



HAL
open science

**Dynamique instantanée à décennale d'un système de
plage sableuse soumis à des forçages extrêmes :
île-barrière de Wan-Tzu-Liao, Taïwan**

Lucie Campmas

► **To cite this version:**

Lucie Campmas. Dynamique instantanée à décennale d'un système de plage sableuse soumis à des forçages extrêmes : île-barrière de Wan-Tzu-Liao, Taïwan. Géomorphologie. Université Montpellier, 2015. Français. NNT : 2015MONT245 . tel-02097075

HAL Id: tel-02097075

<https://theses.hal.science/tel-02097075>

Submitted on 11 Apr 2019

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

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

THÈSE

Pour obtenir le grade de
Docteur

Délivrée par **UNIVERSITÉ DE MONTPELLIER**

Préparée au sein de l'école doctorale SIBAGHE
Et de l'unité de recherche Géosciences

Spécialité : **Sciences de la Terre et de l'Univers**

Présentée par **Lucie CAMPMAS**

**DYNAMIQUE INSTANTANÉE À
DÉCENNALE D'UN SYSTÈME DE PLAGE
SABLEUSE SOUMIS À DES FORÇAGES
EXTRÊMES :
ÎLE-BARRIÈRE DE
WAN-TZU-LIAO, TAÏWAN**

Soutenue le 1/07/2015 devant le jury composé de :

Mr. Arnaud HÉQUETTE, Professeur, Université du Littoral Côte d'Opale	Rapporteur
Mme. Anne DUPERRET, MCF, Université du Havre	Rapporteur
Mr. Rodolphe CATTIN, Professeur, Université de Montpellier II	Directeur
Mr. Serge LALLEMAND, DR, Université de Montpellier II	Examineur
Mr. Nicolas ROBIN, MCF, Université de Perpignan Via Domitia	Examineur
Mr. Frédéric BOUCHETTE, MCF, Université de Montpellier II	Codirecteur
Mr. Samuel MEULE, MCF, Université de Aix-Marseille	Invité

Table des matières

Introduction	1
1 ÉTAT DE L'ART	5
1.1 Les tempêtes extrêmes	6
1.2 L'hydrodynamisme	8
1.2.1 La houle	8
1.2.2 Zone de levée et zone de surf	10
1.2.3 Zone de jet de rive	10
1.2.4 Les ondes infragravitaires	11
1.3 Les morphologies	13
1.3.1 Les barres sableuses d'avant-côte	15
1.3.2 La plage émergée	18
1.4 La morphodynamique	20
1.4.1 L'avant-côte	20
1.4.2 La zone de jet de rive	21
1.4.3 Le trait de côte	24
1.4.4 la plage émergée	25
1.5 Limites des approches actuelles et démarche de l'étude	33
2 PRÉSENTATION DU SITE D'ÉTUDE	35
2.1 Le contexte géodynamique et morphologique	37
2.2 Les forçages météorologiques	46
2.3 Les forçages marins	50
3 MÉTHODOLOGIE	53
3.1 Les mesures météorologiques	56
3.2 Les mesures hydrodynamiques	56
3.3 Les mesures bathymétriques	63
3.4 Les mesures topographiques	64
3.4.1 Les mesures <i>in-situ</i>	64
3.4.2 Le traitement des données	66
3.5 Les mesures granulométriques	75
3.5.1 Les prélèvements de sable	75
3.5.2 Le calcul du transport éolien sur la plage émergée	76
3.6 Les traits de côte	77
3.6.1 Les données	77
3.6.2 Les traitements	79
3.7 Bilan	81
3.7.1 Implication dans l'acquisition des données	81
3.7.2 Les données acquises	81
4 L'ÉCHELLE INSTANTANÉE	85
4.1 Introduction	86
4.2 Méthodologies	87
4.2.1 Les phases de la tempête tropicale Talim	87

4.2.2	Les mesures des pressiomètres	89
4.3	Les résultats	91
4.3.1	L'hydro-morphodynamique à l'échelle de la tempête	92
4.3.2	Hydro-morphodynamique du jet de rive	99
4.4	Discussion	100
4.5	Conclusion	101
5	L'ÉCHELLE ÉVÉNEMENTIELLE	103
5.1	Introduction	104
5.2	Les conditions de forçages météo-marins	105
5.3	Le niveau d'eau à la plage	111
5.4	La réponse morphologique de la plage émergée	113
5.5	Discussion	117
6	L'ÉCHELLE SAISONNIÈRE	121
6.1	Introduction	122
6.2	Les conditions de forçages météo-marins	124
6.3	Le niveau d'eau à la plage	126
6.4	La réponse morphologique de la plage émergée	128
6.4.1	La saison d'hiver	128
6.4.2	La saison d'été	129
6.4.3	Le bilan annuel	138
6.5	Discussion	140
6.5.1	Les groupes de tempêtes	140
6.5.2	La remontée des barres intertidales vers le haut du profil de plage	141
6.5.3	L'érosion pendant la saison de mousson versus l'accrétion pendant la saison des typhons	142
Conclusion générale		145
6.6	Les principaux résultats	146
6.6.1	L'échelle instantanée	146
6.6.2	L'échelle événementielle	148
6.6.3	L'échelle saisonnière	150
6.6.4	L'échelle annuelle	151
6.6.5	L'échelle décennale	151
6.7	Bilan	154
6.8	Les perspectives	156
Bibliographie		159
Annexes		170
Upper beach reconstruction patterns after moderate storm events, 2012. XIIèmes Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil		171
Shoreline and upper beach dynamics under extreme events : the KUNSHEN experiment (Wan-tzu-liao beach barrier, Taïwan), 2012. XIIèmes Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil		181
Wave setup and watertable overheight in the cigu sand barrier (Taïwan) during the talim tropical storm, 2013. Coastal Dynamics		191

Typhoons driven morphodynamics of the Wan-Tzu-Liao sand barrier (Taiwan), 2015. Coastal Engineering	203
Multi-scale morphodynamics of sand barrier driven by monsoon/typhoon condi- tions, 2014. XIIIèmes Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil	217
Dynamique décennale du trait de côte depuis 1993	227

Table des figures

1	Échelles spatio-temporelles étudiées dans ce travail de thèse. Les points d'interrogations illustrent les éventuels rétroactions des échelles entre elles et le rôle de l'emboîtement des échelles que nous cherchons à mettre en évidence dans ce travail.	3
2	Les échelles spatio-temporelles. a) Localisation dans le temps et dans l'espace des échelles étudiées. b) Représentation des différentes zones d'études le long d'un profil transversal du large jusqu'à la lagune.	4
1.1	Schéma illustrant la formation d'une tempête extrême. Source : Météo France	7
1.2	Nomenclature et trajectoires des tempêtes extrêmes autour de la terre, de 1985 à 2005. Source : Nilfanion et NASA	7
1.3	L'échelle Saffir-Simpson	8
1.4	Paramètres caractéristiques des vagues	8
1.5	Schéma de transformation des vagues à l'approche de la côte. Modifié d'après Bonte (2013)	9
1.6	Les différents types de morphologies sableuses le long des côtes dominées par les vagues. Les flèches indiquent le sens de la dérive littorale et les zones en vert clair, les zones d'arrière barrières submergées. D'après Masselink and van Heteren (2014)	13
1.7	Typologie utilisée dans ce travail de thèse pour définir les morphologies d'un système d'île barrière. La figure du haut est une vue de dessus alors que la figure du bas est une vue en coupe (<i>crossshore</i>).	14
1.8	Classification des barres d'avant-côte en fonction des profils de plage et des conditions hydrodynamiques. D'après Wright and Short (1983)	16
1.9	Classification des barres d'avant-côte en fonction des profils de plage et des conditions hydrodynamiques. D'après Short and Aagaard (1993)	17
1.10	Les différentes zonations de la plage en fonction du niveau d'eau généré par la marée. Modifié d'après Wright and Short (1983)	19
1.11	Synthèse des relations entre les facteurs impliqués dans la morphodynamique de la zone de jet de rive. D'après Masselink and Puleo (2006)	22
1.12	Schéma de localisation de la remise en suspension préférentielle du sédiment le long d'un cycle de jet de rive. D'après Masselink and Puleo (2006)	23
1.13	Facteurs et processus responsables des variations de la position du trait de côte. D'après Cozannet et al. (2014)	25
1.14	Modèle de Sallenger (2000) d'impact de l'augmentation du niveau d'eau pendant les tempêtes sur la plage émergée.	27
1.15	Modèle de Sallenger (2000) adapté par Stockdon et al. (2007)	28
1.16	Synthèse de la réponse d'une barrière sableuse aux événements de tempêtes. La couleur bleu désigne les caractéristiques des tempêtes; le violet désigne les impacts à l'échelle du modèle; le rose désigne les facteurs locaux, le noir désigne de l'érosion et le vert de l'accrétion; le orange désigne les tendances d'évolution à long terme. D'après (Masselink and van Heteren, 2014)	30
1.17	Modèle conceptuel d'enregistrement de lits sableux déposés dans la lagune suite aux événements de submersion de la barrière lors des tempêtes. D'après (Williams, 2013)	31

2.1	Localisation de l'île de Taïwan dans le monde et en Asie. a) L'Asie dans le monde. b) L'île de Taïwan en Asie. c) Île de Taïwan et localisation de la zone d'étude. Sources : a) google earth, b) et c) NASA.	36
2.2	Contexte géologique de Taïwan et interactions des plaques tectoniques. D'après Jacques Malavieille et Serge Lallemand (non publié).	37
2.3	Zone de collision de Taïwan. Les différences de bathymétrie de +4000 à -7000 sont soulignées par l'échelle de couleurs. D'après Angelier et al. (2009)	38
2.4	Localisation des principales rivières le long des côtes de Taïwan et leurs charges sédimentaires annuelles. Modifié d'après Liu et al. (2008a)	39
2.5	Présentation du site d'étude. a) Localisation du site sur l'île de Taïwan. b) Carte de présentation de la lagune de Cigu et la barrière sableuse de Wan-Tzu-Liao. c) Photo aérienne de la zone en mars 2012 (source : Taïnan Hydraulic Laboratory).	40
2.6	Présentation de la zone étudiée. a) Zoom de la photographie aérienne de mars 2012 présentée dans la figure 2.5 et couplée à des photographies de terrain prises à différents endroits sur la plage (1, 2, 3, 4, 5 et 6). Le profil b) permet d'appréhender l'élévation des morphologies.	42
2.7	Localisation des échantillons granulométriques en 2012. Les échantillons a, b et c ont été prélevés en août 2012 et les échantillons d, e, f, g et h ont été prélevés en juin 2012. a) Localisation des échantillons sur un modèle numérique de terrain (MNT, topographie de la plage émergée réalisée en juin 2012 et bathymétrie de l'avant-côte réalisée en mai 2012 ; les points de mesures sont illustrés en gris clairs afin de se rendre compte des zones du MNT interpolés). b) Localisation des échantillons le long du profil transversal extrait du modèle numérique de terrain a). Les détails des méthodologies utilisées pour créer ce MNT sont décrites dans le chapitre 3	44
2.8	Analyses des échantillons granulométriques en 2012. a) Tableau récapitulatif de l'analyse granulométrique des échantillons en référence à l'échelle de Wentworth (Wentworth, 1992). b) Graphique granulométrique des échantillons. Les détails des méthodologies utilisées sont décrites dans le chapitre 3	45
2.9	Trajets des typhons depuis 1995. Source des trajets des typhons : <i>Japan Meteorological Center</i> . SCE = <i>South China Sea</i> (Mer de Chine Sud) et ECS = <i>East China Sea</i> (Mer de Chine Est)	47
2.10	Fréquences des tempêtes en fonction de leurs trajectoires autour de Taïwan. a) Présentation des catégories des tempêtes. b) Tableau et c) histogramme récapitulatifs de la fréquences des tempêtes dans le temps en fonction de leurs trajectoires.	49
2.11	Conditions de forçages météo-marins au large (bouée de Cigu). a) Roses des vents et des vagues d'octobre 2011 à octobre 2012. b) Roses des vents et des vagues sur le jeu de données complet en notre possession. Période du de juin 2011 à décembre 2012 pour les données de vents et période de mai 2006 à décembre 2012 pour les vagues.	51
2.12	Présentation des différentes zones de la plage émergée en fonction des niveaux de marées décrits par Chen and Kuo (2008).	52
3.1	Présentation des instruments déployés sur le terrain et des zones de plage suivies lors des campagnes de terrain de 2011/12. a) Localisation des instruments sur un modèle numérique de terrain (topographie de la plage émergée réalisée en juin 2012 et bathymétrie de l'avant-côte réalisée en mai 2012). Les petits points gris illustrent les points de mesures afin de visualiser les zones interpolées. b) Localisation des instruments le long d'un profil transversal de la mer vers la terre.	55

