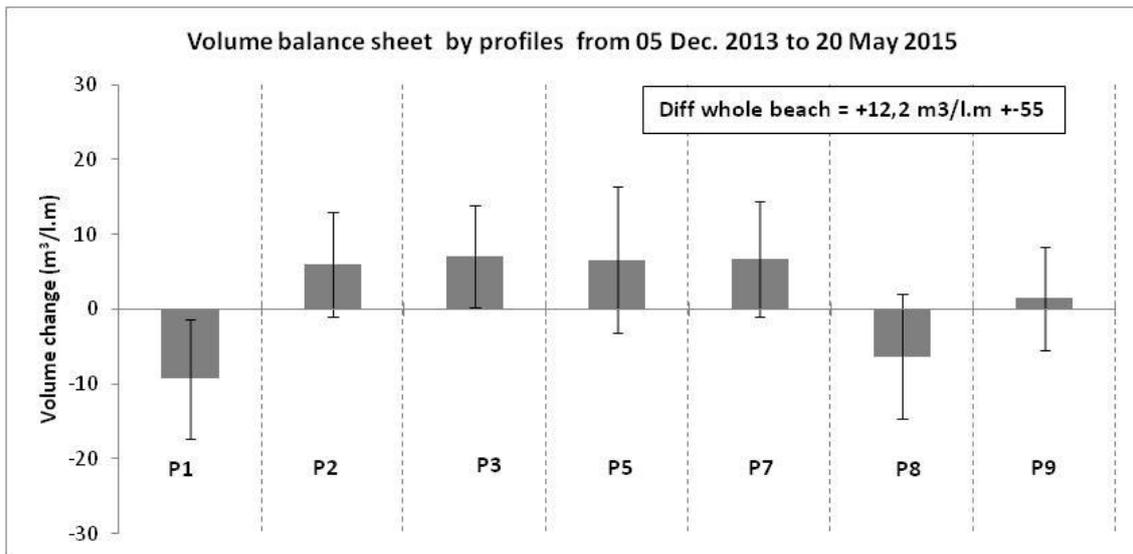


Figure 272. Variation des volumes par profil de la plage de Suscinio entre décembre 2013 et mai 2015.

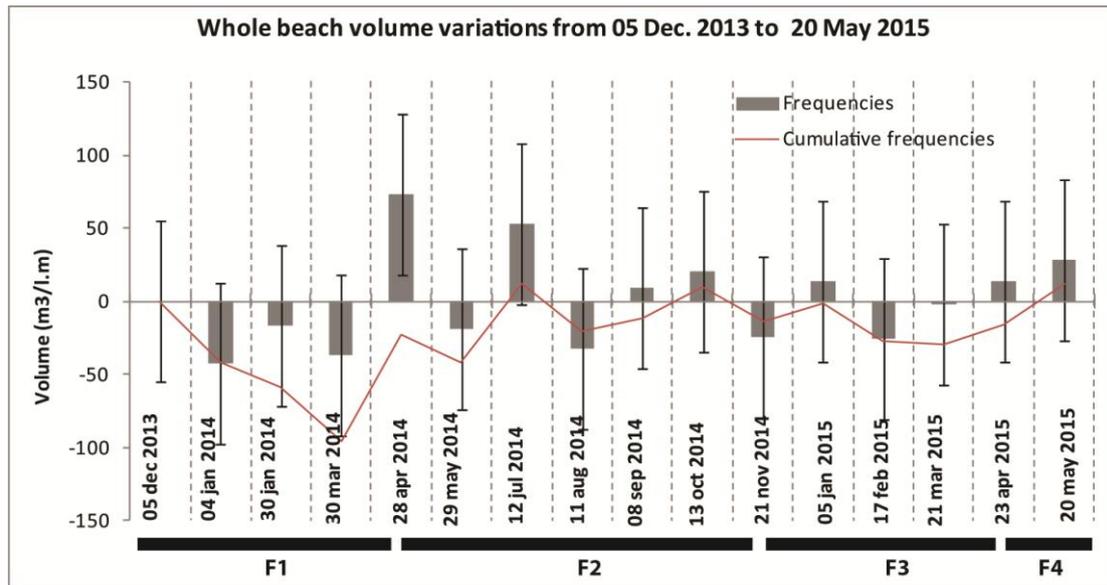


Figure 273. Variations des volumes sédimentaires totaux de la plage de Suscinio - fréquences séparées et fréquences cumulées.

## VI.A.2. Variabilité morphologique sectorielle de la plage de Suscinio

Une approche plus détaillée de l'étude de la morpho-dynamique de plage est proposée par définition de secteurs dynamiques des profils. Basée sur la variabilité verticale moyenne de la série de mesures (écart-type), cette approche permet de mieux comprendre les dynamiques sédimentaires intra-profil et d'observer des dynamiques sectorielles communes inter-profil. Les variations verticales maximales (Maximum Vertical Variation – MVV ; Almeida *et al.*, 2011) et les volumes des profils sont analysés pour les différents secteurs de la plage de Suscinio.

### VI.A.2.a. Définition des secteurs par profil

Trois à cinq secteurs sont définis sur les profils *cross-shore* suivant l'écart-type des variations d'altitude (Figure 274). Le secteur A correspond à la section dunaire et plus particulièrement au mouvement du pied de dune. Au niveau du profil P9, ce secteur comprend les mouvements sédimentaires localisés au pied de la digue. Les mouvements de la partie médiane et haute de la section réfléchive des profils sont définis par le secteur B. Celui-ci correspond pour le profil P9 à la totalité de la zone réfléchive et prend également en compte les mouvements de la rupture de pente. Les mouvements relatifs à la limite réfléchive/dissipative sont définis par le secteur C. Le secteur D (et E pour le profil P1) correspond aux variations sédimentaires de la section dissipative. Le Tableau 28 récapitule ces secteurs et la définition de leurs limites.

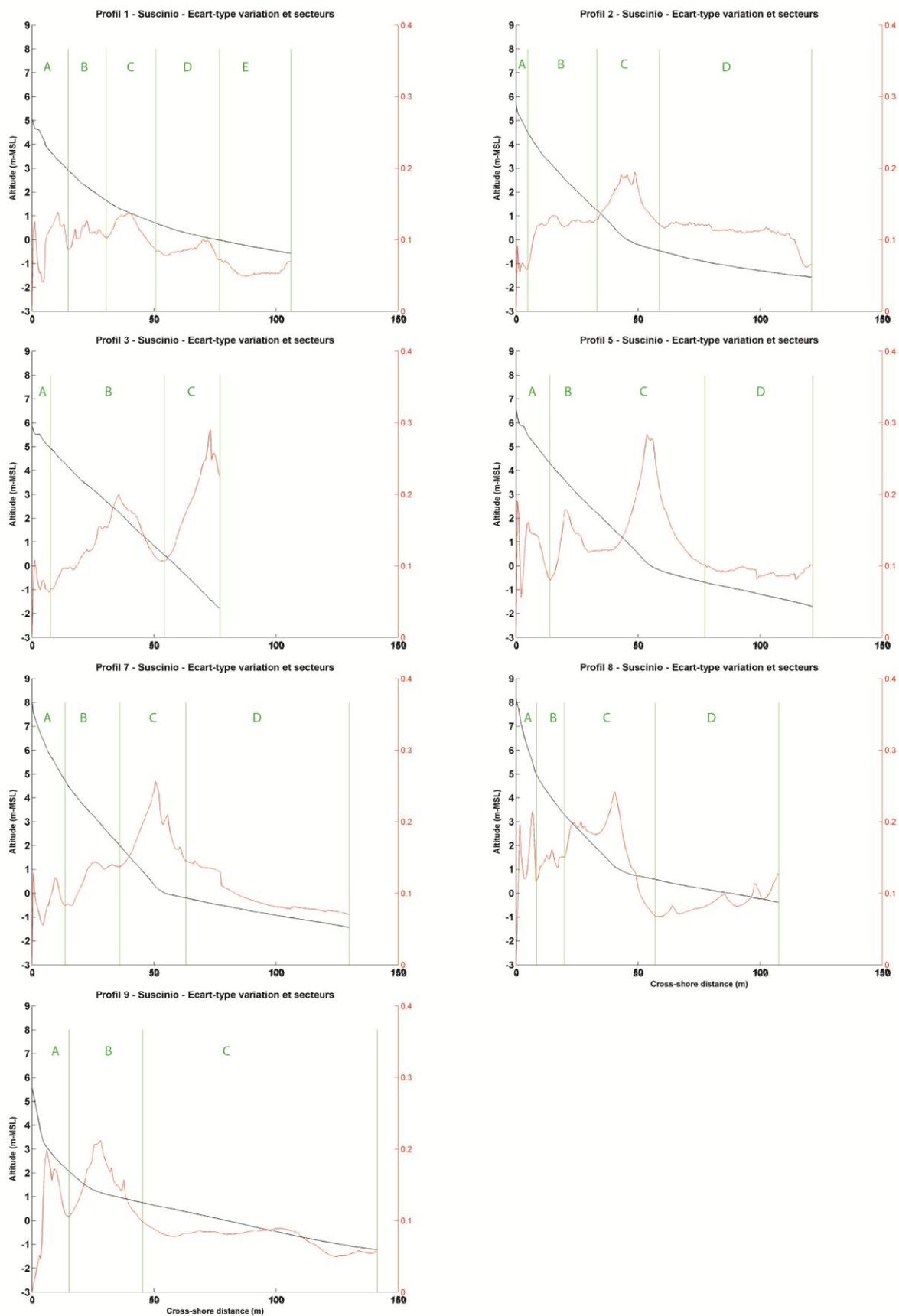


Figure 274. Sectorisation des profils de la plage de Suscinio suivant l'écart-type des variations d'altitude

Profile ID	Profile sector	Cross-shore limits	Average MVV	Maximum MVV
Profile P1	A	0-15	0,20	0,38
	B	15-31	0,20	0,40
	C	31-51	0,16	0,46
	D	51-77	0,12	0,25
	E	77-106	0,10	0,20
Profile P2	A	0-5	0,11	0,21
	B	5-33	0,21	0,46
	C	33-59	0,30	0,70
	D	59-121	0,14	0,30
Profile P3	A	0-7	0,17	0,36
	B	7-54	0,29	0,50
	C	54-77	0,33	0,75
Profile P5	A	0-14	0,25	0,64
	B	14-29	0,24	0,54
	C	29-77	0,34	1,04
	D	77-121	0,16	0,31
Profile P7	A	0-14	0,17	0,38
	B	14-36	0,16	0,30
	C	36-63	0,29	0,72
	D	63-130	0,13	0,29
Profile P8	A	0-8	0,27	0,57
	B	8-20	0,18	0,38
	C	20-57	0,30	0,63
	D	57-107	0,14	0,29
Profile P9	A	0-15	0,26	0,70
	B	15-45	0,27	0,74
	C	45-141	0,14	0,33

Tableau 28. Limites *cross-shore* des secteurs dynamiques des profils de la plage de Suscinio ; moyenne et maximum des variations verticales maximales par secteur pour la période de décembre 2013 à mai 2015.

#### VI.A.2.b. Variations verticales maximales par secteur

Basée sur l'approche méthodologique établie par Almeida *et al.* (2011), la variabilité verticale maximale est établie pour chacun des secteurs définis sur les profils (Figure 275). La moyenne et la valeur maximale des MVV par secteur sont calculées pour la période de mesures (Tableau 28).

Au niveau du secteur du pied de dune ou de la digue (secteur A), les variations verticales maximales sont fortes (0.3 à 0.8 m) suite à la première série de tempête de l'hiver 2013/2014, notamment sur la partie centrale et orientale de la plage (P5 à P9). Une érosion du pied de dune est observée. Les profils P1 et P3 montrent un MVV importante mais de plus faible amplitude (0.2 à 0.4 m) suite aux tempêtes de février 2014. Après cette série de tempête, le secteur occidental présente une érosion du front dunaire. Le retour des

conditions calmes en fin de période F1 et en début période F2 est associé à un nouveau pic de variabilité verticale (0.2-0.4 m) concomitant à des dépôts sédimentaires sur la partie occidentale de la plage. Des MVV fortes sont observées suite au coup de vent d'août 2014 vers Penvins (0.6 m en P8) et au niveau de Beg-Lann (0.3 m en P1). Les conditions d'énergie montante de l'hiver 2014/2015 sont associées à des MVV plus faibles que lors de l'hiver 2013/2014 fortement énergétique. Quand des niveaux d'eau exceptionnels sont enregistrés de février et mars 2015, une augmentation apparaît sur la section orientale de la plage. Elle est liée à une érosion ponctuelle du pied de dune et de la partie avant-dunaire. La partie dunaire est stable sur la section centrale et occidentale de la plage. De faibles variations apparaissent, inférieures à 10 cm (marge d'erreur du DGPS). Le secteur B, correspondant à la portion médiane et haute réfléchive des profils et présente des MVV d'amplitudes moindres que le secteur A suite aux tempêtes de décembre 2013 sur la partie orientale de la plage (P5 à P8). Les MVV sont relativement stables (0.15 à 0.25 m) au cours de l'hiver 2013/2014 au niveau de Penvins. Au niveau de Beg-Lann (P1) et du château de Suscinio (P2 et P3), les variations verticales montrent une dynamique inverse et sont plus fortes que pour le secteur A. Au cours de la période F1 (excepté pour le profil P2), qui montre une MVV plus forte suite à la série de tempête de février 2014, une amplitude faible et une stabilité sont observées sur cette portion de la plage. En fin de période F1 et début de période F2, avec la baisse des conditions d'énergie, une augmentation temporaire de l'altitude apparaît, liée à des dépôts localisés (résilience de profil). La poursuite des conditions de faible énergie conduit à une baisse progressive des MVV atteignant un minimum. Une augmentation progressive de l'amplitude des variations topographiques est cependant observée en P8. Le retour à des conditions de plus forte énergie en fin de période F2 est associé à une augmentation rapide et ponctuelle de l'amplitude de variations topographiques. Bien que l'énergie au large soit plus forte lors de l'hiver 2014/2015, une tendance à la baisse progressive des MVV est observée (excepté pour le profil P2). Certains profils montrent cependant des changements ponctuels, plus forts liés notamment aux marées de vive-eau exceptionnelles de février 2015 pour la section orientale de la plage et en mars 2015 pour le domaine occidental. La période F4 est caractérisée par une augmentation des MVV en accord avec des dépôts de sédiment en zone réfléchive. Les variations verticales maximales au niveau de la rupture de pente sont globalement plus fortes. Suite à la première série de tempêtes de l'hiver 2013/2014, des variations de 0.6 à 1 m sont observées sur ce secteur. Le profil P8 présente un maximum lors de la période intermédiaire aux deux séries de tempêtes, le recul de la rupture de pente de ce profil étant observé à partir du mois de janvier 2014. La deuxième série de tempête se traduit par une amplitude beaucoup plus faible des MVV (0.2 à 0.45 m). Le profil étant relativement en équilibre aux conditions tempétueuses précédentes de décembre 2013. Le début de la période F2 s'accompagne d'un nouveau pic de MVV en juin et juillet 2014. La rupture de pente migre vers le large avec la baisse des conditions d'énergie. La stabilité morphologique observée lors de la suite de la période F2 est associée à une baisse progressive des MVV. En début d'hiver 2014/2015 (novembre 2014), une augmentation