3.2	Photographies de terrain pour le déploiement des houlographes-courantomètres en avant-côte. a) Un des deux Aquapro dans sa structure prêt à être mis à l'eau. b) Un des deux ADCP. c) Les deux ADCP dans leurs structures prêts à être déployés en avant-côte. d) Déploiement des ADCP en avant-côte.	57
3.3	Périodes de déploiement des houlographes-courantomètres	58
3.4	Photographies de terrain pour le déploiement des pressiomètres. a) Fixation des pressiomètres le long d'une tige métallique. b et c) Insertion du tube inox de 6 m de long verticalement dans le sable. d) Pressiomètres une fois installés <i>in-situ</i> . C'est à dire, installés le long de la tige métallique et insérés dans le tube inox enfoui dans le sable.	60
3.5	Déploiement des pressiomètres	61
3.6	Photographies de terrain pour les levés bathymétriques. a) Bathymétrie réalisée avec le D-GPS (précision centimétrique, levés du 28 juin, 18 et 30 juillet 2012) et le b) bateau de pêcheur. c) Bathymétrie réalisée avec l'équipe du laboratoire de THL et un GPS métrique (levé du 5 mai).	63
3.7	Photographies de terrain pour les levés topographiques.	64
3.8	Carte de densité des points de mesures réalisés au cours des 23 levés topographiques effectués entre novembre 2011 et août 2012.	65
3.9	Les différentes méthodes d'interpolation analysées pour la construction des MNTs. a) Méthode TIN. b) Méthode Akima. Les petits points gris illustrent les points de mesures afin de visualiser les zones interpolées. c) Différentiel des MNTs construits avec la méthode Akima et TIN.	67
3.10	Comparatif entre les mesures du profil <i>crosshore</i> réalisées <i>in-situ</i> et extraites du MNT. a) Profil <i>crosshore</i> . b) Graphique à l'échelle 1 :1 des élévations mesurées <i>in-situ</i> et extraites du MNT.	69
3.11	Méthode de construction des MNTs et des différentiels de MNTs. a) et b) Exemple de MNTs des levés du 16 et du 22 juin 2012. Les petits points gris illustrent les points de mesures afin de visualiser les zones interpolées c) et d) MNTs des zones communes entre les deux levés. Les isobathes Z=0 m (niveau moyen des mers) et Z=1 m (trait de côte) au dessus du niveau moyen des mers ainsi que les isobathes du pied de dune sont illustrés par des traits noirs. e) Différentiels de MNTs entre les zones communes des deux MNTs. Les numéros 1, 2, 3 et L sont des repères visuels. Les isobathes de chacun des MNTs sont reportés sur la carte en pointillés (point pour l'isobathe Z=0 m, point/tiret pour l'isobathes Z=1 m et tiret pour le pied de dune) en date du 16 juin (MNT le plus vieux) et en traits pleins en date du 22 juin (MNT le plus récent).	71
3.12	Méthode de calcul des volumes sableux à partir d'un différentiel de MNTs. a) Différentiel de MNT avec la localisation géographique des compartiments de plage étudiés. b) Schéma de profil <i>crosshore</i> entre le levé le plus vieux et le plus jeune avec une schématisation des zones d'érosion et d'accrétion dans lesquelles ont été calculés les volumes sableux.	73
3.13	Calcul de l'étendue maximale de la zone intertidale de 1993 à 2011.	78
3.14	Présentation des traits de côte analysés dans ce chapitre ainsi que la stratégie de traitement le long de transects <i>crosshore</i>	80

3.15	Récapitulatif du travail de terrain et des données acquises. a) Les conditions de vent (trait gris, bouée de Cigu de novembre 2011 à mai 2012 puis station météorologique à terre à partir de juin 2012) et de vagues au large (trait noir, bouée de Cigu) au cours de l'année de déploiement <i>in-situ</i> 2011/12. Les traits de couleur horizontaux représentent les périodes où les mesures hydrodynamiques sont exploitables. Les couleurs représentent les différents instruments tels que l'ADCP-houlographe/courantomètre à 7 m de profondeur en bleu foncé, l'ADCP-houlographe/courantomètre à 4 m de profondeur en bleu clair, l'Aquadopp HR-houlographe dans la lagune en vert et les pressiomètres en jaune. b) Date des événements de tempêtes tropicales/typhons suivis, superposés aux conditions de vagues au large et en avant-côte. c) Trajets des typhons/tempêtes tropicales observés (source <i>Japan Meteorological Center</i>).	82
4.1	Présentation de la tempête tropicale Talim et des instruments utilisés dans ce chapitre. a) La trajectoire de la tempête tropicale Talim en juin 2012. b) Localisations des instruments utilisés dans ce chapitre.	87
4.2	Description des phases de la tempête étudiées. a) Conditions hydrodynamiques au large à la bouée de Cigu et à l'ADCP profileur de courant situé à une profondeur moyenne de 4 m. Les numéros représentent les différentes périodes décrites précédemment. b) Mesure des hauteurs d'eau au pressiomètre P8 et c) au pressiomètre P5.	89
4.3	Méthodologie de terrain et de traitement des données de pressiomètres. a) Schéma des conditions nécessaires pour que les pressiomètres mesurent alternativement le lit sableux et les vagues de jet de rive. b) Définition des points de mesure utilisés pour caractériser les paramètres du jet de rive (point en bleu) et du lit sableux (point en rouge). Exemple d'un jet de rive simple et d'un jet de rive double.	91
4.4	Conditions hydrodynamiques au pressiomètre P8. a) spectre d'énergie des vagues, b) énergie des vagues infragravitaires (fréquence comprise entre 0.003 et 0.05 Hz) et c) gravitaires (fréquence comprise entre 0.05 et 0.3 Hz)	93
4.5	Relation entre les différents types de jet de rive et leurs amplitudes pendant le montant et le tombant de la tempête.	94
4.6	Caractéristiques des vagues de jet de rive pendant les périodes de a) montant et de b) tombant de tempête avec leurs effets respectifs sur la morphologie.	96
4.7	Changements morphologiques pendant la période de montant de la tempête. a) Variations cumulées de l'élévation du lit sableux (m) dans le temps. b) Variations instantanées de l'élévation du lit sableux (m) dans le temps.	97
4.8	Changements morphologiques pendant la période de tombant de la tempête. a) Variations cumulées de l'élévation du lit sableux (m) dans le temps. b) Variations instantanées de l'élévation du lit sableux (m) dans le temps.	98
4.9	Relations entre les valeurs absolues de variations d'élévation du lit sableux et les caractéristiques hydrodynamiques du jet de rive	100
5.1	Trajectoire de la tempête tropicale Talim du 17 au 21 juin 2012. La localisation de la zone d'étude est illustrée par le cadre rouge.	104
5.2	Instrumentation déployée le long d'un profil crossshore. Du large jusqu'au continent on retrouve la bouée de Cigu au large, le profileur ADCP-houlographe/courantomètre déployés à 4 m de profondeur en avant-côte, le pressiomètre P3 déployé dans la dune et la station météorologique à terre. Le cadre en pointillés illustre la zone de suivis topographiques étudiée dans ce chapitre.	105

5.3	Conditions météo-marines pendant la tempête tropicale Talim, juin 2012. Conditions de vagues a) au large et b) sur l'avant-côte. Vitesses (c) et directions (d, e) des vents au large et à terre. f) Directions des vagues au large. Les dates des levés topographiques utilisés dans ce chapitre ont été surimposées aux graphiques a), b) et c) par un triangle noir.	106
5.4	Corrélation entre les données de vitesse du vent moyen en mer et à terre. a) Les données de vent en mer en fonction des données de vent à terre. b) Taux de corrélation entre les données de vent en mer et à terre en fonction de l'indice de temps dans le but de caractériser un éventuel décalage dans le temps entre les deux jeux de données. c) Modélisation des vents en mer en appliquant l'équation de corrélation 5.2	108
5.5	a) Modélisation des vitesses de vent au large basée sur l'équation de corrélation 5.2	109
5.6	Corrélation entre les données de directions du vent moyens en mer et à terre. a) Les données de vent en mer en fonction des données de vent à terre. b) Taux de corrélation entre les données de vent en mer et à terre en fonction de l'indice de temps dans le but de caractériser un éventuel décalage dans le temps entre les deux jeux de données. c) Modélisation des vents en mer en appliquant l'équation de corrélation 5.3	110
5.7	Taux de submersion de la dune. Modèle numérique de terrain a) du 16 juin 2012 et b) du 22 juin 2012 illustrant la position géographique du profil <i>longshore</i> représenté dans le graphique b). b) Profil <i>longshore</i> de la crête de dune superposé au niveau d'eau maximal atteint lors de l'apex de la tempête Talim et mesuré au pressiomètre P3 illustré sur la figure. c) Niveau d'eau dans le temps mesuré au pressiomètre 3 dans la dune.	112
5.8	Modèles numériques de terrain avant (a) et après (b) la tempête utilisés pour caractériser la réponse morphologique de la plage émergée en réponse à la tempête tropicale Talim. Plusieurs isobathes sont illustrés (à 0 m et 1 m au dessus du niveau moyen des mers ainsi que l'isobathe du pied de dune). c) La différence entre les deux MNTs permet d'obtenir une carte des variations d'élévations entre les deux dates d'acquisition. Les isobathes de chacun des MNTs sont reportés sur la carte en pointillés (point pour l'isobathe 0 m, point/tiret pour l'isobathe 1 m et tiret pour le pied de dune) en date du 16 juin 2012 et en traits pleins en date du 22 juin 2012. Les compartiments rouges représentent les zones de calcul des volumes sableux comme définis dans le chapitre 3.4.2. Le bilan sédimentaire final de la zone d'étude complète est donné en rouge.	114
5.9	Changements morphologiques de la plage émergée en réponse aux conditions de forçages météo-marins de la tempête Talim en juin 2012. a) Localisation des photographies de terrain b, c et d) ainsi que du profil <i>crossshore</i> e) sur le MNT du 22 juin. Les numéros 1, 2 et 3 sont des repères visuels.	116
5.10	Schéma des changements morphologiques de la plage après le passage de la tempête tropicale Talim. a) Schéma de la plage émergée avant le passage de la tempête et b) après la tempête. Le profil rouge ainsi que les numéros 1,2 et 3 sont des référentiels visuels que l'on peut retrouver sur les figures 5.2, 5.8 et 5.10. Les + et - rouges représentent respectivement les zones d'accrétion et d'érosion.	118
6.1	Instrumentation déployée le long d'un profil <i>crossshore</i> . Du large jusqu'au continent on retrouve la bouée de Cigu au large, les pressiomètres P5, P6, P3 et la station météorologique à terre. Le cadre en pointillés illustre la zone de suivis topographiques étudiée dans ce chapitre.	122

6.2	Récapitulatif des événements de tempête étudiés dans ce chapitre. a) Trajectoires des événements extrêmes observés par le Japan Meteorological Center pendant l'année 2012. b) Trajectoires des événements extrêmes étudiés dans ce chapitre. c) Tableau récapitulatif des événements suivis et étudiés dans ce chapitre sur la base des levés topographiques avant et après tempête.	123
6.3	Fréquences des hauteurs significatives de vagues au large (bouée de Cigu) pendant la saison de mousson 2011/12	124
6.4	Conditions météo-marines pendant l'année 2011 / 2012. a) Conditions de vent à terre et en mer ainsi que les conditions de vague au large (bouée de Cigu) sur l'année. b) Récapitulatif des conditions de forçages météo-marins lors de chacun des événements de tempêtes extrêmes suivis par des levés topographiques de la plage émergée.	125
6.5	Taux de submersion de la dune au cours des saisons. a, b et c) MNTs utilisés pour caractériser le début et la fin de chacune des saisons (hiver, du 21 octobre 2011 au 3 mai 2012 et été, du 3 mai 2012 au 21 août 2012). d et e) Profils <i>longshore</i> de la crête de dune couplé au niveau d'eau maximal atteint pendant chacune des saisons. f et g) Variations des niveaux d'eaux dans le temps couplés aux élévations maximales (crête) et minimales (pied) de la dune.	127
6.6	Morphodynamique de la plage émergée pendant la saison de mousson 2011/2012. a) MNT différentiel entre le 21 octobre 2011 (début de l'hiver) et le 3 mai 2012 (fin de l'hiver) avec les bilans sédimentaires calculés dans différents compartiments de la plage. Le bilan sédimentaire total est inscrit en rouge. b) Transport éolien potentiel pendant la saison d'hiver. c) Profils <i>crosshore</i> de la plage émergée du 21 octobre 2011 et du 3 mai 2012.	128
6.7	Photographies de terrain. a, b et c) Dunes éoliennes	129
6.8	Modèles numériques de terrain des levés réalisés pendant la saison 2012. Les numéros 1, 2 et 3 sont des repères visuels. Les petits points gris représentent les points de mesure D-GPS.	131
6.9	Les événements de tempête observés pendant la saison d'été 2012. a) Récapitulatif des événements et des dates de levés topographiques utilisés pour caractériser l'impact de chacune des tempêtes sur la morphologie de la plage émergée. Dans ce tableau, sont reportés les changements de volume sur le côté mer, le côté lagune et la zone complète ainsi que les variations <i>crosshore</i> du trait de côte et du pied de dune. b) Les différentiels de MNTs pour chacune des tempêtes. Les isobathes de chacun des MNTs sont reportés sur la carte en pointillés (point pour l'isobathe 0 m, point/tiret pour l'isobathe 1 m et tiret pour le pied de dune) pour l'avant tempête et en traits pleins pour l'après tempête. Les numéros 1, 2 et 3 sont des repères visuels.	133
6.10	Morphodynamique de la plage émergée pendant la saison des typhons 2012. a) MNT différentiel entre le 3 mai 2012 (début de l'été) et le 21 septembre 2012 (fin de l'été) avec les bilans sédimentaires calculés dans différents compartiments de la plage. Le bilan sédimentaire total est inscrit en rouge. b) Profil <i>crosshore</i> de la plage émergée du 3 mai 2012 et 21 septembre 2012.	134
6.11	Cycle de remontée des barres intertidales vers le haut du profil de plage du 3 mai au 22 juin 2012. a) Profils <i>crosshore</i> . b, c et d) Photographies de terrain des barres sableuses.	136