ponctuelle est observée avec le retour de conditions de plus forte énergie au large. Ce pic apparaît un mois plus tôt sur le secteur centre-Ouest de la plage (P2/P3). La rupture de pente recule vers le littoral induisant une érosion de ce secteur des profils. Un nouveau pic de MVV apparaît lors de marées exceptionnelles de vive-eau en février et mars 2015, mais d'amplitude moindre ( $< 0.4$  m) qu'en début de période F3. Le retour des conditions de plus faible énergie en période F4 est accompagné d'une augmentation des MVV de même amplitude. Les moments de stabilité morphologique entraînent une diminution des MVV sur l'ensemble des secteurs de la rupture de pente. Au niveau dissipatif (secteurs D et E – C pour P9), les variations des MVV sont de très faibles amplitudes ( $< 0.25$  m) par rapport aux portions réfléchives de la plage. L'impact des tempêtes hivernales 2013/2014 est moins marqué. Un MVV plus fort est observé lors de l'érosion ponctuelle des sections dissipatives suite à la première série de tempêtes de décembre 2013. La stabilité de la section dissipative au cours des mois de janvier à mars 2014 induit une MVV de faible amplitude ( $< 0.1$  m) sur les profils. En fin d'hiver, une phase d'accrétion se produit sur la section dissipative avec la baisse des conditions d'agitation. La mise en place d'un hydrodynamisme de faible énergie au cours de l'été 2014 n'induit pas de variations morphologiques importantes sur la section dissipative. Une décroissance progressive des MVV est alors observée. Un pic est détecté en début de l'hiver 2014/2015 avec le retour des conditions agitées au large. Un second pic apparaît également lors des marées de vive-eau exceptionnelles en accord avec des apports en sédiments sur la partie basale des profils.

**D'une manière générale, sur la plage de Suscinio, une augmentation des variations verticales maximales apparaît du haut de la section réfléchive vers la rupture de pente. Certaines parties de la plage montrent également des MVV fortes au niveau du cordon dunaire suite à des phases d'érosion (Beg-Lann et Penvins). La zone centrale de la plage présente les MVV les plus fortes entre décembre 2013 et mai 2015. Les variations topographiques les plus importantes en limite réfléchif/dissipatif atteignent 1m et sont observées lors de l'avancée ou du recul de la rupture de pente. La section dissipative présente les MVV les plus faibles en raison de sa relative stabilité morphologique. Les MVV les plus fortes sont détectées lors des phases d'érosion. L'arrivée soudaine de conditions de forte énergie suite à une phase de baisse progressive de celles-ci entraîne un changement de topographie locale maximal. Ainsi les MVV les plus fortes sont observées suite au premier épisode de tempêtes de l'hiver 2013/2014 et en sortie de la période estivale 2014. Les phases d'accrétion des secteurs (recouvrement) sont également associées à des pics de MVV mais de plus faibles amplitudes. Ces pics sont souvent détectés directement après un épisode de forte énergie ou parfois suite à une longue série de conditions calmes. Les changements de profils d'équilibre sont donc associés à des MVV très importantes. Entre ces pics, une décroissance progressive des MVV est observée lors de la baisse, également progressive, des conditions d'énergie au large. Des variations**

**locales et des décalages temporels peuvent apparaître en fonction de la morphologie de la plage et des transferts sédimentaires, notamment sur la partie occidentale de la plage.**

L'analyse des corrélations ( $R^2 > 0.5$ ) inter et intra-profil montre de multiples variations communes de MVV sur les différents secteurs de profils de plage (Figure 276). Les secteurs de la rupture de pente (secteurs C) des différents profils montrent une dynamique très proche. Une bonne corrélation apparaît également entre les secteurs A (pied de dune) et C pour les profils centraux de la plage (P3 à P7). Le profil P8, localisé derrière un large platier rocheux et à proximité de la digue de Penvins montre un comportement différent par rapport au reste de la plage. De nombreuses autres corrélations sont observées entre les différents secteurs des profils de plage mais ne sont pas développées dans ce travail.

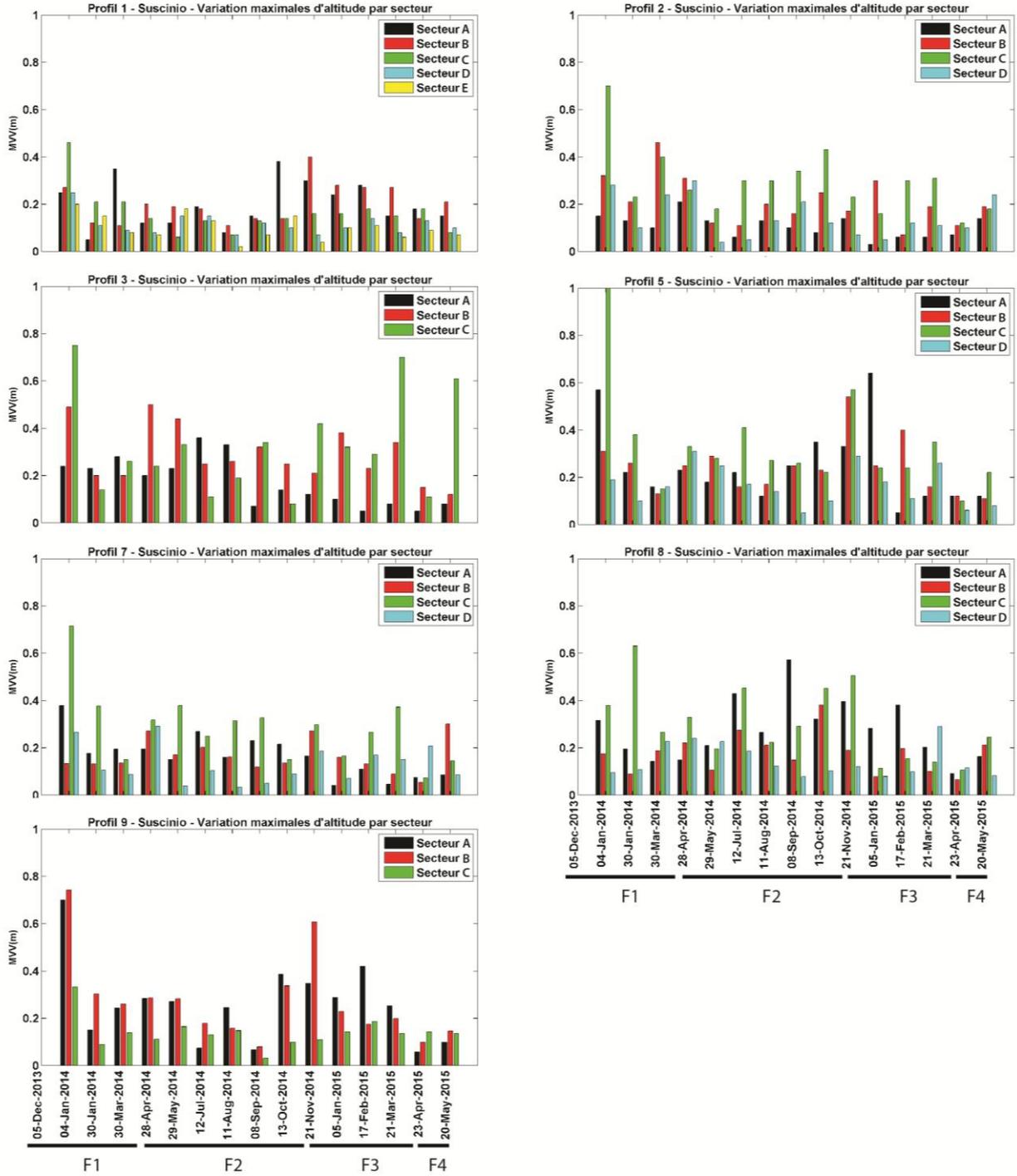


Figure 275. Variations Verticales Maximales (MVV) par secteurs de profils sur la plage de Suscinio de décembre 2013 à mai 2015.

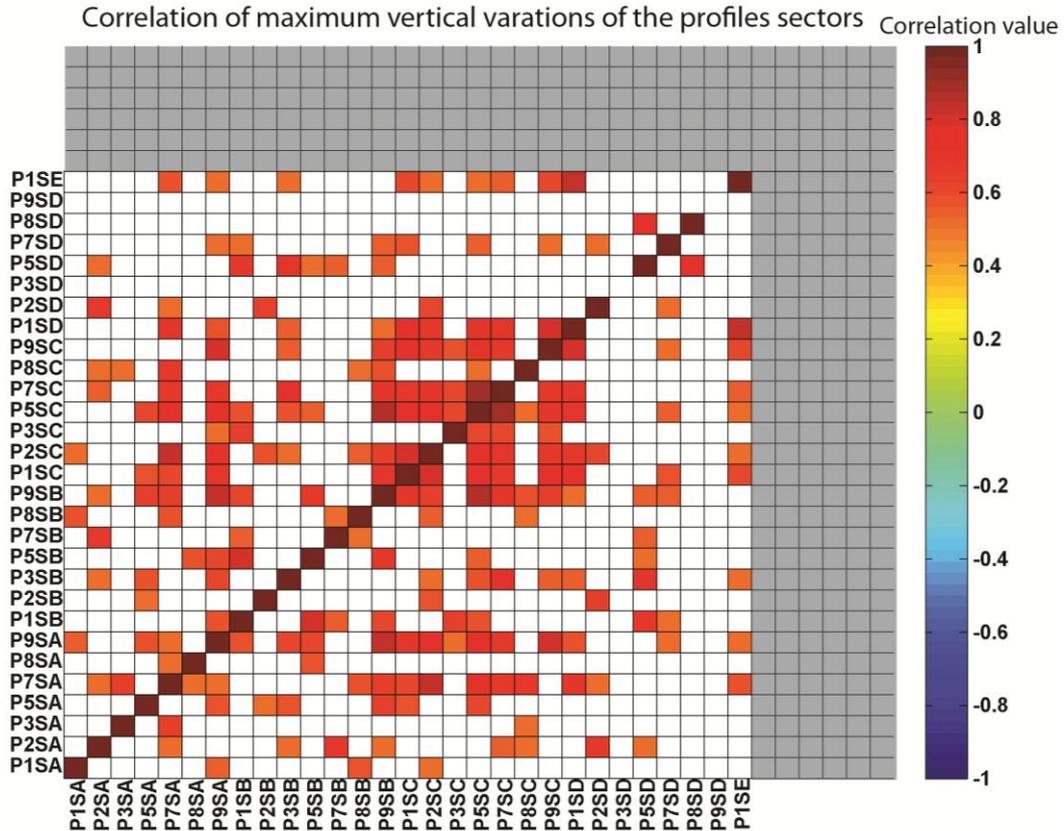


Figure 276. Corrélation des MVV par secteurs sur la plage de Suscinio sur la période de décembre 2013 à mai 2015 (18 levés topographiques).

#### VI.A.2.c. Variation des volumes par secteurs

L'analyse des corrélations des variations de volume permet de mettre en évidence les variations communes et des échanges sédimentaires potentiels entre les différents secteurs *cross-shore* et *longshore* de la plage.

Des corrélations positives fortes ( $R^2 > 0.5$ ) sont observées sur le secteur C (rupture de pente) entre les différents profils (Figure 277), excepté pour les profils P3 (paléo-vallée), P5 et P8. Le caractère principalement réfléchissant du profil P3 peut modifier la dynamique sédimentaire de la rupture de pente par rapport aux autres profils comportant une section dissipative intertidale établie. Le profil P5 est corrélé au profil P3. Par contre, le profil P8 montre une dynamique de la rupture de pente encore différente. Cet aspect avait été observé précédemment dans l'analyse des MVV et serait potentiellement dû à l'impact du platier rocheux et de la digue connexe. Sur les parties latérales de la plage, les variations de volume sédimentaire des secteurs dissipatifs de la plage sont également corrélées avec celles de la rupture de pente. Une perte de volume au niveau de la rupture de pente est associée à une érosion du secteur dissipatif. Une corrélation négative ( $R^2 < -0.5$ ) entre les changements de volume sédimentaire du pied de dune (secteur A) et ceux de la rupture de pente (secteur C) est détectée au niveau de profils P2 et P3. Des corrélations négatives sont également observées entre la zone de la rupture de pente et les secteurs médians et

supérieurs réfléchissants des profils centraux de la plage (secteur B). **Entre décembre 2013 et mai 2015, la zone de la rupture de pente montre des variations volumétriques semblables sur l'ensemble de la plage, excepté au niveau de la paléo-vallée (profil P3) et des profils P5 et P8 où un large platier intertidal est présent en aval du profil. Les variations des secteurs dissipatifs sont également bien corrélées avec celles de la rupture de pente. Ainsi, une perte de sédiments au niveau de la rupture de pente est associée à une érosion du secteur dissipatif. Des corrélations négatives sont observées entre le pied de dune et la rupture de pente au centre de la plage. Une perte de volume en pied de dune s'accompagne d'un gain en bas de section réfléchive.**

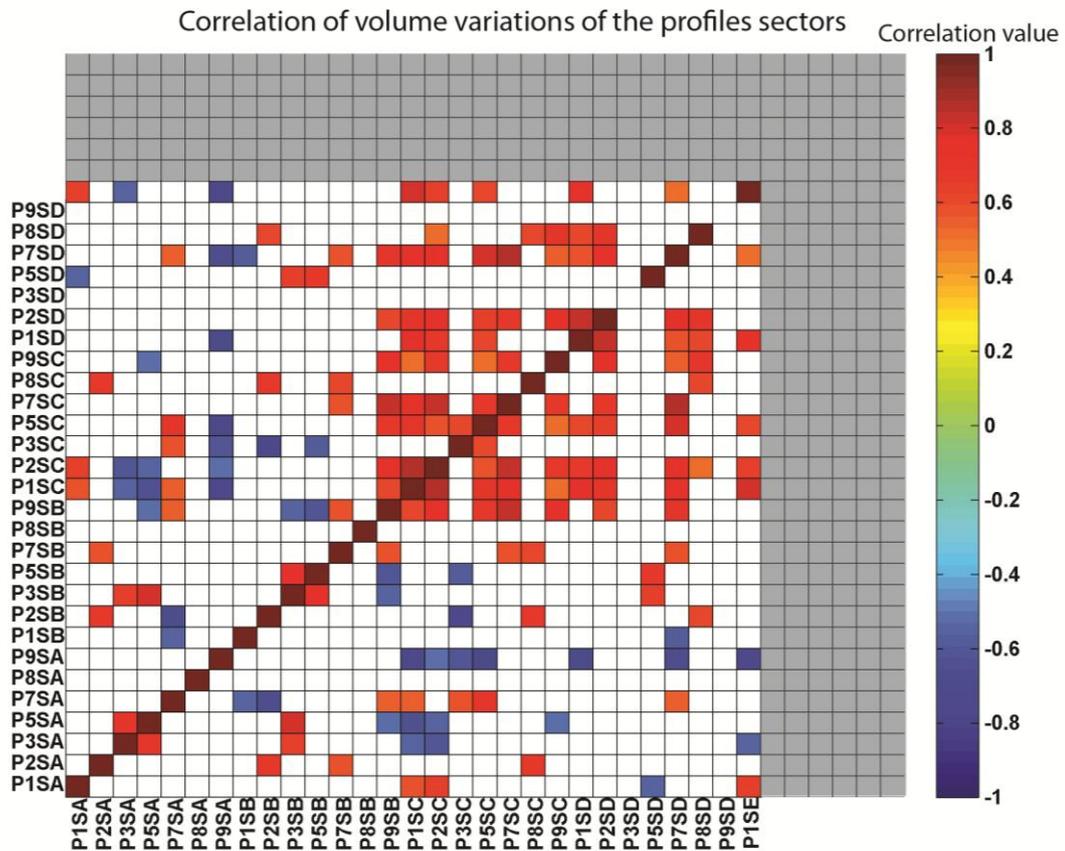


Figure 277. Corrélations croisées des variations de volumes sédimentaires par secteurs de profils de la plage de Suscinio sur la période décembre 2013 à mai 2015 (18 levés topographiques).