6.12	Morphodynamique de la plage émergée pendant l'année 2011/12. a) MNT différentiel entre le 21 octobre 2011 (début de l'hiver) et le 21 septembre 2012 (fin de l'été) avec les bilans sédimentaires calculés dans différents compartiments de la plage. Le bilan sédimentaire total est inscrit en rouge. b) Profil <i>crosshore</i> de la plage émergée entre les deux levés utilisés pour construire le différentiel de MNT a). c) Variations des volumes du front de plage et de toute la plage émergée sur entre octobre 2011 et août 2012. c) Variations <i>crosshore</i> de proxys entre octobre 2011 et août 2012.	139
6.13	Schéma des changements morphologiques de la plage au cours des saisons de mousson et de typhons 2011/12. a) Schéma de la plage émergée avant la saison d'hiver puis b) après la saison d'hiver et enfin c) après la saison d'été. Le profil rouge ainsi que les numéros 1, 2 et 3 sont des référentiels visuels. Les + et - rouges représentent respectivement les zones d'accrétion et d'érosion.	143
6.14	Schéma récapitulatif de l'accrétion de la zone de jet de rive mesurée par le presiomètre P5 lors de la tempête Talim en juin 2012.	147
6.15	Schéma récapitulatif des variations de l'élévation du lit sableux au dessus du capteur (P5) tout au long de la tempête Talim, juin 2012.	148
6.16	Schéma récapitulatif de la réponse morphologique de la plage émergée face aux forçages météo-marins extrêmes générés pas la tempête Talim, juin 2012.	149
6.17	Schéma récapitulatif de la réponse morphologique de la plage émergée face aux forçages météo-marins extrêmes de mousson pendant l'hiver 2011 et de tempêtes tropicales/typhons pendant l'été 2012. Les étoiles noires représentent la position du trait de côte sur le profil de plage correspondant.	151
6.18	Extrait de l'étude préliminaire sur la dynamique décennale du trait de côte depuis 1993 présentée en annexe 6.8. a) Position du trait de côte depuis 1993 et illustration de la dynamique <i>crosshore</i> au Nord de l'île barrière et <i>longshore</i> au Sud. b) Variations de la superficie de la barrière de 1993 à 2009. c) Position du trait de côte depuis 1993.	152
6.19	Revue bibliographique des vitesses de recul des barrières dans le monde.	153
20	Variations de la superficie de la barrière de 1993 à 2009.	227
21	Position du trait de côte depuis 1993 et illustration de la dynamique <i>crosshore</i> au Nord de l'île barrière et <i>longshore</i> au Sud.	229
22	Déplacement <i>crosshore</i> du trait de côte (TC) depuis 1993. Tous les calculs sont réalisés en référence à la position du trait de côte en 1993. a) Déplacement du trait de côte sur les périodes de 1993 à 1999, 1999 à 2004, 2004 à 2009 et 2009 à 2011. b) Vitesse de déplacement du trait de côte depuis 1993. c) Position du trait de côte depuis 1993.	230

Introduction

La dynamique d'un système littoral est contrôlée par des processus hydrodynamiques, morphodynamiques et de transport sédimentaire. Ces processus sont en interactions permanentes à plusieurs échelles de temps et d'espaces (figure 1). Un des grands enjeux de la recherche fondamentale sur la thématique littorale est de réussir à quantifier ces processus et à caractériser le rôle de l'emboîtement de ces différentes échelles. Dans ce contexte, les objectifs de cette thèse sont 1) d'acquérir un jeu extensif de mesures *in-situ* à haute résolution spatiale et temporelle pour 2) quantifier les processus impliqués et 3) caractériser le rôle de l'emboîtement des échelles dans la morphodynamique d'une barrière sableuse soumise à des forçages de types extrêmes.

Ce travail de thèse est présenté dans le cadre du projet KUN-SHEN 2011-2014 financé par l'Agence Nationale de la Recherche et associant le laboratoire Taïnan Hydraulics Laboratory (National Cheng Kung University, Taïwan) aux laboratoires Géosciences Montpellier (Université de Montpellier, France), CEREGE (Centre de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement, Université de Aix-Marseille) et MIO (Mediterranean Institute of Oceanography, Université du Sud Toulon-Var) en France. L'objectif de ce projet est de caractériser l'hydro-morphodynamique des barrières sableuses soumises à des conditions de forçages de vents et de vagues extrêmes lors des épisodes de mousson et de typhons.

Dans le cadre de ce projet, les questions directement soulevées dans mon travail de thèse seront :

1. Quels sont les processus hydro-sédimentaires dans la zone de jet de rive forcée par des conditions de typhons ?
2. Quelle est l'influence de chacune des phases de la tempête (montant, apex et tombant de typhon) dans les changements morphologiques du front de plage ?
3. Quelle est la réponse morphologique de la plage émergée soumise aux conditions énergétiques d'un typhon ? de plusieurs typhons ? d'une saison de typhons ou de mousson ?
4. Quelles différences y a-t-il entre les changements morphologiques induits par un typhon et ceux induits par une tempête plus modérée ?
5. Peut-on étendre à des conditions de tempêtes extrêmes, les modèles conceptuels déjà connus dans la littérature qui illustrent la morphodynamique d'une plage contrôlée par les vagues, la marée et des tempêtes modérées ?
6. Quel est le rôle de chacune des saisons de mousson et de typhons dans la dynamique annuelle de la barrière ?
7. Peut-on prédire l'évolution future long terme de la barrière (pluri-décennale) en caractérisant la dynamique court terme (instannée à annuelle) ?

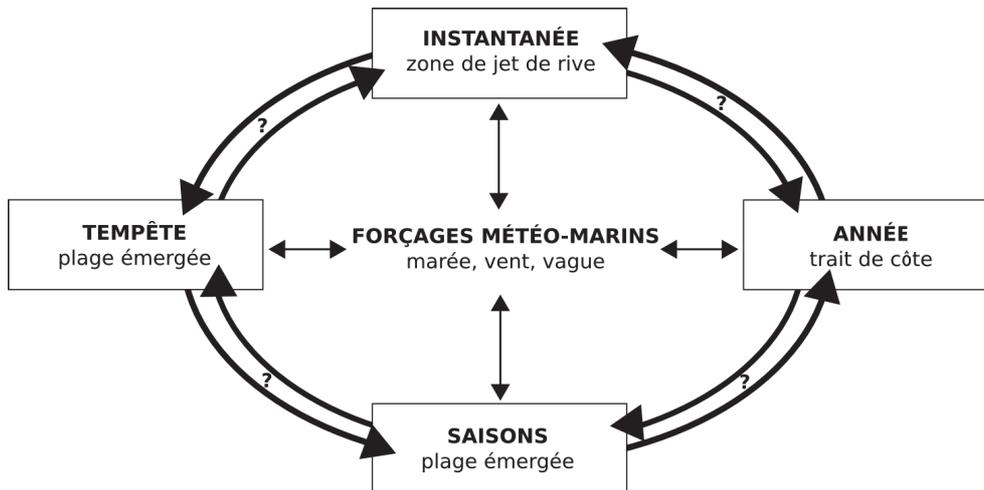


FIGURE 1 – Échelles spatio-temporelles étudiées dans ce travail de thèse. Les points d’interrogations illustrent les éventuels rétroactions des échelles entre elles et le rôle de l’emboîtement des échelles que nous cherchons à mettre en évidence dans ce travail.

Pour répondre à ces questions, l’objectif premier de ce travail est d’acquérir des mesures *in-situ* qui constitueront une base de données robuste et originale de la morphodynamique des plages lorsqu’elles sont soumises à des conditions de forçages de vents et de vagues extrêmes. Ce travail de terrain comprend le déploiement d’un ensemble d’instruments de mesures hydrodynamiques couplé à un suivi haute résolution des changements morphologiques d’une plage émergée sur une période d’environ une année. Ce travail de métrologie constitue donc une large part des résultats de cette thèse.

Basé sur une partie de ce jeu de mesures *in-situ*, le second objectif vise une analyse pluri-échelles spatio-temporelles de la réponse morphologique d’une barrière soumise à des forçages de vents et de vagues extrêmes. Ces échelles sont organisées par ordre croissant du plus court terme (instantanée) au plus long terme (annuel) et sont respectivement associées à des échelles spatiales différentes allant de la zone de jet de rive à toute la plage émergée. A travers ce découpage spatio-temporel, nous chercherons à caractériser les processus morphodynamiques contrôlant la réponse morphologique de la plage face aux événements extrêmes et à caractériser le rôle de l’emboîtement de ces échelles.

Ce manuscrit de thèse est donc organisé en plusieurs chapitres :

Le premier chapitre présente une revue bibliographique des problématiques évoquées. La thématique de la morphodynamique d’une barrière sableuse est particulièrement développée ainsi que quelques concepts d’hydrodynamisme littoral utiles dans cette étude. Cette synthèse permet de dégager les limites des approches actuelles et d’exposer ainsi le cadre de l’étude.

Le chapitre 2 présente la zone d’étude et le chapitre 3 les méthodologies utilisées.

Le chapitre 4 est focalisé sur l’échelle instantanée (figure 2). Cette étude vise à caractériser la morphodynamique de la zone de jet de rive (zone de l’ordre du centimètre) à l’échelle de la vague lors des différentes phases d’une tempête extrême (pas de temps de la seconde à quelques heures).

Le chapitre 5 cible l’échelle événementielle. Ce chapitre, vise à étudier la morphodynamique

de la plage émergée (zone de l'ordre de la centaine de mètres) lors d'un événement de tempête extrême (pas de temps de quelques jours).

Le chapitre 6 cible l'échelle saisonnière. Ce chapitre vise à caractériser la morphodynamique de la plage émergée (même zone spatiale que le chapitre précédent) lors d'une saison de typhons ainsi que lors d'une saison de mousson (pas de temps de quelques mois).

La conclusion générale permettra finalement de souligner les résultats et les idées majeures issues de ce travail de thèse et de proposer des perspectives de recherches futures.

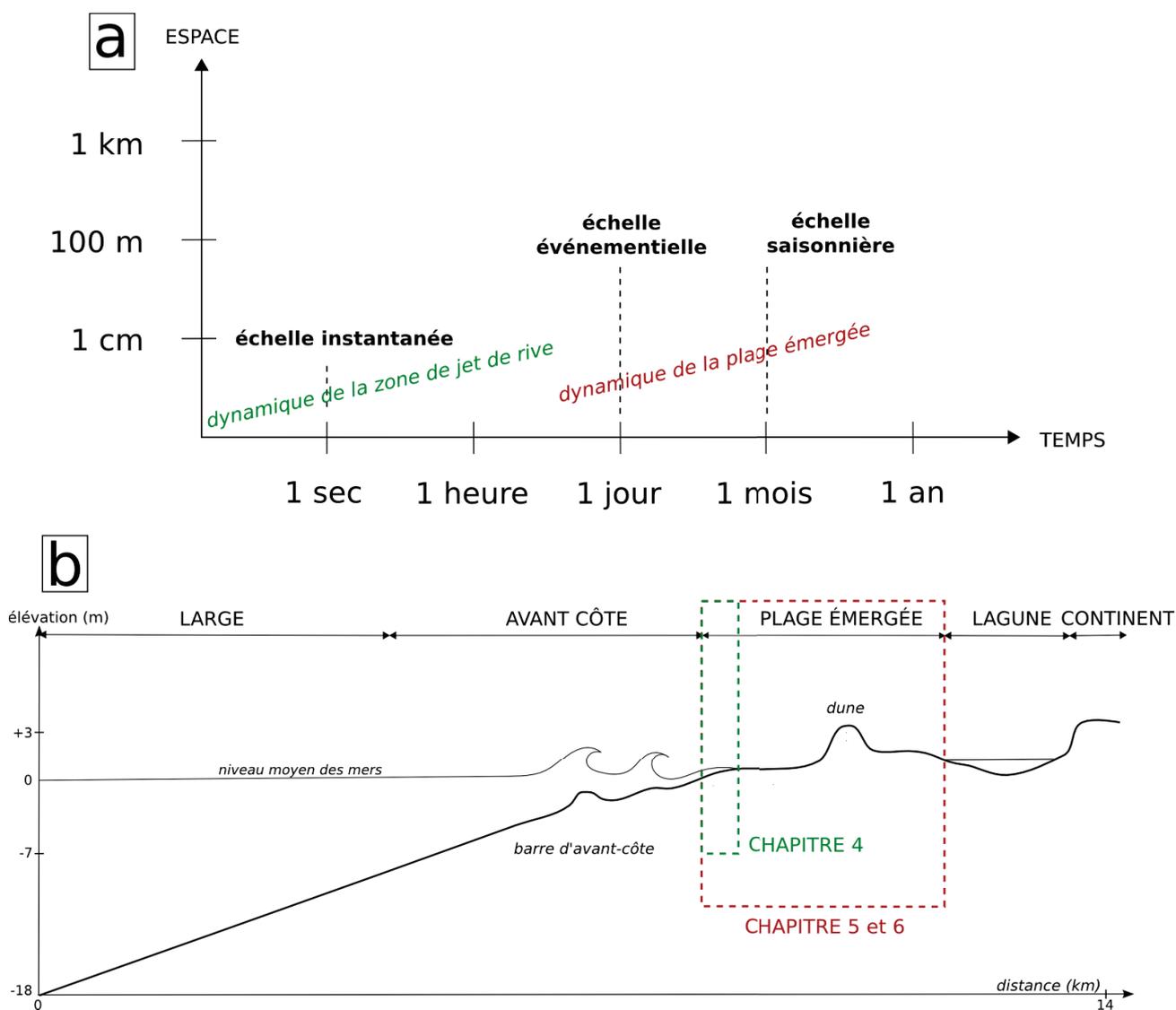


FIGURE 2 – Les échelles spatio-temporelles. a) Localisation dans le temps et dans l'espace des échelles étudiées. b) Représentation des différentes zones d'études le long d'un profil transversal du large jusqu'à la lagune.

ÉTAT DE L'ART

Sommaire

1.1	Les tempêtes extrêmes	6
1.2	L'hydrodynamisme	8
1.2.1	La houle	8
1.2.2	Zone de levée et zone de surf	10
1.2.3	Zone de jet de rive	10
1.2.4	Les ondes infragravitaires	11
1.3	Les morphologies	13
1.3.1	Les barres sableuses d'avant-côte	15
1.3.2	La plage émergée	18
1.4	La morphodynamique	20
1.4.1	L'avant-côte	20
1.4.2	La zone de jet de rive	21
1.4.3	Le trait de côte	24
1.4.4	la plage émergée	25
1.5	Limites des approches actuelles et démarche de l'étude	33

Ce chapitre vise à faire un état de l'art des principes et objets étudiés dans ce manuscrit, soit 1) le processus de génération des tempêtes, 2) l'hydrodynamisme littoral, 3) les morphologies constitutives de l'île barrière 4) la morphodynamique d'une d'île barrière soumise à des conditions de tempête. Le dernier chapitre souligne les limites des approches actuelles et la démarche de cette thèse.

Le sujet de cette thèse n'est ni météorologique ni hydrodynamique. Néanmoins, certains concepts et définitions propres à ces domaines de recherche sont utilisés dans ce travail. Seuls certains aspects utilisés dans ce travail de thèse seront donc évoqués dans les premier et deuxième paragraphes de ce chapitre. Les paragraphes 3 et 4 ciblent ensuite de façon plus exhaustive l'état de l'art des recherches réalisées dans les domaines qui concernent directement ce travail de thèse, soit les morphologies et la morphodynamique d'un système d'île barrière.

1.1 Les tempêtes extrêmes

Une tempête est une dépression atmosphérique qui génère des vents forts, voir violents, dans le cas des tempêtes extrêmes. La cyclogénèse correspond au processus de formation de ces tempêtes. Plusieurs conditions environnementales sont nécessaires à cette cyclogénèse (Zeng et al., 2006) telles que (figure 1.1) :

- une eau de mer chaude de minimum 26°C sur une profondeur d'au moins 50 mètres ;
- une atmosphère se refroidissant suffisamment rapidement avec l'altitude de façon à être potentiellement instable pour favoriser la convection ;
- des couches d'air relativement humides près de la moyenne troposphère (5 km) ;
- une distance d'au moins 500 km de l'équateur (à partir de 6° de latitude). Pour que la cyclogénèse puisse se produire, il doit exister une force de Coriolis suffisante afin d'amorcer le tourbillon des basses couches d'air et maintenir les basses pressions de la perturbation ;
- une perturbation préexistante près de la surface de la mer avec suffisamment de vorticité et de convergence. Le développement des typhons tropicaux nécessite la présence d'un système faiblement organisé associé à un tourbillon assez important et   un flux convergent de basse couche ;
- de faibles valeurs de cisaillement vertical du vent entre la surface et la haute troposphère. Ce cisaillement vertical correspond au gradient de vent avec l'altitude, qui doit être inférieur à 10 m/s. Un cisaillement important désorganise une tempête tropicale naissante ou peut l'empêcher de se développer. Pour une tempête déjà mise en place, une large zone de fort cisaillement vertical du vent peut provoquer sa dégénérescence.

Une fois toutes ces conditions réunies, une boucle de courant d'air chaud ascendant et d'air froid descendant au centre se met en place et crée une dépression à la surface de la mer ainsi qu'une hausse de pression au sommet de la masse nuageuse (Zeng et al., 2006). L'oeil du typhon au centre est la zone où les pressions sont les plus basses et les températures les plus chaudes en altitude. Cette zone peut s'étendre sur un diamètre de 10 à 150 kilomètres où les conditions de vents et de vagues sont calmes.

Le système cyclonique ainsi mis en place est ensuite autonome et soumis aux conditions climatiques générales. Les trajets des typhons sont donc difficilement prévisibles car ils dépendent de beaucoup de paramètres locaux différents (vitesse du vent au dessus de la mer ou des terres, températures de la mer, des terres et de l'air, humidité atmosphérique) (Peng et al., 2012). Le typhon se dissipe lorsque l'une des conditions évoquées disparaît comme par exemple, lorsqu'il va passer au dessus d'une trop grande étendue de terres froides.

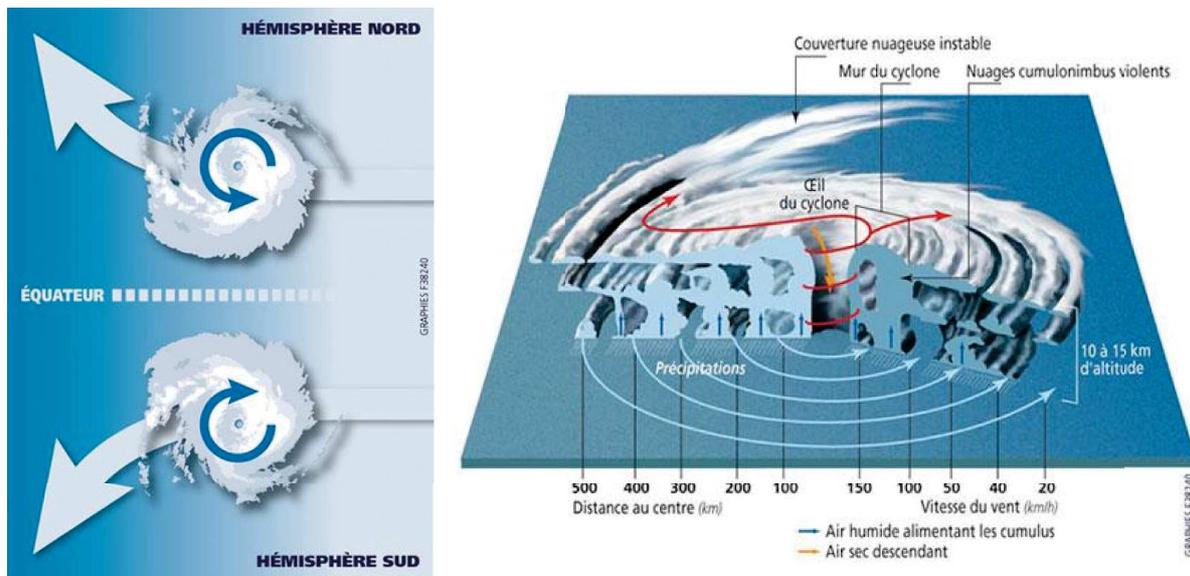


FIGURE 1.1 – Schéma illustrant la formation d’une tempête extrême. Source : Météo France

Bien que ce processus de cyclogénèse soit le même dans toutes les eaux tropicales du monde, le nom de ces tempêtes diffère selon leurs localisation (figure 1.2). On retrouve ainsi les ouragans (*hurricane*) dans le bassin Atlantique, les cyclones (*cyclone*) dans le bassin de l’océan Indien et les typhons dans le bassin Pacifique Ouest (*typhoons*).

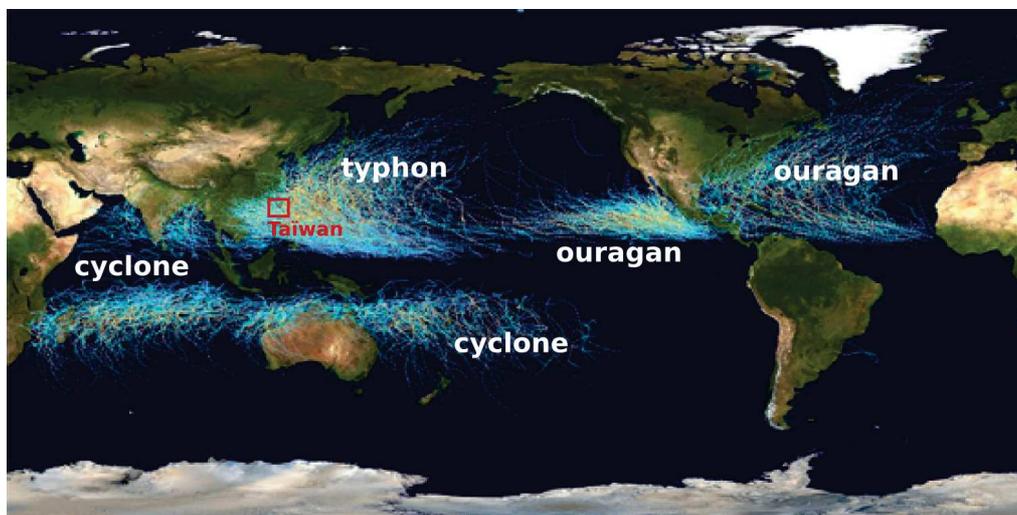


FIGURE 1.2 – Nomenclature et trajectoires des tempêtes extrêmes autour de la terre, de 1985 à 2005. Source : Nilfanion et NASA

Classiquement, on utilise l’échelle Saffir-Simpson pour catégoriser l’intensité de ces tempêtes. Cette échelle à cinq niveaux d’intensité est basée sur la vitesse des vents générés par la tempête (figure 1.3).

L’échelle Saffir-Simpson est la plus couramment utilisée dans la littérature pour catégoriser les tempêtes extrêmes. Cette échelle est également utilisée dans ce manuscrit pour faciliter la comparaison avec d’autres événements dans le monde.

Catégorie	Vents (km/h)	Pression (hPa)
dépression tropicale	0 à 62	-
tempête tropicale	63 à 117	-
1	118 à 153	> à 980
2	154 à 177	979 à 965
3	178 à 209	964 à 945
4	210 à 249	944 à 920
5	> à 249	< à 919

FIGURE 1.3 – L'échelle Saffir-Simpson

1.2 L'hydrodynamisme

1.2.1 La houle

La houle est une onde formée en pleine mer par l'action du vent sur la surface libre de la mer (*fetch* ou mer du vent) qui va ensuite se propager dans des zones où l'action du vent est limitée.

Dans ces zones, la surface de la mer à un instant donné apparaît comme un signal aléatoire et multidirectionnel. C'est par une analyse de Fourier que ce signal est traité. Cette approche conduit à superposer des ondes sinusoïdales et à en déduire une répartition de l'énergie en fréquence et en direction. Basé sur cette méthode de calcul spectral, la houle peut être définie par sa hauteur significative H_s . Dans cette étude, ce sont les hauteurs significatives $H_{1/3}$ qui sont généralement utilisées. Ces hauteurs représentent la moyenne du tiers supérieur des vagues les plus hautes. D'autres paramètres caractéristiques de la houle sont utilisés comme la hauteur H (de la crête au creux), la période T , la longueur d'onde L et l'amplitude qui est égale à la moitié de la hauteur (Short, 1999) (figure 1.4).

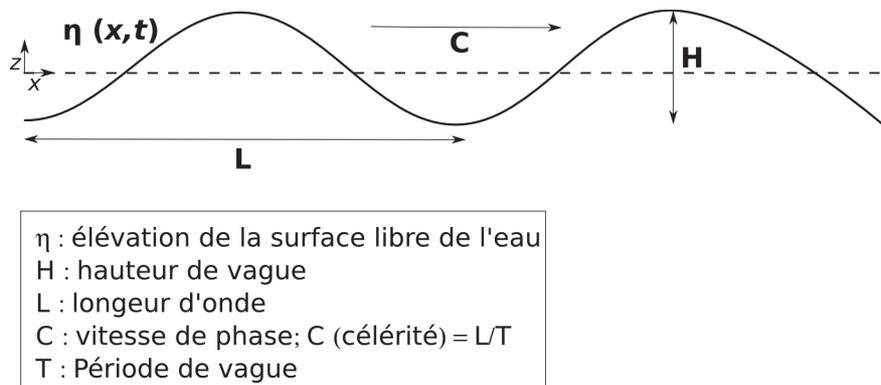


FIGURE 1.4 – Paramètres caractéristiques des vagues

La houle cyclonique générée en mer par un typhon va atteindre les côtes bien avant le typhon lui-même. Cette houle peut se propager loin autour du typhon, sur des côtes qui ne seront finalement pas directement affectées par son passage.

La hauteur maximale de houle mesurée à Taïwan est de 32 m (crête à creux) à 38 m de profondeur lors du typhon Krosa en 2007 (Liu et al., 2008b). A l'approche des côtes, ces houles commencent à être influencées par la bathymétrie lorsque la profondeur d'eau devient égale à la moitié de la longueur d'onde au large ($d = L/2$). Les transformations que subit alors la houle vont permettre de définir différentes zones du littoral affectées par des processus spécifiques

plus ou moins dominants (figure 1.5). Du large vers la côte, on retrouve ainsi la zone de levée (*shoaling zone*), la zone des brisants (*breaker zone*), la zone de déferlement (*surf zone*) et la zone de jet de rive (*swash zone*). Dans la suite de ce chapitre, les spécificités hydrodynamiques de chacune de ces zones littorales sont décrites.

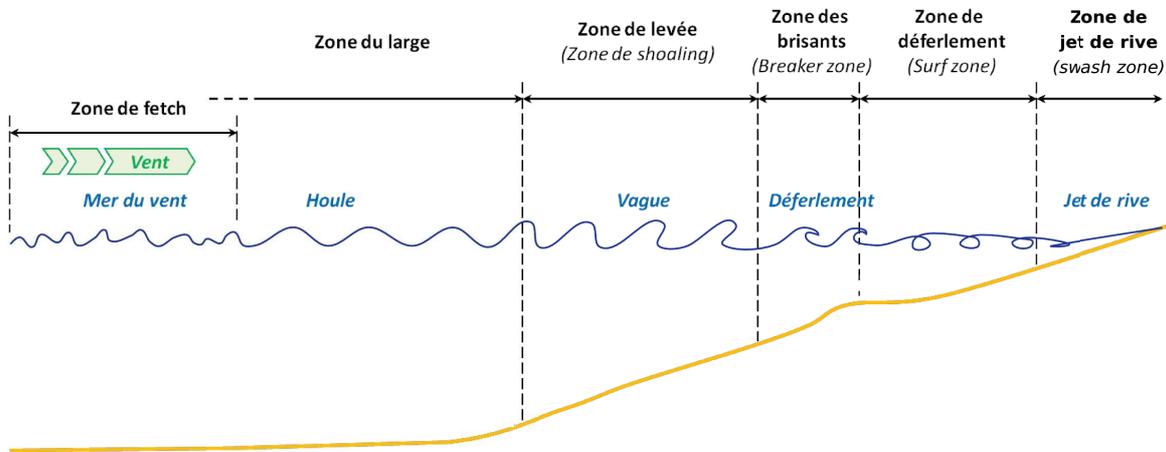


FIGURE 1.5 – Schéma de transformation des vagues à l'approche de la côte. Modifié d'après Bonte (2013)

1.2.2 Zone de levée et zone de surf

Dans la zone de levée, autrement appelée zone de *shoaling* (Longuet-Higgins, 2005), la période des vagues reste constante, les hauteurs de vagues H augmentent alors que la longueur d'onde et la vitesse diminuent. Ces effets de transformation de la vague sont dus aux variations de pressions et de vitesses sous les vagues qui induisent une transmission de quantité de mouvement associée à la propagation des vagues (Longuet-Higgins, 1953). Cet excès de flux de quantité de mouvement définit la contrainte de radiation. L'augmentation de la contrainte de radiation en amont de la zone de déferlement est compensée par une diminution d'élévation de la surface libre appelée le *set-down* et pondérée par une élévation bien plus importante du niveau d'eau en aval de la zone de déferlement : la surcote de vague, (*wave set-up*, η) (Bowen et al., 1968).