### VI.A.3. Dynamique sédimentaire de la plage de Suscinio

#### VI.A.3.a. Variation des fractions sédimentaires cibles

Cette section présente les analyses sédimentaires relatives aux échantillonnages de surface réalisés sur les profils P2, P5 et P8 de la plage de Suscinio. Les variations des pourcentages des fractions granulométriques cibles (les fractions sédimentaires les plus variables) sont détaillées. Les fractions sédimentaires sont définies selon la classification d'Udden-Wentworth (1924) et quatre fractions cibles sont retenues (présentant les écarts-types maximaux entre décembre 2013 et avril 2015) : les fractions de graviers ( $\varnothing > 2$  mm), des sables très grossiers ( $1 \text{ mm} > \varnothing > 2 \text{ mm}$ ), des sables moyens ( $0.25 \text{ mm} > \varnothing > 0.5 \text{ mm}$ ) et des sables fins ( $0.125 \text{ mm} > \varnothing > 0.25 \text{ mm}$ ).

##### ✓ Variabilité granulométrique au niveau du profil P2

Les variations de la médiane sont croissantes du haut vers le bas de la section réfléchive (Figure 278). La variabilité du D50 est la plus forte en bas de section réfléchive (P2S2), localisé autour du niveau moyen de la mer. Le point P2S3 est localisé quant à lui en dessous du niveau de la pleine-mer vive-eau. Ce point est principalement soumis aux processus de *swash* et de l'éolien. La section dissipative (P2S1) présente une granulométrie très stable entre décembre 2013 et avril 2015. Les points P2S2 et P3S2 sont soumis à l'ensemble des processus hydrodynamiques lié aux vagues (*swash*, *surf* et *shoaling* dans une moindre mesure) en fonction des niveaux tidaux. L'impact éolien est bien moindre.

En milieu/haut de section réfléchive (P2S3), un sédiment dominé par les graviers est identifié en début d'hiver 2013/2014. L'impact de la première série de tempête de fin décembre 2013 entraîne un apport de sédiment composé principalement de fractions supérieures à 2 mm. Le sédiment montre un très bon classement. Le retour des conditions de plus faible énergie en janvier 2014 est associé à un apport de sables grossiers lors de l'érosion de ce secteur. La deuxième série de tempêtes de février 2014 est associée à une érosion et un remaniement sédimentaire. Le sédiment est alors très hétérogène. Les fractions de sables grossiers et moyens sont majoritaires dans l'échantillon. Un apport en sédiment hétérogène mais majoritairement composé de fractions supérieures à 2mm s'opère avec le retour à des conditions plus calmes de la fin de période F1. Le début de la période F2 montre une stabilité morphologique de la section réfléchive. Cette stabilité est associée à une variabilité granulométrique. Le sédiment est dominé par les sables moyens lors de la baisse des conditions d'énergie au large. L'impact de la tempête d'août 2014 se traduit par une augmentation des sables très grossiers dans l'échantillon. Un tri granulométrique s'opère ensuite, les graviers deviennent majoritaires avec l'installation des conditions calmes jusqu'en septembre 2014. Un apport de sédiment composé de plusieurs fractions cibles est observé en fin de période F2 sur la partie supérieure réfléchive. La fraction en graviers diminue alors dans l'échantillon. La phase érosive de novembre 2014 entraîne un remaniement sédimentaire. Le sédiment est alors très hétérogène. Les

conditions hydrodynamiques du début d'année 2015 lors des marées de vive-eau exceptionnelles sont associées à un apport important de sables très grossiers dans l'échantillon. A la fin de la période hivernale 2014/2015 et au cours de la période F4, la nouvelle érosion de ce secteur du profil amène à un remaniement sédimentaire, celui-ci présentant une répartition granulométrique très hétérogène. **Les conditions de fortes agitations de l'hiver 2013/2014 entraîne un tri granulométrique en faveur des graviers, par le *swash* de haute énergie. Les phases d'érosion provoquent un remaniement sédimentaire. Le sédiment est alors très hétérogène, l'ensemble des fractions étant bien réparties. Avec les conditions de faible énergie, un nouveau tri granulométrique se met en place en faveur des graviers. Les apports éoliens sont marqués par des fractions plus fines. Les accrétions de la section réfléchive sont caractérisées par des fractions sédimentaires plus ciblées, en sables très grossiers et graviers.**

En bas de section réfléchive (P2S2), le sédiment est constitué de 70% de fraction supérieure à 1mm en début de période F1. Les tempêtes de décembre 2013 sont associées à une érosion est un recul de la rupture de pente. Le sédiment est alors constitué de fractions de sables très fins et moyens. Un sédiment graveleux est identifié en janvier 2014 avec des conditions de plus faible énergie. La deuxième série de tempêtes de février 2014 entraîne une nouvelle érosion mettant en avant un sable très grossier. En fin de période hivernale 2013/2014, un sédiment très bien classé, composé de sables fins à très fins, est observé. Cela est la conséquence du recul de la rupture de pente et d'une accrétion généralisée lors des conditions de plus faible énergie. Au cours de la période F2, la composition granulométrique est stable jusqu'en juillet 2014. Le point de prélèvement est alors localisé en bas de section réfléchive, composé de graviers. Les conditions de faible énergie se poursuivant au cours du mois de juillet entraînent un tri granulométrique. Les fractions supérieures à 1 mm constituent l'essentiel du sédiment en août 2014. Le retrait de la rupture de pente en fin de période F2 conduit à un prélèvement en section dissipative. Le sédiment est constitué d'une fraction inférieure à 250  $\mu\text{m}$ . Le faible pourcentage de fraction plus grossières (< 10 %) disparaît progressivement au cours de l'hiver 2014/2015 et le pourcentage de sables très fins augmente avec les marées de vive-eau exceptionnelles. Ceux-ci constituent alors plus de 85% de l'échantillon. **La répartition granulométrique au niveau de la rupture de pente est liée au mouvement de celle-ci. Ainsi, un sédiment composé de sables fins, caractéristique d'une section dissipative, alterne avec un sable composé principalement de graviers lorsque la rupture de pente avance. Suite à des phases d'érosions, des dépôts ponctuels caractérisés par des sédiments bien classés de type sables moyens ou sables très grossiers sont observés. Les variations d'énergie de l'hiver 2014/2015 impact peu la répartition granulométrique du sédiment. Un tri granulométrique s'opère lors des marées de vive-eau exceptionnelles et des conditions d'énergie modérées de l'hiver 2014/2015. Le pourcentage de sables très fins augmente alors dans le sédiment.**

Au niveau de la section dissipative du profil (P2S1), des sables fins et très fins sont observés en décembre 2013. La répartition granulométrique du sédiment est peu impactée par la première série de tempête de fin 2013. La fraction inférieure à 125  $\mu\text{m}$  diminue dans l'échantillon. Les conditions de plus faible agitation de janvier 2014 induisent cependant des changements de granulométrie. La fraction des sables très fins diminue fortement au profit d'un apport de fractions de sables moyens à très grossiers dans le sédiment. La deuxième série de tempête de février 2014 entraîne une érosion de la section dissipative. Le sédiment en présence reprend ses caractéristiques classiques, composé principalement de sables de granulométrie inférieurs à 250 $\mu\text{m}$ . La phase d'accrétion de la fin de la période F1 présente la même répartition granulométrique. La baisse des conditions d'énergie au large est associée à une augmentation des fractions granulométriques supérieures à 1mm. Avec l'installation continue des conditions de faible énergie et l'accrétion sédimentaire observée suite au coup de vent d'août 2014, un sable fin et très fin caractérise le sédiment. La fin de période F2 montre une baisse du pourcentage en sables fins au profit des fractions inférieure à 125  $\mu\text{m}$ . Excepté un léger apport ponctuel en graviers, l'augmentation des conditions d'énergie au cours de l'hiver 2014/2015 ne change pas la répartition granulométrique. La composition granulométrique est alors stable jusque la fin de la période de mesures. **Les variations granulométriques sur la section dissipative sont très faibles. Les phases les plus énergétiques sont associées à une augmentation des sables fins et une baisse des fractions inférieures à 125  $\mu\text{m}$  très fines. Lors des phases de stabilité morphologique et la baisse des conditions d'énergie après l'hiver 2013/2014, des apports ponctuels de fractions supérieures à 1 mm sont observés dans la matrice de sédiment dominée par les sables fins et très fins. Les conditions de faible énergie conduisent à un tri granulométrique, la fraction inférieure à 125  $\mu\text{m}$  représente l'essentiel de l'échantillon. Les niveaux d'eau associés aux marées de vive-eau exceptionnelles ont peu d'impact sur la section dissipative du profil P2.**

SUSCINIO - PROFIL 2 - from dec. 2013 to Apr. 2015

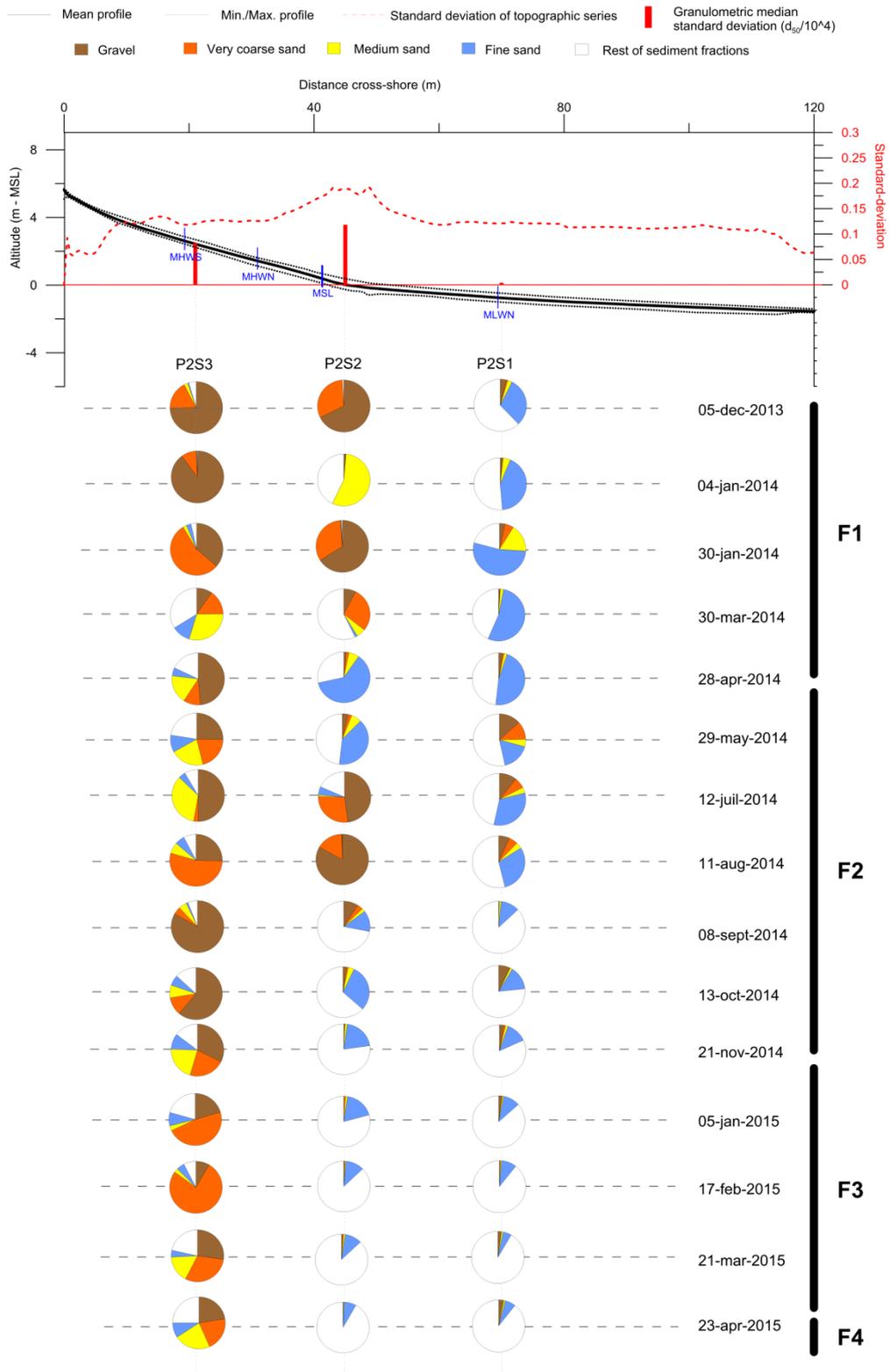


Figure 278. Variation des fractions granulométriques cibles sur le profil P2 de la plage de Suscinio entre décembre 2013 et avril 2015.