Le niveau instantané de la surface libre de l'eau dans la zone de surf dépend finalement de plusieurs paramètres tels que : les surcotes de vagues (Bowen et al., 1968; Dolata and Rosenthal, 1984; Dean and Walton, 2006) et de vents (*wind set-up*) dues aux variations de pression atmosphérique (Raubenheimer et al., 2001), l'effet de Coriolis (force centrifuge due à la rotation de la terre), la pression atmosphérique, les effets astronomiques de marée, les effets de transformation de la vague dépendants de la bathymétrie, les ondes infragravitaires ainsi que le jet de rive à la plage.

C'est le déferlement de la vague (lorsque la cambrure H/L est telle que la vague devient instable) qui marque l'entrée dans la zone de déferlement. Les travaux de Battjes (1974) ont permis de caractériser les conditions du déferlement à travers le nombre d'Iribaren ξ_0 tel que :

$$\xi_0 = \tan_\beta / (H_{m0}/L_0)^{1/2} \quad (1.1)$$

où H_{m0} est la hauteur de la houle au large (m), L_0 est la longueur d'onde au large (s) et \tan_β la pente de la plage.

Des mesures *in-situ* et en laboratoire ont permis de montrer que le *setup* (η) dépendait de la profondeur d'eau (h), de la hauteur de la houle et de la pente de la plage (Guza and Thornton, 1981; Raubenheimer et al., 2001). Plus récemment, Stockdon et al. (2006) ont élaboré deux nouvelles formules du *set-up* pour les plages à pentes intermédiaires et dissipatives. On considère qu'une plage est dissipative lorsque ξ_0 est inférieur à 0.23, intermédiaire lorsque ξ_0 est compris entre 0.23 et 1 et réfléchive lorsque ξ_0 est supérieur à 1.

Ainsi, pour une plage dissipative, le *set-up* η (m) est égal à :

$$\eta = 0.016(H_{m0} \cdot L_0)^{1/2} \quad (1.2)$$

1.2.3 Zone de jet de rive

Le *run-up* représente le niveau d'eau instantané et ultime atteint par le plan d'eau sur la plage. Ce *run-up* est une combinaison du niveau d'eau moyen (*mean sea level*, MSL = élévation moyenne entre la marée haute et basse sans l'effet des vagues) aux surcotes de vents et de vagues ainsi qu'aux ondes en interaction avec la bathymétrie (Dean and Walton, 2006; Weber et al., 1999). Le calcul de ce *run-up* est depuis toujours une préoccupation majeure dans le domaine littoral. De nombreuses études physiques et mathématiques du *run-up* tentent de prédire le niveau d'eau potentiel au littoral pour des paramètres donnés au large (Hubbard and Dodd, 2002; Erikson et al., 2005; Stockdon et al., 2006, 2007). Plusieurs valeurs du *run-up* peuvent être

calculées mais la plus couramment utilisée est le *run-up* 2 % (R_2) qui correspond à la hauteur dépassée par 2 % des plus hauts jets de rive. Stockdon et al. (2006) propose ainsi un calcul de R_2 pour tous types de plages (basé sur l'extension de la formule de Holman and Sallenger (1985)) et de forçages (Stockdon et al., 2007) tel que :

$$R_2 = 1.1(0.35\beta_f(H_0L_0)^{1/2} + \frac{[H_0L_0(0.563\beta_f^2 + 0.004)]^{1/2}}{2}), \quad (1.3)$$

où H_0 et L_0 sont la hauteur et la longueur d'onde des vagues au large et β_f la pente de la zone intertidale.

La zone de jet de rive est ainsi située entre la position du *run-up* et la zone de surf et constitue le dernier domaine de propagation des ondes incidentes sur la plage. La position de cette zone est donc, par définition, variable puisqu'elle dépend de la position du *run-up*. Elle se distingue par un incessant va-et-vient des vagues qui couvrent et découvrent successivement la zone par les processus de jet de rive (*up-rush*) et de nappe de retrait (*backwash*) (Hughes and Turner, 1999). La langue de jet de rive progresse très rapidement vers la côte jusqu'à ce que la tranche d'eau s'immobilise. Le courant s'inverse alors que la nappe de retrait amorce un retour vers le large. Deux pics de vitesse sont observés (en laboratoire et sur le terrain) dans un cycle de jet de rive (*swash*). Le premier se produit au tout début du jet de rive (accélération maximale) et l'autre à la fin de la nappe de retrait (Ruessink, 1998; Baldock and Holmes, 1999; Masselink and Hughes, 1998; Raubenheimer et al., 2001; Masselink and Puleo, 2006; Puleo et al., 2012). Deux types d'asymétrie de la vague de jet de rive ont ainsi été décrites dans la littérature : l'asymétrie de vitesse et l'asymétrie d'accélération telles que :

- l'asymétrie de vitesse (*velocity skewness*; Sk_v) qui peut être calculée comme le rapport des amplitudes $H_{crête}/H_{creux}$.
- l'asymétrie d'accélération (Ska) qui peut être calculée comme le rapport des périodes T_{pic}/T .

L'hydrodynamique, le transport sédimentaire et les changements morphologiques de la zone de jet de rive ont fait l'objet d'une revue complète par Masselink and Puleo (2006).

1.2.4 Les ondes infragravitaires

Le déferlement de la vague, qui marque l'entrée dans la zone de surf, entraîne une forte libération d'énergie qui est ensuite redistribuée. L'énergie de la houle incidente gravitaire (période de 4 à 20 s) passe ainsi des hautes fréquences vers les basses fréquences : les ondes infragravitaires de grandes longueurs d'ondes et de faibles amplitudes. Classiquement, la fréquence seuil entre les ondes gravitaires et infragravitaires est définie à 0.05 Hz. Néanmoins, ce seuil est très discuté dans la littérature car la part d'infragravité dans le spectre d'énergie du jet de rive peut varier selon chaque environnement (Hughes et al., 2014).

L'énergie de l'onde infragravitaire reste quasiment la même lors de sa propagation vers la côte ce qui rend ce type d'onde particulièrement énergétique dans la zone de jet de rive. Le jet de rive représente ainsi la zone de dissipation maximale de l'énergie de la vague à la plage et donc, la zone finale d'atténuation de l'énergie non dissipée dans le déferlement. Dans le cas des plages dissipatives, la zone de jet de rive est très largement dominée par cette énergie infragravitaire avec des ondes longues pouvant porter une succession de vagues incidentes. Inversement sur les plages réfléchissantes, la dynamique est concentrée dans la bande spectrale de la houle et

chaque vague incidente engendre un événement de jet de rive distinct.

On retrouve parmi les ondes infragravitaires, les ondes forcées ou liées (*bounded long waves*), les ondes libres et les ondes de cisaillements (*shear waves*) (Aagaard and Masselink, 1999).

Les vagues forcées sont présentes en dehors de la zone de *surf* et sont générées par l'interaction de plusieurs trains de houle incidente de fréquences et longueurs d'ondes différents qui forment un groupement de vagues. Trois processus de formation des vagues libres ont été décrits dans la littérature. Ces vagues peuvent être 1) formées alors que les houles gravitaires incidentes se brisent, 2) formées à partir de la zone de surf par la variation de la position du déferlement et 3) liées à la persistance de groupements de vagues dans la zone de *surf* générant des augmentations et diminutions de la masse d'eau à proximité de la plage émergée. Une fois réfléchies à la plage, ces ondes repartent au large (*leaky waves*) ou sont piégées au littoral par réfraction (*edge waves*) et parfois deviennent quasi-stationnaire (*standing edge waves*) dans la zone littorale (Ruessink, 1998).

1.3 Les morphologies

Roy et al. (1994), Short (1999) et récemment (Masselink and van Heteren, 2014) ont défini les différents types de morphologies sableuses que l'on retrouve le long des côtes dominées par les vagues (figure 1.6).

On retrouve ainsi les flèches sableuses qui longent et s'accolent à la côte et qui n'isolent pas complètement la lagune de la mer (*welded barrier*), les plages pochées entre deux promontoires rocheux (*pocket barrier*), les barrières en croissant (*cusped barrier*), les doubles tombolos (*double tombolos*), les barrières d'embouchure estuarienne (*baymouth barrier*) et tous les autres types de flèches sableuses (*sand spit*). Les barrières détachées de la côte incluent les barrières à énergies mixtes (*mixed-energy barrier island*) et les barrières dominées par les vagues (*wave-dominated barrier island*). Les *strand plain* sont des plaines à multiples barrières qui progradent vers la mer (*strand plain*).

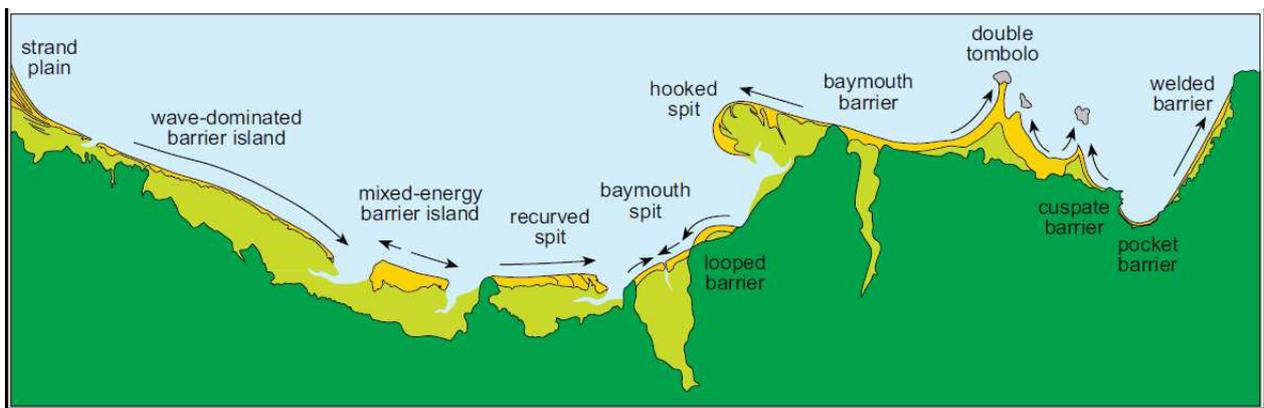


FIGURE 1.6 – Les différents types de morphologies sableuses le long des côtes dominées par les vagues. Les flèches indiquent le sens de la dérive littorale et les zones en vert clair, les zones d'arrière barrières submergées. D'après Masselink and van Heteren (2014)

Seules les flèches sableuses ou les barrières sableuses détachées de la côte sont susceptibles d'abriter une lagune (figure 1.6). Cette lagune est alors connectée à la mer par des passes (*inlet*) où l'intensification des courants de marées crée des deltas de jusant côté mer et des deltas de flot côté lagune (*tidal delta*) (Oertel, 1985).

Ces barrières sableuses représentent 13 % des côtes mondiales et se retrouvent le plus souvent en milieu microtidal et mésotidal mais rarement en milieu macrotidal (Hayes, 1994; Dean and Walton, 2006).

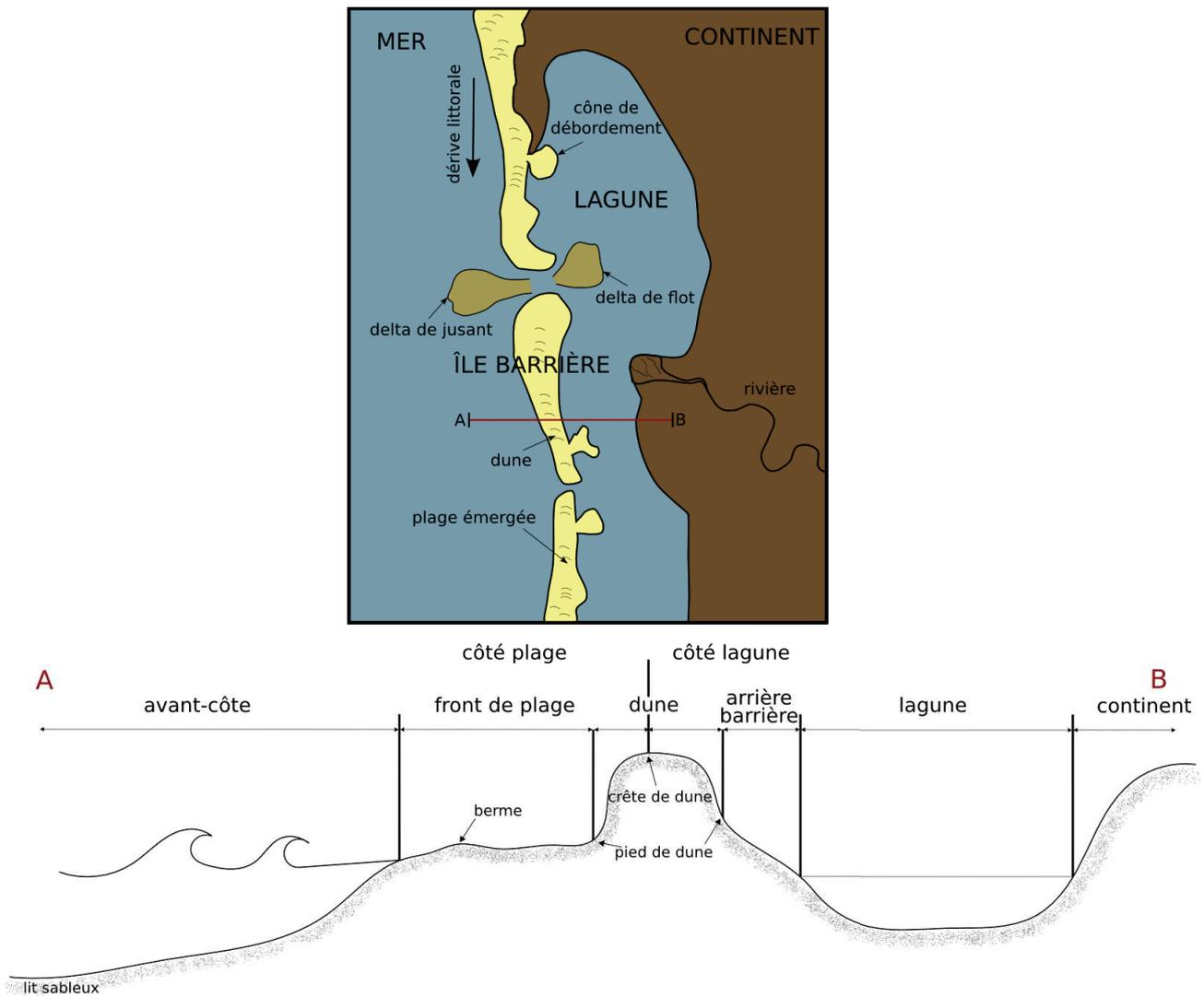


FIGURE 1.7 – Typologie utilisée dans ce travail de thèse pour définir les morphologies d'un système d'île barrière. La figure du haut est une vue de dessus alors que la figure du bas est une vue en coupe (*crossshore*).

Une île barrière est définie par plusieurs zones du large vers la terre (figure 1.7). On définit ainsi la zone du large (*offshore*), de l'avant côte (*nearshore*), du front de plage (*beach-front*), de la dune (*dune*), de l'arrière-barrière (*back-barrier*) et de la lagune (*lagoon*).

Bien que ces zones se retrouvent sur la plupart des îles barrières, le profil et l'état de plage peuvent varier. Dean (1991) propose ainsi un concept de profil d'équilibre de la plage. Cette formulation générale largement utilisée dans la littérature (notamment au travers de l'utilisation du "paramètre de Dean Ω ") met en relation la profondeur des brisants H_b (i.e la profondeur des premiers déferlements de vagues), la période des vagues T et la granulométrie du sédiment (définie par la vitesse de chute des particules ws) de la manière suivante :

$$\Omega = H_b / (ws.T). \quad (1.4)$$

L'évolution du profil d'une plage est dans ce cas essentiellement due aux caractéristiques granulométriques. Or, sur le terrain on constate que le profil de plage est également très dépendant d'autres facteurs tels que les variations du niveau de la mer ou les courants côtiers. Selon ce même concept, la distribution spatiale des matériaux dans le profil suit théoriquement une logique de tri en fonction de la granulométrie et des conditions de forçage. Or, cette distribution ne se vérifie pas toujours *in-situ*. Ainsi, bien que très utilisé, ce concept de profil d'équilibre est discutable compte tenu des nombreux autres facteurs qui entrent réellement en jeu (rétroactions hydro-sédimentaires) mais dont certains sont très difficiles à décrire de manière analytique.

Wright and Short (1983) se basent néanmoins sur ce paramètre Ω pour définir trois états de plage qui sont :

1. les plages réfléchives ($\Omega < 1$) soumises à des conditions de vagues de faible énergie ;
2. les plages intermédiaires ($2 < \Omega < 3$) ;
3. les plages dissipatives ($\Omega > 6$) soumises à de fortes conditions énergétiques.

Les plages composées de sédiments mixtes à grossiers sont le plus souvent réfléchives, pentues, étroites et ne présentent pas de zone de surf. Les vagues se brisent directement sur la plage émergée et se transforment directement en jet de rive. Inversement, les plages dissipatives sont larges à faibles pentes. Les conditions énergétiques souvent fortes sont donc dissipées le long de la zone de surf jusqu'à la zone de jet de rive. Ce profil d'avant-côte aboutit le plus souvent à la formation de barres sableuses d'avant-côte.

1.3.1 Les barres sableuses d'avant-côte

Les barres sableuses d'avant-côte (*nearshore sand bar*) sont les morphologies les plus classiquement observables dans la zone de déferlement (Wijnberg and Kroon, 2002; Castelle et al., 2007). Ces méga-dunes sont asymétriques avec une pente plus faible du côté mer que du côté terre. Dans le cas d'un environnement à plusieurs barres, la plus au large est appelée barre externe (*outer bar*) et la plus près de la côte est appelée barre interne (*inner bar*).

Ces barres peuvent avoir des formes différentes allant d'une forme linéaire à une forme ondulée le long du littoral. Ces formes sont classiquement classées dans le modèle conceptuel de Wright and Short (1983) qui définit la morphologie des barres en fonction de l'hydrodynamique locale (période et hauteur moyenne des vagues dans le milieu) et de la pente de plage (figure 1.8).

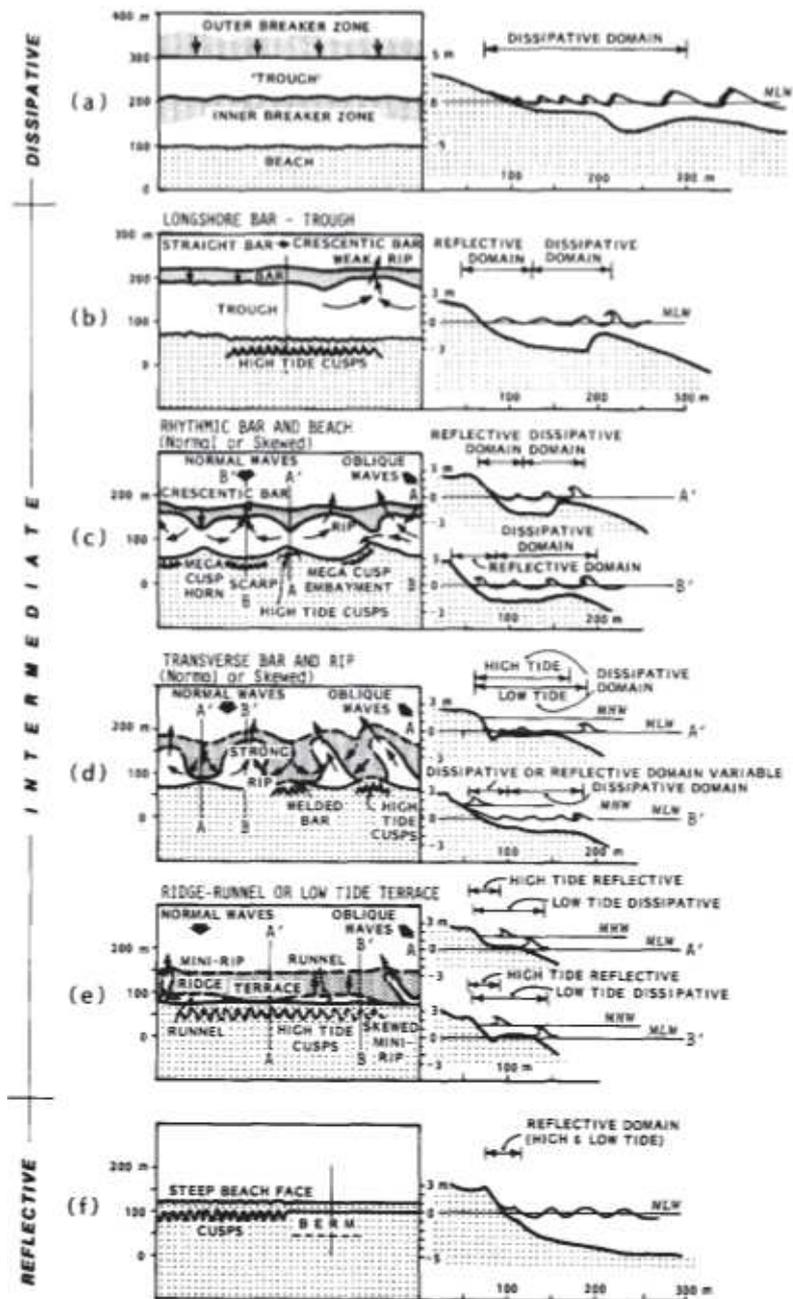


FIGURE 1.8 – Classification des barres d'avant-côte en fonction des profils de plage et des conditions hydrodynamiques. D'après Wright and Short (1983)

Le nombre de ces barres augmente à mesure que la période moyenne des vagues dans le système et que la granulométrie diminuent. Ce modèle de Wright and Short (1983) a été étendu par Short and Aagaard (1993) à des environnements de deux ou trois barres (figure 1.9).

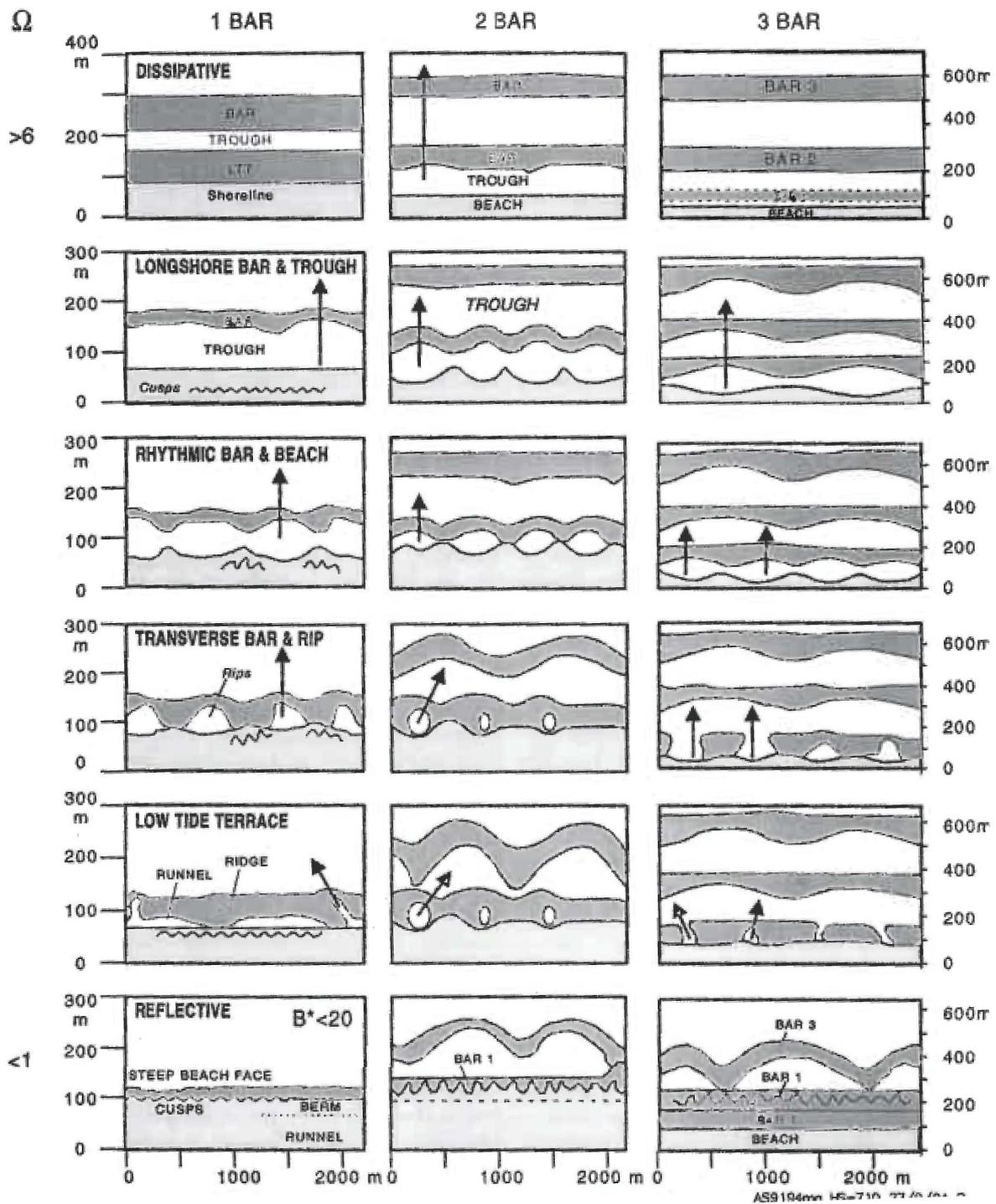


FIGURE 1.9 – Classification des barres d'avant-côte en fonction des profils de plage et des conditions hydrodynamiques. D'après Short and Aagaard (1993)

Plusieurs autres formes de barres ont été décrites comme étant des états transitoires entre les différents états idéalisés décrits par Short and Aagaard (1993). Allant d'une plage dissipative à une plage réfléchive, la forme des barres peut ainsi varier (Stepanian and Levoy, 2003; Castelle et al., 2007; Sénéchal et al., 2009; Almar et al., 2010).

On retrouve ainsi :

- les barres et bâches rectilignes (*longshore bar trough*) caractéristiques d'une plage à forte énergie (Wijnberg and Terwindt, 1995; Ruessink, 1998).
- les barres festonnées (*rhythmic bar and beach*, RBB) dont les festons (pointes) sont dirigés vers la terre.
- les barres transverses (*Transverse Bar and Rip*, TBR) qui se forment plus ou moins perpendiculairement au trait de côte.
- les barres de *swash* (*swash bar*) sur la zone intertidale et très mobiles sous l'action du jet de rive.
- les barres et bâches (*Low Tide Terrace*, LTT ou *ridge and runnel*) qui caractérisent un environnement à plus faible énergie et qui sont le plus souvent localisées en zone intertidale.