## ✓ Variabilité granulométrique au niveau du profil P5

Les variations de la médiane granulométrique au niveau du profil P5 présentent les mêmes tendances qu'en P2 et sont croissantes du haut vers le bas de la section réfléchive (Figure 279). Les amplitudes des variabilités de la médiane suivent celles de la variabilité topographique. Le point P5S3 est situé au niveau de PMVE et est principalement soumis aux processus de *swash* et de l'éolien. Le point P5S2 est localisé au niveau de la rupture de pente (niveau moyen de la mer), là où l'amplitude des variations topographiques est la plus forte. Le point de mesure en section dissipative (P5S1) présente une variabilité de la médiane très faible. Celui-ci est situé au-dessus du niveau du niveau de BMME. Ces deux derniers secteurs de mesures sont contrôlés par les processus hydrodynamiques liés aux vagues (*swash*, *surf* et *shoaling* dans une moindre mesure) en fonction des niveaux tidaux. L'impact éolien y est moindre.

En milieu de section réfléchive (P5S3), les premières tempêtes de l'hiver 2013/2014 sont associées à un apport de sédiments composés majoritairement de graviers. La baisse des conditions d'énergie en janvier 2014, associée à une érosion de la section réfléchive, entraîne l'apparition dans le sédiment d'une fraction de sable grossier. La proportion de graviers diminue. La deuxième série de tempêtes de février 2014 conduit à peu de changement dans la répartition granulométrique. La morphologie de ce secteur du profil est stable. Une accrétion généralisée d'un sédiment composé de sables grossiers (0.5-2 mm) et de fractions supérieures à 2 mm est identifié en fin de période F1. Au cours de la période F2 d'hydrodynamisme faible, un sédiment hétérogène est observé de juillet à septembre 2014. Un apport en sables très grossiers est détecté dans l'échantillon avec le retour des conditions plus énergétiques en fin de période F2 et correspond à la formation d'une berme de vive-eau. Cette berme est légèrement érodée au début de la période hivernale 2014/2015. Un sédiment hétérogène composé de sables de granulométrie inférieure à 2mm est observé. Les conditions d'énergie modérée au large et les niveaux d'eau exceptionnels des marées de février 2015 sont associées à une augmentation des sables grossiers dans l'échantillon. La berme est totalement érodée. La baisse de l'énergie des vagues en fin de période F3 et lors de la période F4 est associée à une stabilité de la morphologie de la section réfléchive et conduit une augmentation des sables fins dans le sédiment. Le sable très hétérogène voit sa fraction en sables grossiers diminuer progressivement. **Une uniformité sédimentaire de la section réfléchive du profil P5 est observée suite à la première série de tempête de l'hiver 2013/2014. Un dépôt constitué de sables hétérogènes s'opère du bas vers le haut de la section réfléchive. La baisse des conditions d'énergie entraîne un tri granulométrique par le *swash* et en faveur des fractions de granulométrie supérieure à 2mm. Un sédiment dominé par les sables très grossiers forme une berme de vive-eau lors de la baisse des conditions énergétiques. Un tri granulométrique s'opère par le *swash* lors des niveaux de PM. Les phases de stabilité morphologique sont associées à un sédiment très hétérogène.**

En bas de la section réfléchive (P5S2), proche de la rupture de pente, un sédiment très bien classé est régulièrement observé. Un sédiment constitué de graviers et de sables très grossiers est identifié en début de l'hiver 2013/2014. Ce sédiment a une composition uniforme sur l'ensemble de la section réfléchive. Un changement total de granulométrie est observé suite aux premières tempêtes de décembre 2013, conséquence du recul de la rupture de pente. Un sédiment typique de la section dissipative est alors observé, composé de sables fins et très fins. Un placage de sédiment très grossier mélangé à des graviers est détecté au cours du mois de janvier 2014. Un tri granulométrique s'opère ensuite avec la deuxième série de tempêtes de la période F1. La répartition granulométrique est alors dominée par les graviers. Celle-ci est stable avec la baisse de conditions d'énergie jusqu'en juillet 2014. Un apport en sables très grossiers est observé au milieu de l'été 2014, le pourcentage de graviers est alors moindre dans le sédiment. La phase érosive de la section réfléchive inférieure en août et septembre 2014 est associée à un sédiment plus hétérogène. La fraction de sables fins augmente avec la baisse d'énergie des vagues. En fin de période F2, un sédiment dominé par les graviers est de nouveau identifié sur cette section du profil stable morphologiquement. Au cours de la période F3, les marées de vive-eau exceptionnelles de février 2015 conduisent à un apport en sables fins dans le sédiment. Bien que ce secteur soit stable morphologiquement au cours du mois de mars 2015, un remaniement sédimentaire se produit et le sédiment est alors assez hétérogène. **Les variations de la composition granulométrique du sédiment en bas de section réfléchive sont modulées par l'avancée et le recul de la rupture de pente. Ainsi, un sédiment composé de sables fins et très fins est observé, typique de la section dissipative, lors du recul vers le littoral de la rupture de pente lors des conditions de haute énergie. Avec la baisse des conditions d'agitation, un apport en sables mixtes très grossiers et graviers est observé associé à un tri granulométrique en faveur des graviers. Le sédiment est alors très bien classé. Les sables très grossiers sont transportés sous l'action des mouvements d'eau de plus faible énergie (déferlement, *shoaling* et *swash*) ou infiltrés vers le bas de la couche sédimentaire par gravité. Les coups de vent ponctuels conduisant à des phases érosives entraînent un remaniement sédimentaire qui se traduit par une composition plus hétérogène. La proportion de sables fins et très fins augmente dans le sédiment lors des marées de vive-eau exceptionnelles.**

Au niveau de la section dissipative (P5S1), par rapport à la section dissipative du profil P2, des inclusions de particules plus grossières sont observées dans une matrice sédimentaire composée de sables fins et très fins. En début de période F1, les fractions inférieures à 250 µm composent l'essentiel du sédiment avec un faible pourcentage de fractions grossières. La première série de tempête induit une perte des sables très fins et un apport en sables moyens, potentiellement depuis la section réfléchive. Les conditions plus calmes en janvier 2014 entraînent un retour à un sédiment de composition plus classique très bien classé et constitué de sables fins et très fins. Un apport en graviers dans le

sédiment est observé sur la deuxième série de tempêtes de l'hiver 2013/2014. L'accrétion sédimentaire au niveau de la section dissipative en fin de période F1 est caractérisée par un sédiment constitué de fractions inférieures à 250  $\mu\text{m}$ . Les phases de dépôt et d'érosion successives de l'été 2014 mettent en évidence un sable plus hétérogène. Le pourcentage de particules de granulométrie supérieure à 500  $\mu\text{m}$  atteint 20%. Des apports en graviers dans l'échantillon sont également observés jusque la fin de la période F2. A partir de novembre 2014, la répartition granulométrique est relativement stable, le pourcentage de graviers dans le sédiment est réduit. L'augmentation de conditions d'énergie et les marées de vive-eau exceptionnelles entraînent une diminution du pourcentage de sables fins. La baisse des conditions d'énergie en fin de période F3 et en début de période F4 est associée à un retour des sables très fins et une augmentation de la fraction en graviers dans l'échantillon. **Le pourcentage de la fraction en sables très fins est la plus variable dans le sédiment de la section dissipative. Lors des périodes de forte énergie, des apports dans l'échantillon de sables moyens et de graviers sont observés, probablement transportés depuis la partie réfléchive par les courants de retour et le pourcentage de sables fins diminue alors. Lors des périodes d'agitation plus modérées, une érosion ou une accrétion de la section dissipative met en avant un sédiment plus hétérogène où les fractions supérieures à 1 mm sont plus présentes. Lors des périodes de stabilité morphologique, un tri granulométrique en faveur des fractions les plus fines s'opère.**

SUSCINIO - PROFILE 5 - from dec. 2013 to Apr. 2015

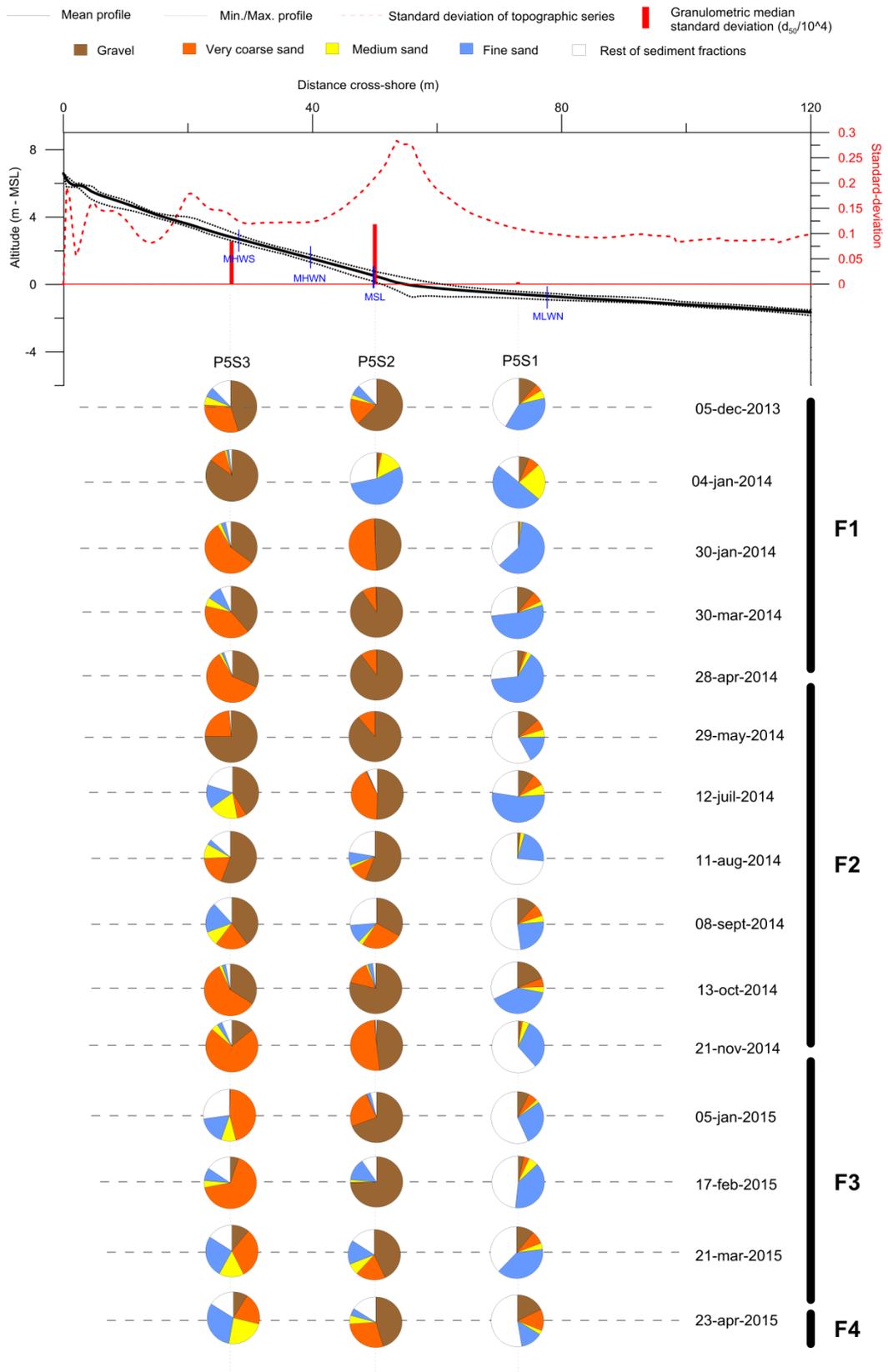


Figure 279. Variation des fractions granulométriques cibles sur le profil P5 de la plage de Suscinio entre décembre 2013 et avril 2015.

## ✓ Variabilité granulométrique au niveau du profil P8

Un seul point a été échantillonné sur la section réfléchive du profil P8 (Figure 280). Le point P8S3 est localisé entre les niveaux de PMVE et PMME, l'altitude de la rupture de pente étant plus haute sur ce profil et l'extension de la section réfléchive plus réduite. Le point P5S2 se situe juste au-dessus du niveau moyen des mers et après la rupture de pente, très mobile sur ce secteur de la plage. Ces deux points présentent des variabilités de médiane granulométrique relativement proche, car tous les deux potentiellement impactés par les mouvements de la rupture de pente. Enfin, le point localisé en milieu de section dissipative présente la variabilité de médiane granulométrique la plus faible comme sur les autres secteurs de faible pente de la plage. Ces secteurs d'échantillonnage sont soumis aux processus hydrodynamiques des vagues (*surf*, *swash* et *shoaling* pour les points les plus en aval). Les processus de transport éolien entrent également en compte notamment pour le point le plus haut du profil.

En milieu de section réfléchive (P8S3), un sédiment composé principalement de sables moyens à très grossiers est identifié en début d'hiver 2013/2014. Les conditions hydrodynamiques extrêmes des tempêtes de fin décembre 2013 entraînent un apport en graviers dans le sédiment lors de l'accrétion du profil. Lors de la phase d'érosion observée avec la baisse des conditions d'énergie en janvier 2014, un sédiment principalement composé de graviers est observé. La phase d'érosion se poursuit d'amplitude plus faible lors de la deuxième série de tempêtes de la période F1. Un remaniement sédimentaire conduisant à un sédiment hétérogène est alors détecté. Toutes les fractions cibles sont présentes dans le sédiment. Une répartition granulométrique relativement stable et hétérogène est observée jusqu'en milieu de période F2, ce secteur du profil est relativement stable ou en légère accrétion en juillet 2014. Les fractions de granulométries supérieures à 1 mm sont majoritaires dans le sédiment. Une disparition des fractions inférieures à 500  $\mu\text{m}$  est observée en août 2014 avec l'augmentation ponctuelle des conditions d'énergie. La fin de la période F2 est caractérisée par un sédiment hétérogène qui est cohérent avec la composition granulométrique observée dans le cas des autres phases de stabilité morphologique ou d'accrétion. La quantité de graviers baisse cependant progressivement jusqu'en octobre 2013 au profit de sables grossiers. Au cours de l'hiver 2014/2015, bien que les variations topographiques de la section réfléchive du profil soient faibles, l'augmentation des conditions d'énergie induit un retour des fractions supérieures à 2 mm jusqu'en janvier 2015. Les marées de vive-eau exceptionnelles de février et mars 2015 sont associées à une baisse de la fraction de gravier et une hétérogénéité du sédiment plus importante. Les dépôts sédimentaires du début de la période F4 sont caractérisés par un sédiment de granulométrie inférieure à 2 mm. **Lors des phases de haute énergie et de l'érosion de la section réfléchive, un remaniement sédimentaire se produit et le sédiment, dominé par les sables très grossiers, est très hétérogène. Un sédiment très bien classé et constitué de fractions supérieures à 1mm est détecté entre les séries de tempêtes de l'hiver 2013/2014.**

**Il peut s'agir d'une couche sous-jacente mise à nu lors de l'érosion de la couche supérieure ou d'un tri granulométrique en faveur de graviers lors du remaniement sédimentaire. Lors de la mise en place des conditions de faible énergie, une stabilité morphologique est observée. Le sédiment présente alors une répartition granulométrique relativement stable et dominée par les fractions de granulométrie supérieure à 1 mm. Un tri granulométrique en faveur des graviers s'opère ponctuellement lors des phases de stabilité morphologique et des conditions hydrodynamiques plus fortes.**

En début de section dissipative (P8S2), sables fins et très fins composent majoritairement le sédiment en début de période F1. Des fractions grossières et des graviers sont également identifiés en raison de la proximité de la rupture de pente. Suite à la première série de tempête de l'hiver 2013/2014, la fraction de sables fins et très fins diminue au profit des sables très grossiers et moyens. La rupture de pente est marquée par des fractions plus grossières associée à une érosion de ce secteur. Ces fractions peuvent alors être transportées vers la section dissipative. La baisse des conditions d'énergie en janvier 2014 est associée à un recul important de la rupture de pente. Le point d'échantillonnage a été réalisé en bas de la section réfléchive et met en avant un sédiment bien classé, composé de fractions de granulométrie supérieure à 1mm. Suite à la deuxième série de tempêtes de l'hiver, un sédiment de composition proche de celle de début janvier 2014 est observé. En fin de période F1 un dépôt de sables moyens se produit en début de section dissipative. Les conditions calmes de l'été 2014 et la stabilité de la morphologie de la section dissipative sont associées à une répartition sédimentaire relativement constante. Sables fins et très fins augmentent dans le sédiment jusqu'en septembre 2014. Le retour des conditions de plus forte énergie en début d'hiver 2014/2015 entraîne une augmentation des sables moyens lors de l'accrétion sédimentaire de la rupture de pente. Une augmentation de la fraction en sables très fins est observée lors des marées de vive-eau exceptionnelles de février et mars 2015. **Lors des phases de plus haute énergie, des apports en sables grossiers et graviers depuis la section réfléchive sont observés. Avec la baisse ponctuelle d'énergie entre les deux séries de tempêtes de l'hiver 2013/2014, un dépôt de sables moyens se produit. La proximité de la rupture de pente influence directement la composition granulométrique. Plus nous nous éloignons de celle-ci, plus les fractions de granulométrie supérieure à 500 µm sont absentes. Sables fins et très fins augmentent dans le sédiment avec les conditions de faible énergie et lors des marées de vive-eau exceptionnelles. Les variations de la répartition granulométrique du profil P8 sont plus complexes que sur les autres parties de la plage. Un sédiment hétérogène composé de fractions supérieures à 500 µm domine la section réfléchive.**

En milieu de section dissipative (P8S1), un sédiment très hétérogène est observé en début de période F1, constitué principalement de fractions inférieures à 2 mm. Les premières tempêtes de l'hiver 2013/2014 ont peu d'impact sur la composition granulométrique du sédiment. Le pourcentage de sables fins augmente et les sables très

grossiers sont en proportions réduites. Un tri granulométrique important est observé avec la baisse des conditions d'énergie en janvier 2014, sans variations topographiques particulières. Le sédiment est alors principalement composé de sables très fins. Il peut s'agir d'un placage surfacique de faible épaisseur ou d'une remise en suspension locale de la couche sédimentaire, les grains les plus grossiers se déposant en premier et étant recouvert par les fractions le plus fines (différence de vitesse de chute). Un changement de répartition granulométrique est observé suite à la deuxième série de tempêtes de février 2014. Le sédiment redevient très hétérogène et les fractions supérieures à 1 mm sont en quantité plus importante que suite aux conditions énergétiques extrêmes de décembre 2013. Une augmentation de la proportion en sables fins est ensuite associée au dépôt sédimentaire lui-même lié à la baisse d'énergie en fin de la période F1. Une augmentation progressive du pourcentage en sables fins et très fins dans l'échantillon est observée avec l'installation et le maintien des conditions calmes de la période F2. Le coup de vent d'août 2014 ne modifie pas la répartition granulométrique au niveau de la section dissipative. La topographie du bas d'estran est stable. Le retour des conditions de plus haute énergie en début d'hiver 2014/2015 se traduit par un placage sédimentaire constitué d'un sable hétérogène de granulométrie inférieure à 1 mm sur la section dissipative. Une alternance de sables fins et très fins et de sédiments plus hétérogènes est observée lors de la période F3 bien que cette section du profil ne présente pas de variations altimétriques. Les marées de vive-eau exceptionnelles de février 2015 et une énergie plus élevée entraînent un apport en fractions plus grossières dans le sédiment, probablement depuis la section réfléchive amont. Une augmentation des fractions inférieures à 250  $\mu\text{m}$  est associée au retour à des conditions calmes lors de la deuxième vive-eau exceptionnelle. Les sables très fins disparaissent du sédiment lors de la période F4. **La variabilité de la répartition granulométrique en milieu de section dissipative est relativement faible comparée aux autres secteurs du profil P8. Les conditions de forte énergie entraînent une hétérogénéité du sédiment et un apport en fractions supérieures à 1mm dans le sédiment, potentiellement transportées depuis la section réfléchive. Un placage sédimentaire constitué de fractions inférieures à 250  $\mu\text{m}$  est observé entre les deux séries de tempêtes extrêmes lors de l'hiver 2013/2014. Avec la baisse des conditions d'énergie et l'installation de conditions de faible agitation, un tri granulométrique s'opère en faveur des fractions les plus fines.**

SUSCINIO - PROFIL 8 - from dec. 2013 to Apr. 2015

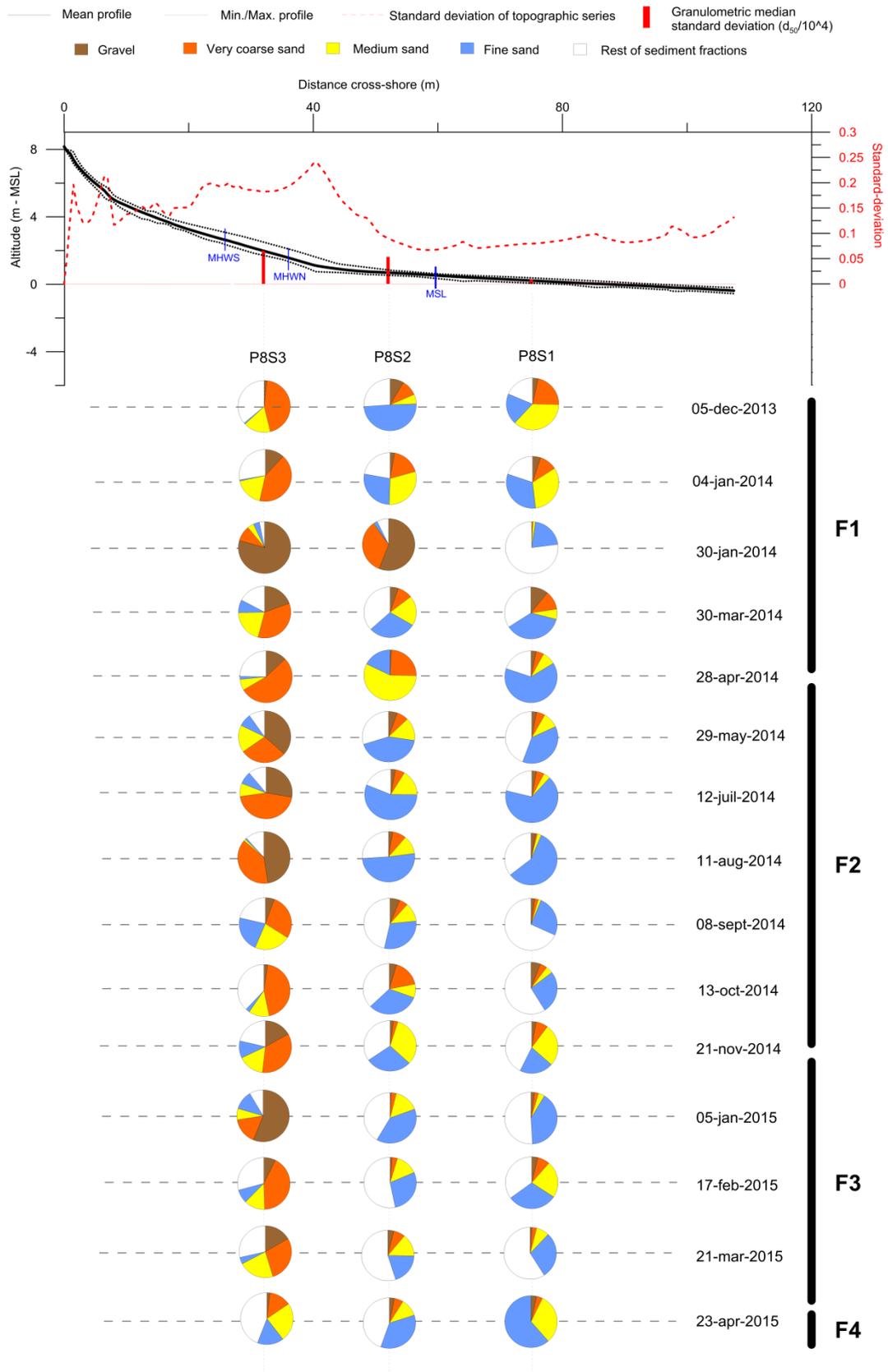


Figure 280. Variation des fractions granulométriques cibles sur le profil P8 de la plage de Suscinio entre décembre 2013 et avril 2015.

### VI.A.3.b. Variation des médianes granulométriques

L'étude des variations de la médiane granulométrique du sédiment permet de relier les variations de granulométrie du sédiment et la hauteur significative (Hs99%) au large (Figure 253). Nous nous intéressons ici aux variations de granulométrie des sections dissipatives (point S1) et réfléchives de la plage (points S3) autour du niveau de PMME au niveau des trois profils suivis. Les tendances générales des changements de granulométrie de la plage sont caractérisées par la moyenne des variations de la médiane des échantillons des sections réfléchives et dissipatives.

A l'entrée de l'hiver 2013/2014, une augmentation de la médiane granulométrique est observée en section réfléchive de la plage suite à la première série de tempête de décembre 2014. La section dissipative présente quant à elle une relative stabilité granulométrique. La baisse de conditions d'énergie entre les deux séries de tempêtes se traduit par une diminution généralisée de la granulométrie en section réfléchive et dissipative de la plage. Cette tendance se poursuit lors des tempêtes de février 2014, bien que la section dissipative montre une légère hausse de sa médiane (excepté pour le profil P2). Cette variation est potentiellement induite par un apport des fractions depuis la section réfléchive par les courants de compensation au déferlement ou par le *swash*. La baisse des conditions d'énergie se traduit par une remontée de la médiane granulométrique jusqu'en juin 2014. Le maintien des conditions de faible énergie au cours de l'été 2014 induit une diminution progressive de la granulométrie en section dissipative et une alternance en section réfléchive. La variation médiane granulométrique des sections latérales montre une tendance légère à la hausse au cours de cette période. La variabilité de la médiane granulométrique moyenne de la plage est relativement stable. Le retour des conditions de plus forte énergie en début d'hiver 2013/2014 est associé à une baisse de la granulométrie sur la section réfléchive et une augmentation en section dissipative. Un remaniement de la couche sédimentaire de la section réfléchive amène à un sédiment plus hétérogène. La suite de l'hiver est caractérisée par une baisse généralisée de la granulométrie lors des marées de vive-eau exceptionnelles et des conditions d'énergie décroissantes.

**Les tendances granulométriques générales de la plage sont fortement impactées par les variations de la médiane de la section réfléchive. La section dissipative est caractérisée par une médiane granulométrique relativement stable. Des apports en sédiments plus grossiers sont observés lors des épisodes ponctuels de haute énergie. Au niveau de la section réfléchive, trois phases sont observées suivant des conditions d'agitation au large. Lors de la première série de tempête de l'hiver 2013/2014, une augmentation ponctuelle de la granulométrie est observée, liée à des apports en sédiment. Lors des conditions d'énergie modérée et haute, une érosion de la section réfléchive est constatée et une décroissance de la granulométrie est détectée. Une remise en suspension d'une large couche de sédiment induit un remaniement en faveur des fractions plus grossières et**

**conduit à un sédiment très hétérogène. Lors des phases de basse énergie, une augmentation de la médiane est identifiée bien qu'une variabilité forte soit observée. Un processus de tri granulométrique est alors privilégié. Les sédiments fins sont déplacés par transport *longshore* et *cross-shore*, ou par infiltration dans les sous-couches par le *swash*. La déflation est également un facteur essentiel. Les marées de vive-eau exceptionnelles conduisent à une baisse généralisée de la médiane sur la section réfléchive.**

L'analyse des corrélations des variations granulométriques montre des corrélations négatives ( $R^2 < -0.5$ ) entre les zones latérales de la plage (Figure 282). Une dynamique inverse est observée entre la section dissipative occidentale (P2) et la section dissipative du profil P8. Une augmentation de la granulométrie sur l'une des sections s'accompagne d'une baisse sur l'autre. L'analyse intra-profil, montre une relation inverse entre la section réfléchive du profil P8 et le début de section dissipative. C'est également le cas pour le profil P2. En effet, lors de conditions de forte agitation un apport de sédiments grossiers depuis la section réfléchive vers la section dissipative est possible par les courants de retours en compensation du déferlement. Le remaniement de la couche sédimentaire de la section réfléchive induit une baisse de granulométrie tandis que celle de la section dissipative augmente.