Castelle et al. (2007) ou Sénéchal et al. (2009) ont également mis en évidence des systèmes de barres-bâches ou barres de bas de plage (LBB) sur la zone intertidale en zone macro-mésotidale. Ces états transitoires se retrouvent également en milieu microtidal et peuvent se succéder plus ou moins vite selon l'intensité des forçages (Aleman et al., 2011). Sur certains sites, ces états de barres intermédiaires peuvent être figés sur de longues périodes alors que sur d'autres sites, elles ne sont que des étapes transitoires lorsque le système est soumis à des conditions de tempêtes (Castelle et al., 2007; Sénéchal et al., 2009; Price and Ruessink, 2011).

1.3.2 La plage émergée

Sur le front de plage (*beach-front*), le jet de rive marque le passage de la plage immergée soumise aux conditions de vagues et de courants, à la plage émergée soumise au transport éolien. La position de ce jet de rive le long du profil de plage varie en fonction de l'amplitude de la marée et de l'élévation du niveau d'eau. En terme de morphologie, la zone de jet de rive peut être caractérisée par la présence d'une marche immergée, le talus de plage (*beach-step*). La hauteur de ce talus de plage est dépendante des conditions hydrodynamiques (Masselink and Puleo, 2006) et varie de quelques centimètres à plusieurs dizaines de centimètres (Hughes and Turner, 1999).

La zone soumise aux battements de la marée (zone intertidale *foreshore*) décrit différentes zonations (figure 1.10). En remontant le long du profil de plage, on retrouve ainsi la zone subtidale (rarement émergée, *subtidal zone*), la zone intertidale (dans les battements moyens de la marée, *intertidal zone*) et la partie supratidale (rarement immergée, *supratidal zone*) qui s'étend jusqu'au pied de dune.

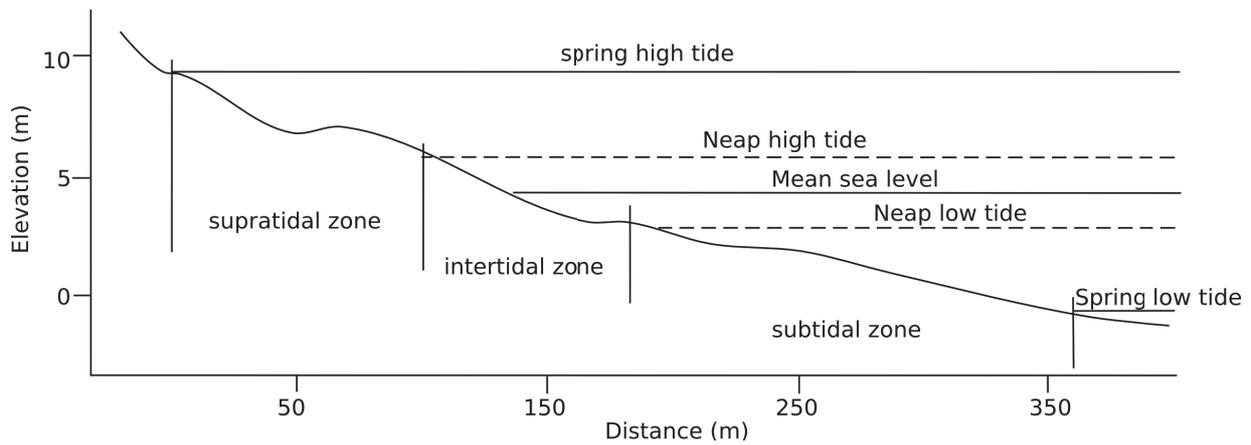


FIGURE 1.10 – Les différentes zonations de la plage en fonction du niveau d'eau généré par la marée. Modifié d'après Wright and Short (1983)

Généralement en relation avec la dynamique des barres sableuses d'avant-côte et la période des vagues incidentes, les croissants de plage (*beach-cusps*) sont des morphologies en forme de croissants qui pointent vers la mer et qui se retrouvent le plus souvent à intervalle régulier le long de la zone du trait de côte (Guza and Inman, 1975; Thornton et al., 2007). L'espacement de ces croissants augmente avec l'énergie du milieu. Ils sont d'ailleurs classiquement catégorisés suivant leurs espacements : les *swash cusps* espacés de quelques centimètres à quelques mètres et les *rythmic topography cusps* espacés de 50 mètres à plusieurs centaines de mètres (Guza and Inman, 1975). On retrouve ainsi le type *swash cusps* sur des plages plutôt réfléchives et les *rythmic topography cusps* sur des plages intermédiaires. Ces morphologies ne sont généralement pas présentes sur les plages à profil dissipatif.

La berme est un bombement topographique qui résulte d'une accrétion localisée sur le point le plus haut de la zone de jet de rive mais néanmoins toujours soumis à l'action des vagues. Elle marque ainsi la limite d'action des vagues et le début de l'action éolienne.

Plus haut sur le profil, des dunes embryonnaires peuvent se développer en pied de dune sur la zone supratidale. Ces morphologies traduisent un engraissement et un élargissement de la dune qui représente la zone la plus élevée du cordon sableux. Les points les plus hauts définissent la crête de dune (*dune crest*) qui marque le passage du domaine sous influence marine directe à un domaine plus protégé du côté lagune (*lagoon-front*). Côté lagune, l'arrière barrière (*back-barrier*) définit la zone qui s'étend de la lagune jusqu'au pied de dune.

Pour finir, la lagune est une étendue d'eau comprise entre la terre ferme et l'île barrière. Cette zone de dépression située au-dessous du niveau moyen des mers peut avoir une ou plusieurs communications permanentes ou temporaires avec la mer via des passes (*inlet*) dans le cordon sableux. Dans les lagunes ouvertes, les courants de marées et le marnage sont suffisamment grands pour assurer un auto-dragage des passes qui échappent ainsi à l'obturation. Lorsque le transport sédimentaire *longshore* dans la dérive littorale est puissant, l'extension des flèches sableuses tend à colmater ces passes. Les lagunes sont des milieux très productifs (beaucoup de matière organique) et sont donc très souvent aménagées de parcs aquacoles.

1.4 La morphodynamique

La mise en place

A l'échelle géologique, l'architecture des cortèges sédimentaires est contrôlée par l'eustatisme, la subsidence et le disponible sédimentaire (Raynal, 2008). Bien que la déglaciation fût interrompue au Pléistocène supérieur par une période glaciaire entre 13000 et 11000 ans BP (niveau à -60 m par rapport au niveau actuel) le niveau marin ne cesse de monter depuis l'Holocène. C'est le ralentissement de cette montée à 6500/5500 ans BP qui est à l'origine de la mise en place de la majorité des systèmes sableux contemporains (Raynal et al., 2009, 2010).

La capacité d'évolution et d'adaptation de ces systèmes aux changements globaux dépend principalement du stock sableux dans le système et de la morphologie héritée (Raynal et al., 2009, 2010). En plus de la quantité des apports sédimentaires, il est important de considérer la proportion relative des différentes sources (apports détritiques directs, apports latéraux, remaniement). La compétition entre ces différents apports sédimentaires joue un rôle déterminant sur l'évolution en trois dimensions d'un système littoral (Kraft et al., 1987; Raynal, 2008). Dans le cas d'un littoral à faible apport sédimentaire, la houle et les courants qu'elle induit jouent un rôle particulièrement important sur l'évolution morphodynamique du système. Cette morphodynamique est également influencée par la granulométrie du sédiment et la bathymétrie d'avant-côte (Masselink and van Heteren, 2014).

1.4.1 L'avant-côte

Plusieurs études se sont penchées sur la dynamique transversale (*crosshore*) et longitudinale (*longshore*) des barres sableuses d'avant-côte (Gallagher et al., 1998; Ruessink et al., 2007; Grasso, 2009) ainsi que sur le rôle joué par les conditions hydrodynamiques dans la zone de surf (particulièrement les courants de retour (Gallagher et al., 1998)). La migration *crosshore* de ces barres a longtemps été décrite comme l'adaptation directe des morphologies aux variations des conditions hydrodynamiques (Aagaard et al., 1998). Aujourd'hui, la dynamique de ces barres est définie par l'interaction et les rétroactions avec la morphologie héritée/instantanée ainsi que les variations des conditions de vagues et de courants.

Ainsi, pendant les tempêtes, l'intense déferlement des vagues au dessus de la crête de barre génère un fort courant de retour (*undertow*) qui transporte le sédiment vers le large. La barre peut ainsi migrer de 10 à 20 m par jour vers le large souvent corrélée à une érosion de la plage émergée (Sallenger and Holman, 1985; Ruessink, 1998). Gallagher et al. (1998) montrent que cette rapide migration vers le large engendre une transformation de la forme de la barre qui tend vers l'état de barres et bâches rectilignes (*LBT*) voir à un état de profil linéaire complètement dissipatif. Dans des conditions énergétiques particulièrement fortes, les barres festonnées ou irrégulières peuvent être linéarisées et homogénéisées. Seules des périodes de faibles hauteurs de vagues pourront reconstruire les festons (Lippmann and Holman, 1990). Les courants *longshore* générés créent également une migration longitudinale des festons (ou de la barre entière) parfois supérieure à 100 m par jour (Ruessink, 1998). Price and Ruessink (2011) soulignent d'ailleurs l'importance de l'angle d'incidence des vagues et des courants *longshore* dans les changements de forme des barres. Pendant le temps calme, la barre peut retrouver une forme plus ondulée et migrer jusqu'à 1 m par jour vers la côte.

Si l'hydrodynamisme joue un grand rôle dans la dynamique de ces barres, ces morphologies jouent également un rôle rétroactif sur l'hydrodynamisme dans la zone de surf. En effet, la position des barres (distance *crosshore* à la côte) est un facteur qui contrôle directement

la position du déferlement et donc l'hydrodynamisme de la zone de surf et de jet de rive (Wijnberg and Kroon, 2002). Almar et al. (2010) soulignent également ces interactions morphologie/hydrodynamique par le fait que la dynamique d'une barre sableuse ne peut pas être étudiée indépendamment de la dynamique de toutes les barres du système, y compris les barres intertidales (Ruessink et al., 2007; Price and Ruessink, 2011).

Dans le cas des sites à plusieurs barres, la barre externe la plus au large, est plus profonde et plus large que la barre interne la plus près de la plage. La barre interne, évoluant dans une profondeur d'eau moindre, est plus dynamique que la barre externe. Plus encore, la barre externe paraît principalement contrôlée par les hauteurs de vagues incidentes alors que la barre interne paraît être plus facilement influencée par les variations de marée en régime macrotidal.

Bien souvent la migration de la barre interne vers la plage est corrélée à une accrétion de la plage émergée. Sénéchal et al. (2009) ou Almar et al. (2010) attribuent un grand rôle aux barres sableuses intertidales dans la dynamique de la barre interne et donc du front de plage. Cependant, les processus hydro-sédimentaires entre les barres d'avant-côte et le front de plage restent encore peu décrits dans la littérature. En se basant sur des mesures de terrain réalisées dans le cadre de mon stage de Master 2ème année, j'ai montré qu'en période de temps calme entre deux tempêtes, des fragments ou festons de la barres internes peuvent venir engraisser la plage émergée via un cycle de remontée des stocks sableux de la zone d'eau très peu profonde jusqu'à la zone de trait de côte. Ce travail est présenté en annexe 6.8 (Campmas et al., 2012).

En terme de modélisation numérique, plusieurs études se sont concentrées sur cette dynamique court terme (d'un jour à un mois) *crossshore* des barres (Ruessink et al., 2007; Castelle et al., 2007). Mais, les relations entre les conditions de vagues et l'évolution du lit sableux en domaine très peu profond (< 0.5 m) restent encore mal connues surtout lorsqu'on essaie d'intégrer la dynamique de la zone de jet de rive. Bien souvent, le transport dans les eaux très peu profondes est généralement ignoré (Ruessink et al., 2007) bien que cette zone reste très importante dans le transfert de sédiment entre la zone de déferlement et la plage émergée (Masselink et al., 2009; Campmas et al., 2012).

A plus grande échelle de temps, le modèle NOM (*Net Offshore Migration*) décrit un cycle de génération (près de la côte) et destruction (au large) pluri-décennales des barres qui se déroule à volume constant (Wijnberg and Terwindt, 1995; Castelle et al., 2007). Ce cycle se retrouve dans des environnements à sédiments fins avec une faible pente d'avant-côte, une barre externe linéaire et l'action de houles énergétiques. Ce cycle également observé en milieu microtidal apparaît s'effectuer sans perte significative de sédiment vers le large (Certain et al., 2005).

1.4.2 La zone de jet de rive

La zone de jet de rive est le moteur du transport sédimentaire entre la plage émergée et la zone de déferlement immergée (Butt and Russell, 1999). La morphodynamique de cette zone (figure 1.11) est particulièrement complexe et dépend 1) de l'hydrodynamique incidente (Houser and Barrett, 2010) 2) de l'hydrodynamique propre des vagues de jet de rive (Masselink and Puleo, 2006) et 3) de la morphologie de la zone (Nielsen, 1992). Cette morphodynamique de la zone de jet de rive a déjà fait l'objet d'une revue très complète par Masselink and Puleo (2006).