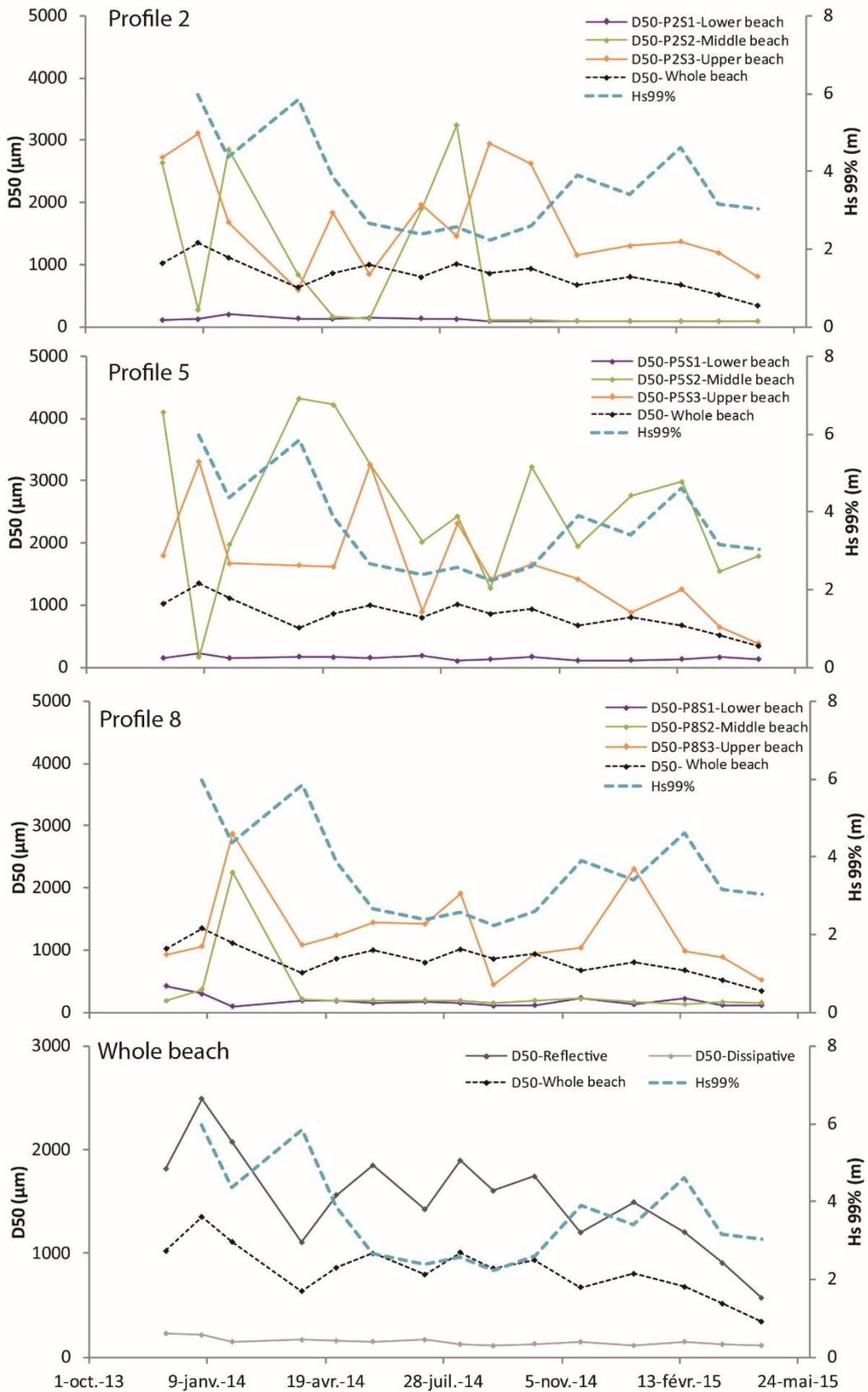


Figure 281. Variation des médianes granulométriques pour les profils P2, P4 et P6 par secteurs et pour la médiane moyenne de la section réfective de la plage de Suscinio - Superposition de la variation du Hs99%

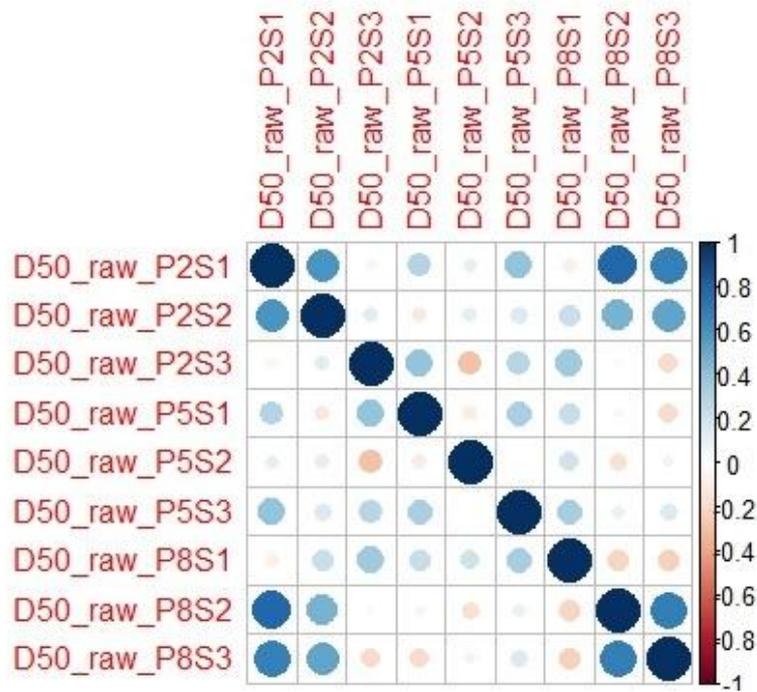


Figure 282. Corrélations des variations de la médiane granulométrique entre les différents échantillons (série continue) prélevés sur la plage de Suscinio.

#### VI.A.4. Discussion autour de la dynamique morpho-sédimentaire de la plage de Suscinio

Une analyse statistique par corrélation multicritères (conditions de vagues et d'énergie au large) est proposée afin d'explorer les facteurs contrôlant la dynamique morpho-sédimentaire de la plage (par secteurs et par profils) de Suscinio. Comme pour les autres sites d'étude, les quatre variables étudiées sont les suivantes : le 99<sup>ème</sup> percentile de la hauteur significative ( $H_{s99\%}$ ), la valeur maximale de la hauteur significative ( $H_{smax}$ ), l'énergie cumulée (Powcum) et l'énergie moyenne (Powmean) au large entre deux levés topographiques.

##### VI.A.4.a. Dynamique sectorielle des profils

Des corrélations sont détectées entre les variations verticales maximales (MVV) par secteur des profils de la plage Pénestin et les variations des paramètres hydrodynamiques sélectionnés (Figure 283). A partir de ces corrélations, les relations entre les MVV et ces paramètres sont proposées pour les corrélations supérieures à 0.5 (Tableau 29). Les meilleurs taux de corrélation sont identifiés pour les valeurs représentatives des conditions d'énergie  $H_{smax}$  et  $H_{s99\%}$ . Les MVV des secteurs du pied de dune de Penvins (P8) et de Beg-Lann (P1) montrent un lien ( $R^2 = 0.52$ ) avec les conditions de vagues au large. Une variabilité de topographie plus importante au niveau du pied de digue du profil P9 est liée à une augmentation de la hauteur significative maximale au large (ainsi qu'à la puissance cumulée des vagues et moyenne sur la période précédant le levé). Seules les variations du profil P2 sont en lien avec la hauteur des vagues au large. La corrélation est maximale avec l'énergie

cumulée des vagues ( $R^2 = 0.7$ ). Excepté pour le profil P8, localisé à proximité de la digue et en arrière d'un large platier rocheux intertidal, les secteurs de la rupture de pente (secteur C - B pour P9) sont corrélés avec le Hsmax et le Hs99%. Une corrélation moins bonne ( $0.47 < R^2 < 0.52$ ) est observée sur le secteur de la paléo-vallée (P3). Les variations des sections latérales de la plage (P1, P2 et P9) montrent une bonne corrélation avec l'hydrodynamisme au large. Les corrélations avec la puissance des vagues moyennes concernent principalement ces mêmes secteurs de la plage. Au niveau de la section dissipative (secteurs D – C pour le profil P9), les profils de la section occidentale de la plage ainsi que le profil P7 montrent des corrélations correctes avec les paramètres de hauteur de vague au large. Les MVV du profil P9 sont les mieux corrélées avec la Hsmax.

**Au cours de la période de mesures de décembre 2013 à mai 2015, les MVV des secteurs du pied de dune au niveau de Penvins et de Beg-Lann sont corrélées avec le paramètre statistique Hsmax. En effet, une érosion du front dunaire et de la partie supérieure réfléchive de ces sections de la plage est observée lors des périodes de forte agitation. Les amplitudes de variations d'altitude au niveau de la rupture de pente sont fortement corrélées à celles de Hs au large. Seul le profil P8 ne montre aucun lien avec les conditions de vagues au large. L'impact du platier rocheux intertidal ainsi que sa localisation à proximité de la digue peut induire une complexité de l'hydrodynamisme locale (réflexion/diffraction des vagues, canalisation des écoulements). En effet, la rupture de pente est localisée en amont du niveau moyen de la mer contrairement aux autres parties de la plage (rupture de pente localisée autour du niveau moyen). Cette hypothèse est valable également pour l'explication de la moins bonne corrélation observée en P3 (paléo-vallée). La rupture de pente se situe plus bas que le niveau moyen de la mer et la section réfléchive est très étendue. Leurs dynamiques sont potentiellement modifiées par ces morphologies différentes. D'une manière générale, les amplitudes des variations topographiques des sections orientales et occidentales de la plage sont fortement influencées par les changements de la hauteur significative des vagues au large. Ainsi, une élévation de la hauteur significative au large entraînera un battement plus important sur ces sections de la plage.**

Le Tableau 29 détaille les relations entre les variations verticales d'altitude et les différents paramètres représentatifs de l'hydrodynamisme pour des corrélations supérieures à 0.5. Pour une même hauteur significative des vagues sur le profil, le secteur de la rupture de pente montrera des variations topographiques plus importantes qu'au niveau de la section réfléchive amont. Une hauteur de vague au large plus élevée est nécessaire pour générer des variations topographiques plus fortes en section dissipative.

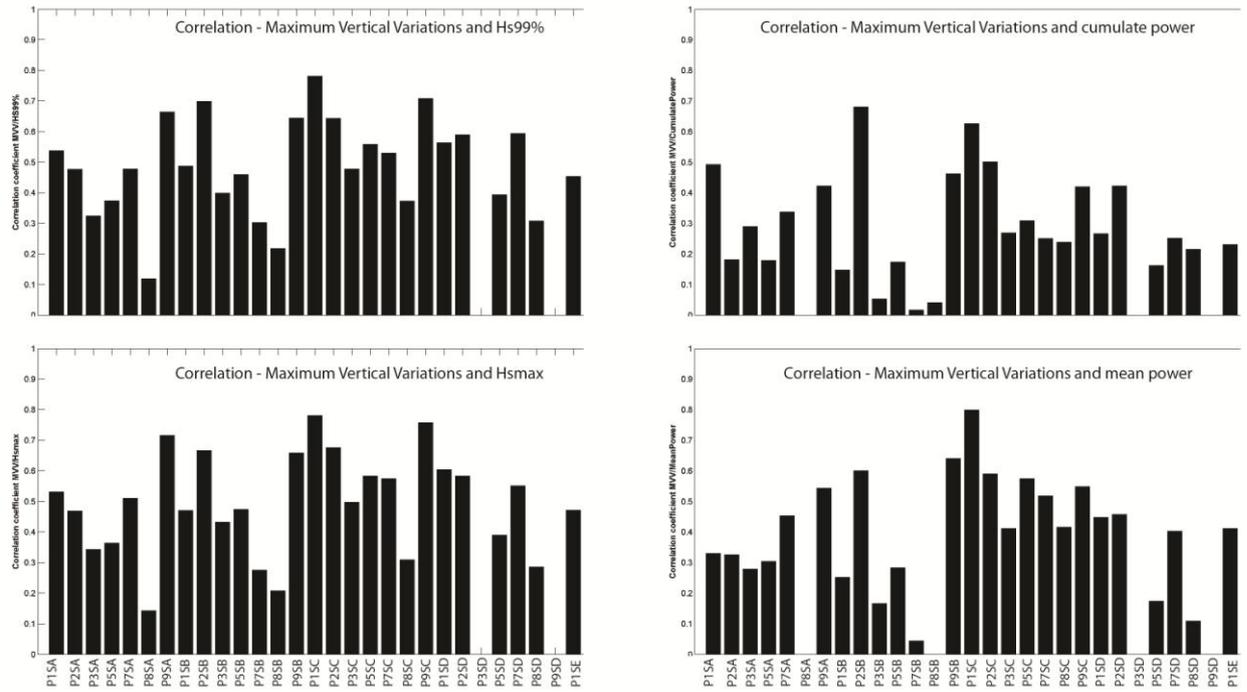


Figure 283. Corrélation des MVV par secteurs des profils de la plage de Suscinio avec les paramètres de hauteurs de vague au large Hs99% et Hsmax ainsi que l'énergie des vagues cumulée et moyenne entre les levés topographiques.

Profile ID	Profile sector	Average MVV	Relation Hs99%	Relation Hsmax	Relation Powmean
Profile P1	A	0,20	$MVV=0,029*Hs99+0,09$	$MVV=0,023*Hsmax+0,1$	-
	B	0,20	$MVV=0,016*Hs99+0,15$	-	-
	C	0,16	$MVV=0,06*Hs99-0,05$	$MVV=0,045*Hsmax-0,03$	$MVV=0,016*(Powmean/10000)+0,08$
	D	0,12	$MVV=0,013*Hs99+0,07$	$MVV=0,013*Hsmax+0,06$	-
	E	0,10	-	-	-
Profile P2	A	0,11	-	-	-
	B	0,21	$MVV=0,051*Hs99+0,03$	$MVV=0,036*Hsmax+0,06$	$MVV=0,013*(Powmean/10000)+0,15$
	C	0,30	$MVV=0,06*Hs99+0,08$	$MVV=0,051*Hsmax+0,08$	$MVV=0,017*(Powmean/10000)+0,21$
	D	0,14	$MVV=0,035*Hs99-0,02$	$MVV=0,027*Hsmax+0,03$	-
Profile P3	A	0,17	-	-	-
	B	0,29	-	-	-
	C	0,33	-	-	-
Profile P5	A	0,25	-	-	-
	B	0,24	-	-	-
	C	0,34	$MVV=0,087*Hsmax+0,02$	$MVV=0,071*Hsmax+0,04$	$MVV=0,026*(Powmean/10000)+0,21$
	D	0,16	-	-	-
Profile P7	A	0,17	-	$MVV=0,02*Hsmax+0,08$	-
	B	0,16	-	-	-
	C	0,29	$MVV=0,048*Hs99+0,11$	$MVV=0,044*Hsmax+0,1$	$MVV=0,016*(Powmean/10000)+0,21$
	D	0,13	$MVV=0,033*Hs99+0,01$	$MVV=0,022*Hsmax+0,03$	-
Profile P8	A	0,27	-	-	-
	B	0,18	-	-	-
	C	0,30	-	-	-
	D	0,14	-	-	-
Profile P9	A	0,26	$MVV=0,085*Hs99-0,05$	$MVV=0,072*Hsmax-0,04$	-
	B	0,27	$MVV=0,088*Hs99-0,05$	$MVV=0,069*Hsmax-0,02$	$MVV=0,024*(Powmean/10000)+0,07$
	C	0,14	$MVV=0,032*Hs99+0,02$	$MVV=0,028*Hsmax+0,02$	$MVV=0,007*(Powmean/10000)+0,11$

Tableau 29. Moyennes des variations verticales maximales MVV) par secteurs de profils et relations entre les MVV, Hs99% et l'énergie moyenne entre levés topographique (la relation est établie pour les différentes parties de la plage de Suscinio dont le coefficient de corrélation est supérieur à 0.5).

VI.A.4.b. Dynamique sédimentaire

Trois approches sont proposées afin d'observer le lien entre les variations granulométriques de la plage de Suscinio et les conditions hydrodynamiques au large (moyenne de la puissance des vagues cumulée de 1 à 30 jours avant le relevé) : i) variations

de la médiane, ii) analyse des variations des fractions sédimentaires inférieures à 250  $\mu\text{m}$  et iii) analyse des variations des fractions supérieures à 2 mm (Figure 284).

Des corrélations moyennes ( $0.5 < R^2 < 0.7$ ) apparaissent entre les variations de la médiane granulométrique et la puissance des vagues au large sur la partie centrale de la plage. Une corrélation négative est observée en milieu de section réfléchive et au niveau de la section dissipative. La corrélation décroît pour une énergie cumulée au-delà de 15 jours. Une interaction positive est observée par contre au niveau de la rupture de pente du centre de la plage (P5), la corrélation la plus forte est obtenue avec l'énergie cumulée 15 à 20 jours avant l'échantillonnage. Une corrélation négative entre l'énergie cumulée des vagues sur les 30 derniers jours et la médiane granulométrique apparaît également en milieu de zone dissipative (S1) de la partie Ouest de la plage et en début de zone dissipative (S2) de la partie est.

En ce qui concerne les variations des fractions inférieures à 250  $\mu\text{m}$ , des valeurs de corrélation plus fortes ( $R^2 > 0.8$ ) sont observées et au niveau du début de section dissipative à Penvins (Est de la plage). Une augmentation de la fraction de sables fins et très fins est associée à une baisse de l'énergie au niveau de la rupture de pente du centre de la plage (P5). La corrélation maximale est observée avec les conditions d'énergie de la journée précédente. Une dynamique inverse est observée au début de section dissipative à l'Est (P8). La valeur de corrélation augmente jusqu'à atteindre un maximum ( $R^2 > 0.9$ ) avec l'énergie cumulée 30 jours avant le prélèvement. Des corrélations positives moins bonnes sont calculées sur les sections réfléchives de la plage (S3). Concernant les variations des fractions supérieures à 2 mm, des corrélations significatives ( $R^2 > 0.5$ ) sont observées avec l'énergie cumulée de 15 à 30 jours avant la mesure en section réfléchive de la partie centrale de la plage. Le pourcentage de graviers de la section dissipative orientale de la plage augmente dans l'échantillon lorsque le 99ème percentile de la hauteur significative augmente au large. Cela laisse présager un transfert de particules plus grossières de la section réfléchive vers la section dissipative lors des épisodes de tempête. Une corrélation inverse apparaît sur la section dissipative de Penvins.

**Les variations granulométriques en section centrale de la plage de Suscinio présentent un lien direct avec les conditions hydrodynamiques au large. Une baisse de la médiane granulométrique apparaît en section réfléchive et en section dissipative avec l'augmentation des conditions énergétiques. En revanche, une augmentation de la médiane est observée au niveau de la rupture de pente, les fractions inférieures à 250  $\mu\text{m}$  sont moins importantes et le pourcentage de graviers augmente dans le sédiment. Les variations de granulométrie sur les sections latérales de la plage sont moins bien corrélées avec les conditions d'énergie au large et particulièrement celles de la zone orientale de la plage. Nous pouvons noter d'une manière générale que l'augmentation des conditions hydrodynamiques est associée à une baisse de la médiane en section réfléchive. Un**

remaniement de la couche de surface peut se produire et la répartition granulométrique hétérogène entraîne alors une baisse de la médiane. Les corrélations maximales apparaissent avec l'énergie cumulée des vagues entre 15 et 30 jours avant l'échantillonnage.

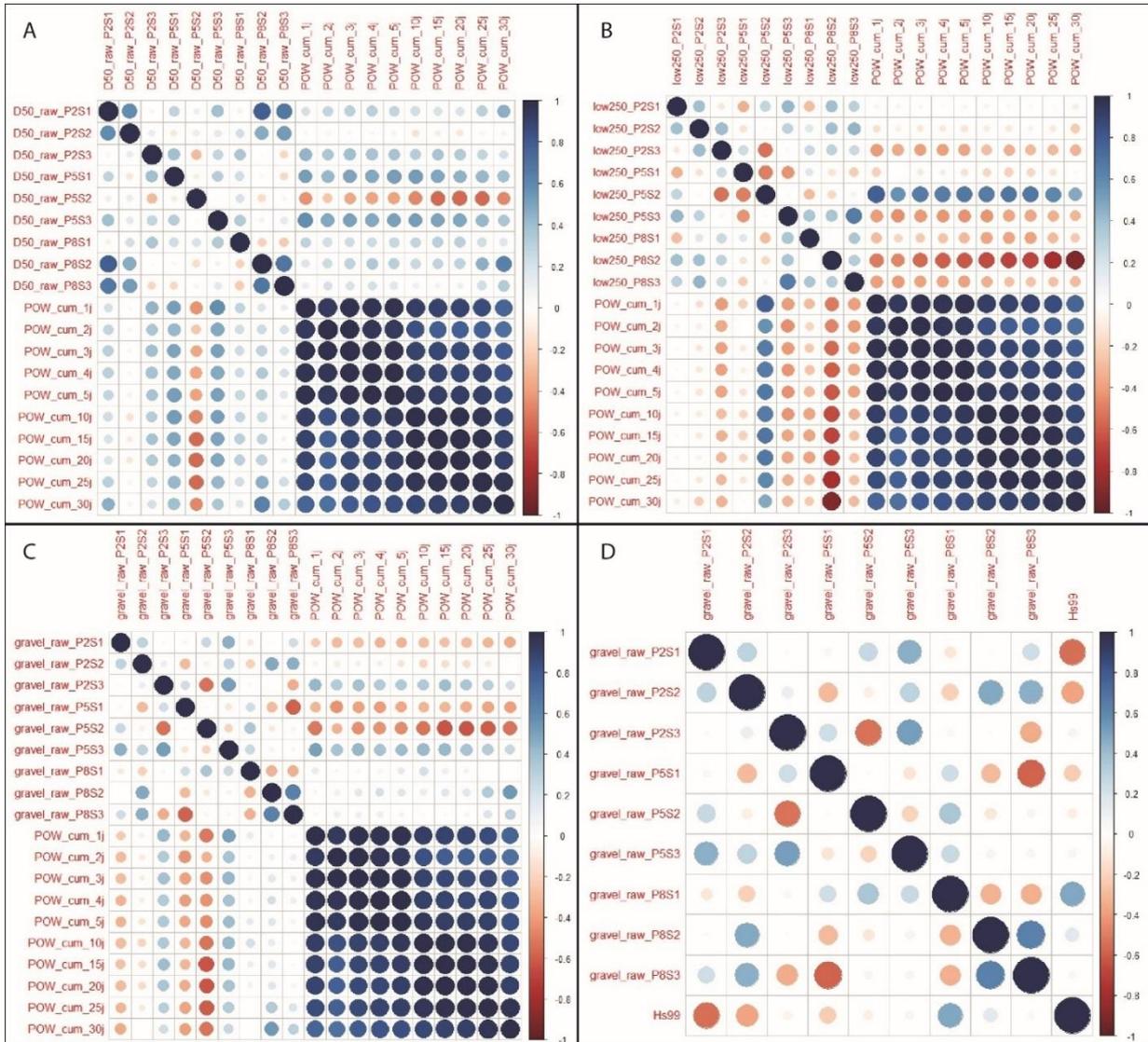


Figure 284. Corrélations multiples entre les différentes valeurs représentatives des variations de la granulométrie des sections réfléchissantes et dissipatives des profils P2, P4 et P6 de la plage de Suscinio et les différents paramètres caractéristiques de l'hydrodynamisme au large - A. Corrélations des variations de la médiane granulométrique et de l'énergie cumulée des vagues entre chaque prélèvement ; B. Corrélations des variations des fractions granulométriques inférieures à 250  $\mu$ m et de l'énergie cumulée des vagues entre chaque prélèvement ; C. Corrélations des variations des fractions granulométriques supérieures à 2 mm et de l'énergie cumulée des vagues entre chaque prélèvement ; D. Corrélations des variations des fractions granulométriques supérieures à 2 mm et du percentile 99% de la hauteur des vagues entre chaque prélèvement.

#### VI.A.4.c. Dynamique générale de la plage de Suscinio

Les relations entre les variations volumiques, les changements de surface de l'enveloppe mobile et les positions de la rupture de pente et les quatre paramètres représentatifs de l'hydrodynamisme au large sont discutés.

##### ✓ Paramètres hydrodynamiques VS variations volumétriques par profil

Des corrélations négatives sont observées entre les paramètres des vagues et l'énergie au large et les variations de volume sédimentaire sur la plage (Figure 285). Les changements volumiques des profils P8 et P3 ne présente cependant pas d'interaction avec l'hydrodynamisme au large contrairement à la partie centrale. Les variations volumiques du centre de la plage sont corrélées à plus de 60 % avec les variations d'énergie moyennes au large ( $R^2 = 0.8$  en P7). **Une augmentation de l'énergie ou de la hauteur significative maximale au large entraîne une diminution des changements des volumes sédimentaires sur la plage, sauf pour les profils P8 et P3.** Les hypothèses décrites précédemment concernant l'impact du platier rocheux intertidal et de la digue ainsi que de la morphologie du profil sur la complexité de la dynamique locale sont proposées.

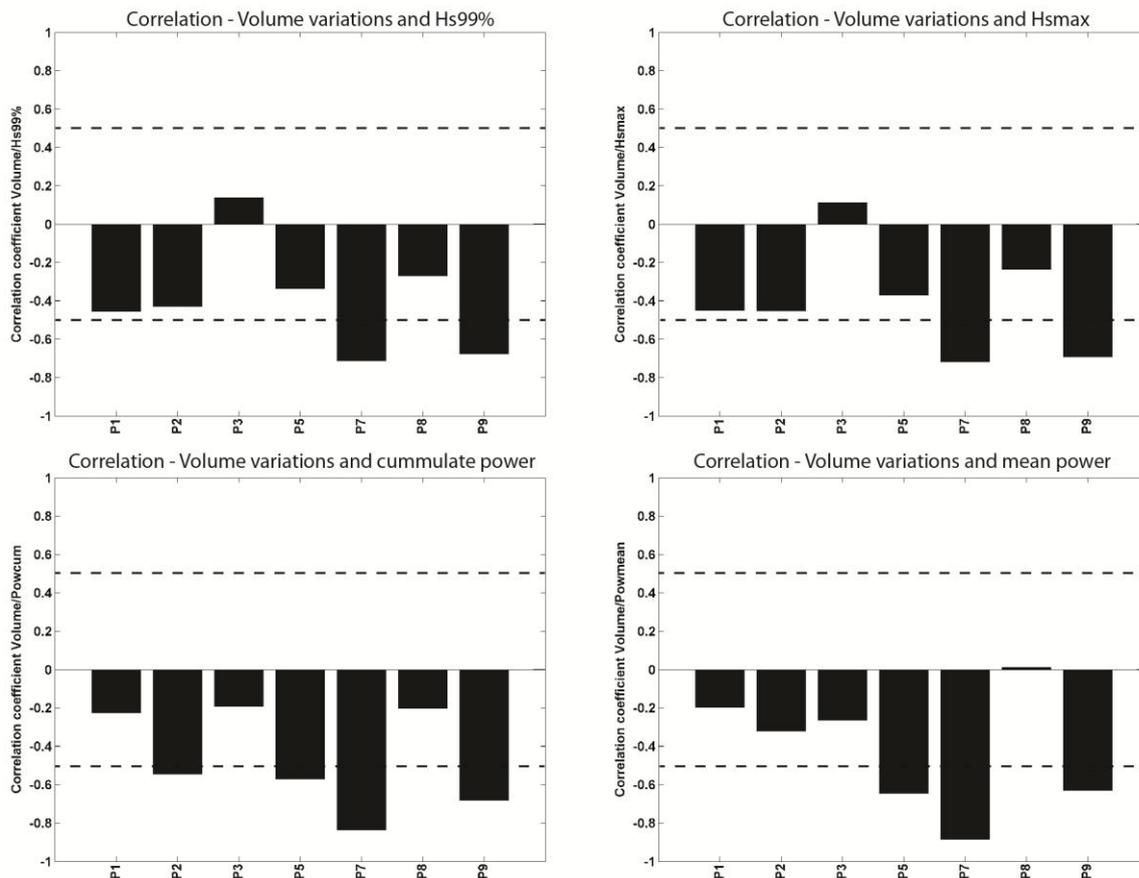


Figure 285. Corrélation des variations des volumes sédimentaires pour chaque profil de la plage de Suscinio avec les paramètres Hs99%, Hsmax, l'énergie des vagues cumulée et moyenne entre chaque levé topographique.

## ✓ Paramètres hydrodynamiques VS variations surfaces enveloppe mobile par profil

Rappelons tout d'abord la variabilité générale de l'enveloppe sédimentaire de la plage (Figure 258). La variabilité maximale de la topographie est observée suite à la première série des tempêtes extrêmes de l'hiver 2013/2014. La suite de l'hiver 2013/2014 et la deuxième série de tempêtes de février 2014 montrent des battements plus faibles. Un nouveau pic de battement est observé en sortie d'hiver avec une accrétion généralisée de la plage lors de la baisse des conditions d'énergie. Le battement devient minimal avec le maintien des conditions de faibles énergies lors de l'été 2014. Une augmentation de l'enveloppe mobile apparaît avec le retour de conditions de plus forte énergie en début d'hiver 2014/2015. Les battements sont ensuite plus faibles au cours de l'hiver 2014/2015 mais suivent les variations d'énergie. **Lors des phases de haute énergie et en dehors des phases de recouvrement (accrétion pour un retour à un état morphologique initial pré-hivernal) à la sortie de l'hiver 2013/2014, les variations du battement de profil suivent les évolutions moyennes d'énergie entre deux levés. Un battement topographique minimal de la plage est détecté lors de conditions d'énergie plus faibles. Les changements de l'enveloppe sont bien corrélés avec les variations du percentile Hs99% et Hsmax au large (Figure 259). Les corrélations maximales sont observées sur les parties latérales de la plage. Le lien entre la dynamique des enveloppes de plage et la puissance des vagues et moins bien établie, notamment en domaine central de la plage.**

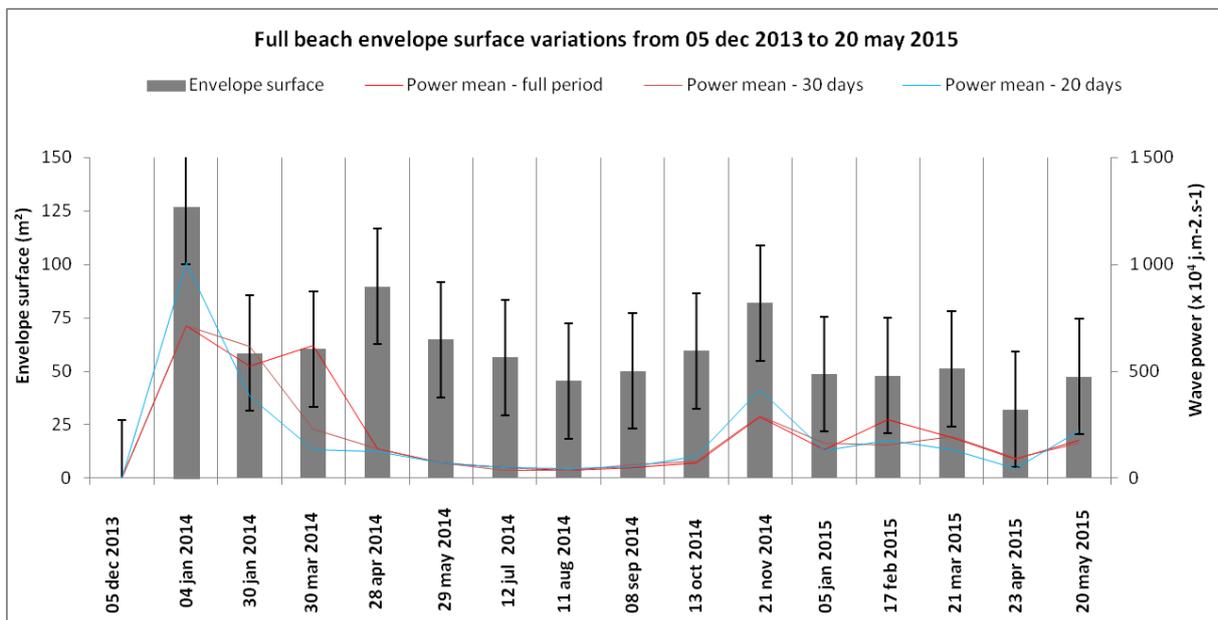


Figure 286. Variation de la surface de l'enveloppe mobile totale de plage de Suscinio et variation de la puissance des vagues au large moyennées sur 20 jours et 30 jours avant le levé de terrain puis moyennées sur l'ensemble de la période entre deux levés.

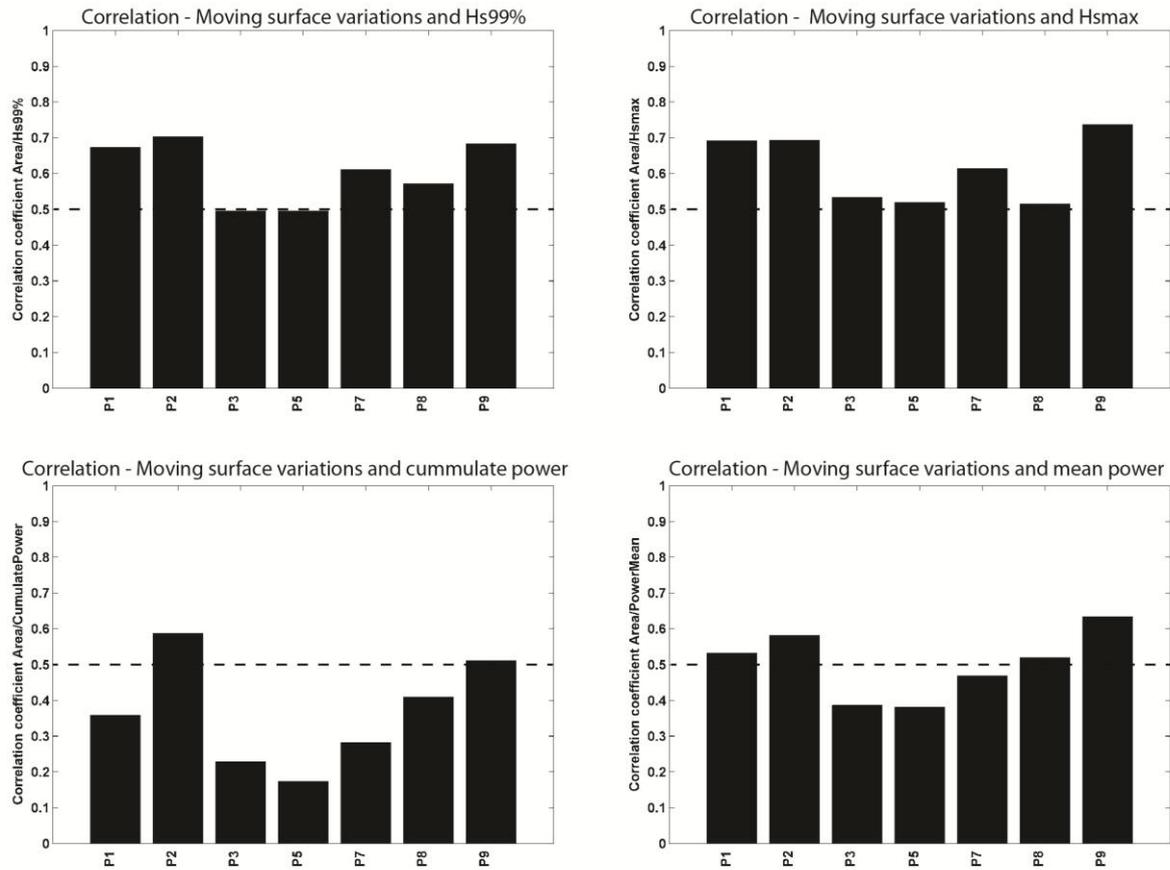


Figure 287. Corrélation des variations de surface de l'enveloppe mobile pour chaque profil de la plage de Suscinio avec les paramètres Hs99%, Hsmax, l'énergie cumulée et l'énergie moyenne entre levés topographique.

✓ *Paramètres hydrodynamiques VS variations des positions de la rupture de pente par profil*

Les variations de la position de la rupture de pente sont faiblement corrélées avec les conditions hydrodynamiques au large (Figure 288). Une valeur de corrélation négative de -0.4 avec l'énergie moyenne entre chaque mesure est observée pour les profils P2, P5 et P7 (les profils P1 et P9 ne sont pas analysés car les points de rupture de pente ne sont détectés en continu). Une hausse de l'énergie au large se traduit par un recul vers le littoral, comme observé lors de la période de tempête extrême de l'hiver 2013/2014. Cependant, la rupture de pente est limitée dans son recul. En effet, le recul de la pente est associé à une augmentation de la pente de la section réfléchive. Cette pente est également influencée par la granulométrie en cherchant continuellement à atteindre une pente naturelle. La succession de phases de haute énergie n'entraîne donc pas un recul continu mais provoque des effets d'avalanche contribuant au retour vers une pente naturelle. La rupture de pente avance ainsi vers la mer. Une absence de corrélation apparaît au niveau du profil P3 (paléo-vallée) et du profil P8 (arrière platier rocheux). L'impact de l'héritage géologique et des ouvrages anthropiques complexifie la dynamique de la rupture de pente localement.

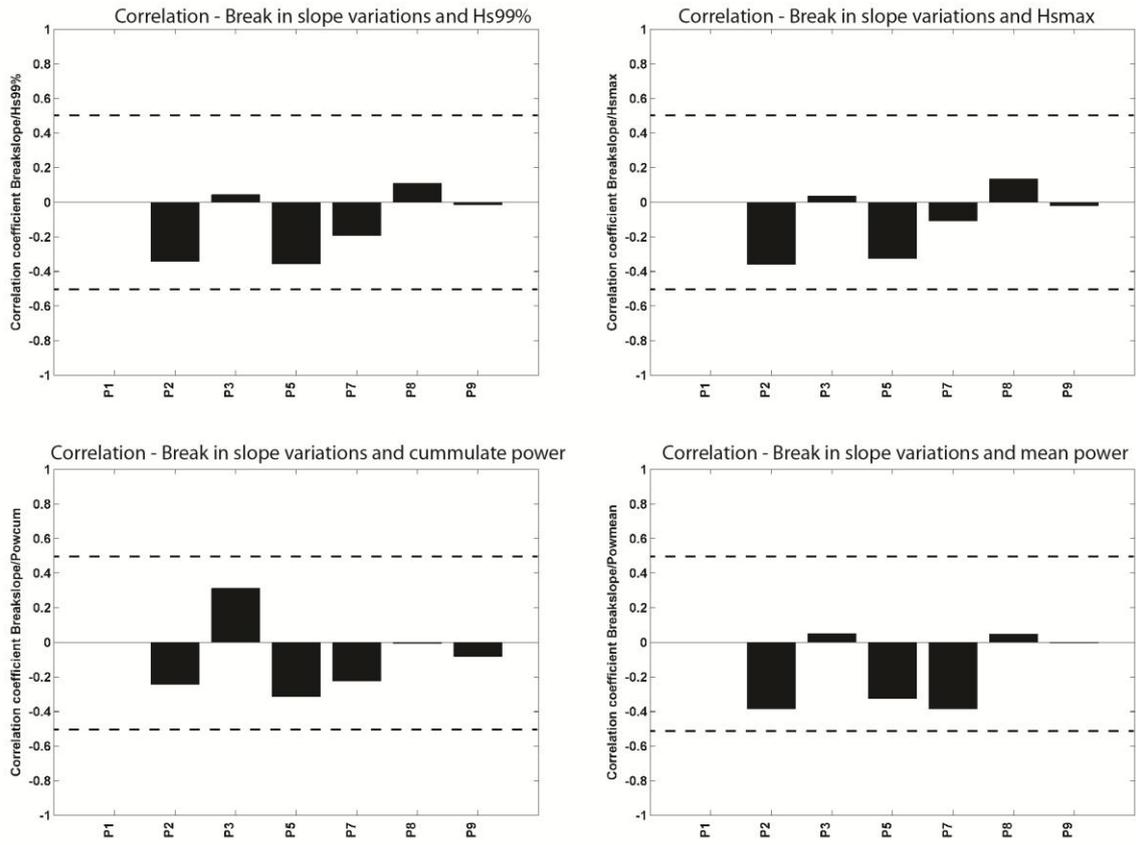


Figure 288. Corrélation des variations de position de la rupture de pente pour chaque profil de la plage de Suscinio avec les paramètres Hs99%, Hsmax, l'énergie cumulée et l'énergie moyenne entre levés topographique

## **Compréhension des dynamiques morpho-sédimentaires cohésives et non-cohésives des littoraux de Bretagne Sud (France), à différentes échelles spatio-temporelles**

À l'échelle du monde, les littoraux peuvent se diviser en différentes catégories : les côtes rocheuses, sableuses, vaseuses et mixtes. Cette dernière est régulièrement identifiée sur diverses façades côtières mondiales où des apports de vases temporaires ou permanents sont observés sur des plages sableuses. Ces environnements mixtes atypiques, qui couplent alors les processus d'érosions, de transports et de dépôts associés à la fois aux sédiments cohésifs et non cohésifs, ont été peu étudiés.

Afin d'identifier les forçages des variations morpho-dynamiques sur des environnements sableux et mixtes, quatre plages sablo-vaseuses ou entièrement sableuses de type *Low-Tide-Terrace* ont été suivies mensuellement sur deux années en baie et estuaire de la Vilaine (Bretagne Sud). Des suivis hydro-morpho-sédimentaires spécifiques à haute résolution et des suivis par photogrammétrie ont été menés ponctuellement sur ces sites.

À l'échelle régionale, ce travail met en évidence le rôle de la morphologie initiale et l'héritage géologique régional dans la réponse morphologique du littoral de la baie de Vilaine aux conditions d'énergie extrêmes. La capacité de résilience à moyen-terme du littoral des plages de Bretagne Sud a été démontrée. Dans une approche plus spécifique, le comportement morphodynamique d'une plage sablo-vaseuse est proche de celle d'une plage uniquement sableuse. Les variations d'altitudes du platier vaseux et des modelés sédimentaires en *ridges and runnels* sont principalement contrôlées par l'énergie des vagues mais également par les propriétés physiques des sédiments liées à l'interaction entre le sable provenant de la section réfléchive et le sédiment vaseux.

### **Understanding the morpho-sedimentary dynamics of cohesive and non-cohesive beaches in the South-Brittany region (France) at different spatiotemporal scales.**

At the world scale, coastal areas can be divided in several categories: rocky, sandy, muddy and mixed coasts. This last one is regularly detected. Indeed, temporary or permanent mud inputs are observed on the sandy beaches. These atypical mixed environments, coupling erosional, transports and deposits processes associated to cohesive and non-cohesive sediments have been poorly studied. So, understanding their morphological and sedimentary dynamics and the identification of regional and local forcings driving them are essential.

Four sandy-muddy or fully sandy *Low-Tide-Terrace* beaches from the bay and estuary of Vilaine (South-Brittany) have been monthly monitored over two years to characterize their morphodynamics behaviors. Specific monitoring of coupled hydrodynamics and morpho-sedimentary surveys and photogrammetry experiments have been conducted on mixed sandy-muddy or full sandy beaches.

At a regional scale, this work highlights the role of the initial morphology and regional geology inheritance on the morphological response of the littoral zones to extreme energy conditions. The mid-term recovery capacity of the south-Brittany coastal area after extreme wave energy conditions has been proved. In a more specific approach, the works regarding the sandy-muddy beach dynamic show a morphodynamics behaviour close to that of a fully sandy beach. The elevation of the mudflat and the dynamic of the ridges and runnels sedimentary patterns are mainly controlled by the incoming waves but also by the own physical properties of the sediment, particularly those induced by the interaction between the sand from the reflective section and the mudflat.