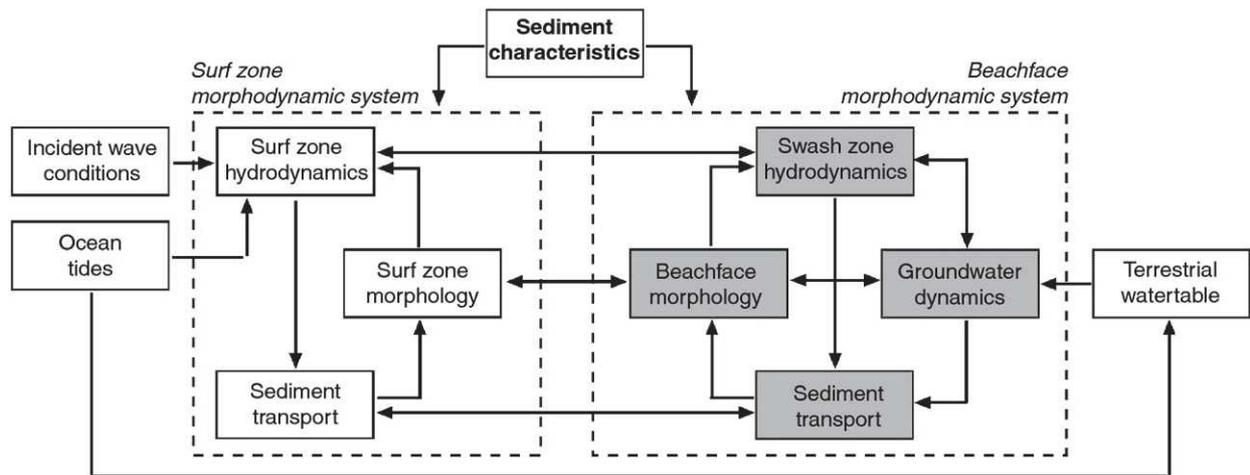


FIGURE 1.11 – Synthèse des relations entre les facteurs impliqués dans la morphodynamique de la zone de jet de rive. D'après Masselink and Puleo (2006)

Rôle de l'hydrodynamique incidente

Plusieurs études suggèrent un contrôle du transport sédimentaire dans la zone de jet de rive par les conditions de vagues incidentes dans la zone de surf (Baldock et al., 2005; Houser and Barrett, 2010). Plus particulièrement, Baldock et al. (2011) montrent que le taux d'érosion de la zone de surf et de jet de rive augmente avec la présence de vagues de grandes longueurs d'ondes ou des groupes de vagues. Alsina et al. (2012) soutiennent cette idée et montrent que les événements de jet de rive qui remettent le plus de sédiment en suspension sont corrélés à la présence des ondes longues incidentes.

A la fin de la nappe de retrait, la base de la langue d'eau peut rencontrer un nouveau jet de rive. Celui-ci est alors déstabilisé et une forte turbulence appelée saut hydraulique est générée (Masselink et al., 2010; Cáceres and Alsina, 2012). Les termes *wave / swash* (interaction vague incidente / jet de rive) et *up-rush / backwash* (jet de rive / nappe de retrait) ou *swash/swash* (jet de rive / jet de rive) utilisés dans la littérature définissent le même processus de rencontre entre une nouvelle vague incidente qui monte sur le profil de plage et la fin de la nappe de retrait précédente qui redescend (Cáceres and Alsina, 2012). Puleo and Holland (2001), Jackson et al. (2004) et Aagaard and Hughes (2006) montrent ainsi que l'énergie des vagues incidentes peut être injectée dans la zone de jet de rive et jouer un rôle dans la turbulence *swash-swash* à la base du jet de rive. Blenkinsopp et al. (2011) évoquent aussi un transport sédimentaire plus important dans cette zone et Holland et al. (2001) corrélient directement la tendance érosive ou accrétive de la zone de jet de rive avec la présence ou l'absence de ces interactions *swash-swash*.

Rôle de l'hydrodynamique du jet de rive

De l'asymétrie de vitesses et d'accélération entre le jet de rive et la nappe de retrait, résulte l'asymétrie de transport du sédiment et donc le dépôt/départ de sédiment (Elfrink and Baldock, 2002; Cáceres and Alsina, 2012). Un transport de sédiment vers la plage (*onshore*) peut être observé lorsque la charge de sédiments en suspension dans le jet de rive est plus importante que celle dans la nappe de retrait (Puleo and Holland, 2001; Masselink et al., 2005; Houser and Barrett, 2010). D'après Masselink and Puleo (2006), le cisaillement induit par le déplacement des langues de jet de rive est maximal en bas de la zone de jet de rive et diminue progressivement vers le haut de plage. Le transport sédimentaire apparaît donc plus fort en bas de zone de jet de rive qu'en haut (figure 1.12).

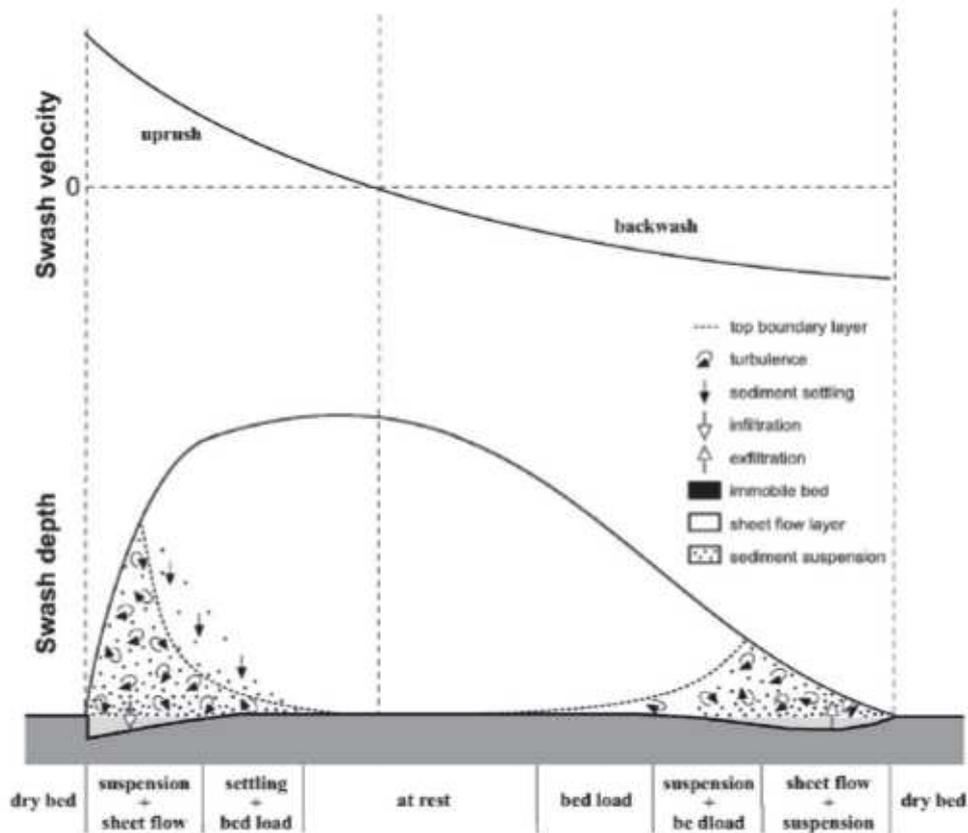


FIGURE 1.12 – Schéma de localisation de la remise en suspension préférentielle du sédiment le long d'un cycle de jet de rive. D'après Masselink and Puleo (2006)

Récemment beaucoup d'efforts ont été fournis pour mesurer l'élévation de la surface libre et/ou l'hydrodynamique et les changements morphologiques pendant un événement de jet de rive en utilisant différentes techniques telles que des pressiomètres enfouis dans le sable (Baldock et al., 2008; Blenkinsopp et al., 2011), des capteurs à ultrasons (Turner et al., 2009; Blenkinsopp et al., 2010b), des scanners laser (Blenkinsopp et al., 2010a) ou encore de l'imagerie vidéo (Holland and Puleo, 2001; Vousdoukas et al., 2014). Basés sur des mesures de pièges à sable pendant 28 cycles de jet de rive (plage réfléchive de Myalup, côte Ouest Australie), Masselink and Puleo (2006) reportent des transports de sédiments moyens *crosshore* de -46 kg/m à $+27.3$ kg/m. Ces valeurs semblent sous-estimées car les pièges à sable ne peuvent pas mesurer la totalité de la nappe de sédiments charriés dû à l'*offset* de l'instrument au-dessus du sable (hauteur entre l'élévation du lit sableux et le piège à sable). Cette méthode appliquée sur la plage du "truc vert" (macrotidal, côte Ouest France (Masselink et al., 2009)) montre des flux sédimentaires de 3 et 118.8 kg/m dans respectivement le jet de rive et la nappe de retrait ainsi que des flux sédimentaires moyens *crosshore* entre -53.7 kg/m et $+46$ kg/m. Puleo (2009) reporte des flux entre 55 et 80 kg/m respectivement dans le jet de rive et la nappe de retrait et un flux moyen *crosshore* de 15 à 45 kg/m. Blenkinsopp et al. (2011) montrent que le flux de sédiment lors d'un événement de jet de rive simple (une vague de jet de rive seule) est du même ordre de grandeur pendant le jet de rive que la nappe de retrait mais qu'il existe une non-homogénéité des changements morphologiques au cours du cycle de marée. De même que Cáceres and Alsina (2012), ils en concluent donc que seuls quelques événements particuliers de jets de rive sont à l'origine d'un déplacement significatif de sédiment et d'un changement clair de morphologie.

Rôle de la morphologie

Jackson et al. (2004) mentionnent l'importance d'un autre facteur influençant le transport sédimentaire dans le jet de rive. Ils montrent le rôle majeur et trop peu étudié, de la pente de plage dans la remise en suspension du sédiment à la base de la zone de jet de rive lors de l'interaction vague incidente/jet de rive. Ils soulignent ainsi le manque crucial d'étude sur l'importance du profil de plage dans le contrôle de l'hydrodynamique de la zone de jet de rive par les vagues incidentes. De même, Erikson et al. (2005) montrent que plus la pente de la zone de jet de rive est réfléchive et plus le jet de rive sera court (durée inférieure à la période des vagues incidentes). Ceci génère principalement de l'érosion et un lissage du profil. Inversement, plus la pente est faible et plus le jet de rive s'étirera sur le profil de plage générant une accentuation de la pente. Alsina et al. (2012) montrent également que plus la pente est forte et plus l'intensité de la nappe de retrait sera élevée, et donc, plus le taux de remise en suspension du sédiment sera fort et l'impact morphologique élevé. Inversement, plus la pente est dissipative et plus il y aura d'interactions vague-vague à la base du jet de rive et donc, moins il y aura de sédiments en suspension.

Bien que ces processus soient encore mal compris, le rôle de l'infiltration/exfiltration de l'eau dans le lit sableux est reconnu pour ayant également un rôle majeur dans le transport sédimentaire. Ce processus dépend principalement de l'élévation de la nappe phréatique, de la porosité/perméabilité du sédiment et du degré de saturation en eau du milieu (Nielsen, 1992; Turner, 1998; Elfrink and Baldock, 2002).

1.4.3 Le trait de côte

Le trait de côte marque la limite entre le domaine maritime et le domaine terrestre. Ainsi, on pourrait facilement penser à définir la localisation du trait de côte à la position moyenne ou maximale du jet de rive. Mais, il existe dans la littérature beaucoup de définitions différentes du trait de côte (Boak and Turner, 2005). Il peut en effet être représenté par des facteurs aussi bien hydrodynamiques que morphologiques. Il convient donc de choisir une définition du trait de côte qui s'adapte bien à la zone d'étude suivie et à l'échelle de temps de l'étude. Pour une étude long terme en milieu macrotidal, le trait de côte peut facilement être défini par la localisation du pied ou crête de dune/falaise. L'utilisation de la laisse de haute mer (trop grande variabilité en milieu macrotidal) ou de la crête de berme (morphologie trop éphémère pour une étude à long terme) ne serait, dans ce cas, pas adaptée.

Ce type de suivi peut être basé sur des levés topographiques périodiques (court terme ou long terme; mesure GPS, laser, vidéo, photogrammétrie) ou le positionnement sur des images satellites ou des photographies aériennes.

Sur un système sableux soumis à des ouragans, Ruggiero et al. (2009) indiquent un recul du trait de côte de 10 m/an sur les côtes de l'Oregon à Washington dû aux épisodes de hautes énergies El Niño et La Niña. Doughty et al. (2004) évoquent une variabilité du trait de côte de 3 à 6 m entre 1993 et 1996 sur la barrière de Hutaff en Caroline (USA). Entre 1996 et 1999 cette barrière enregistre des reculs de 20 m/an majoritairement attribués aux passages d'ouragans intenses (Fran, Bonnie et Floyd). Toujours en Caroline, les parties centrales et Sud de l'île barrière de Masonboro migrent respectivement de 5.4 à 9.7 m/an entre 1993 et 2002 (Doughty et al., 2004). Le trait de côte de la barrière de Louisiane (USA) migre vers la terre à des vitesses de 6.1 m/an sur les 100 dernières années et de 9.4 m/an sur les 30 dernières années (Penland et al., 2005). En Virginie (USA) la barrière sableuse de Wallops a reculé de 3.8 m à 4.8 m/an sur les 40 dernières années (Rosati et al., 2010). Pour finir, la barrière de Santa Rosa en Floride a reculé de 2.1 m/an entre septembre 2004 et 2005 (Houser et al., 2008). Ce

recul a majoritairement été attribué au passage des ouragans Ivan en 2004 et Katrina en 2005. Sallenger and Guy (2009) enregistrent des variations de localisation du trait de côte encore plus importantes avec un retrait de 500 m dans certaines zones de la barrière, sur les 22 mois suivant l'événement Katrina en 2005. Ils mettent en évidence l'importance du profil morphologique hérité dans l'impact des tempêtes qui suivent un événement extrême. Enfin, dans une partie spécifique de la barrière accolée à une passe, Doughty et al. (2004) mesurent également un recul de 180 m entre 1996 et 1999 (60 m/an).

A l'heure où le niveau marin augmente de 1.7 ± 0.2 mm/an (entre 1900 et 2009, et 1.9 ± 0.4 mm/an depuis 1961 ; Church and White (2011)) l'évolution de la position du trait de côte sur le long terme est également une problématique très étudiée. Des études cherchent ainsi à modéliser ces variations à plus ou moins long terme en se focalisant sur les forçages spécifiques de chacune des échelles étudiées (Karunaratna and Reeve, 2013). Plusieurs paramètres peuvent être utilisés comme par exemple le stock sédimentaire, les processus hydro-morphodynamiques, les interactions humaines sur le littoral, les processus biologiques, l'abrasion des côtes par des phénomènes hydrogéologiques (Bird, 1996) (figure 1.13).

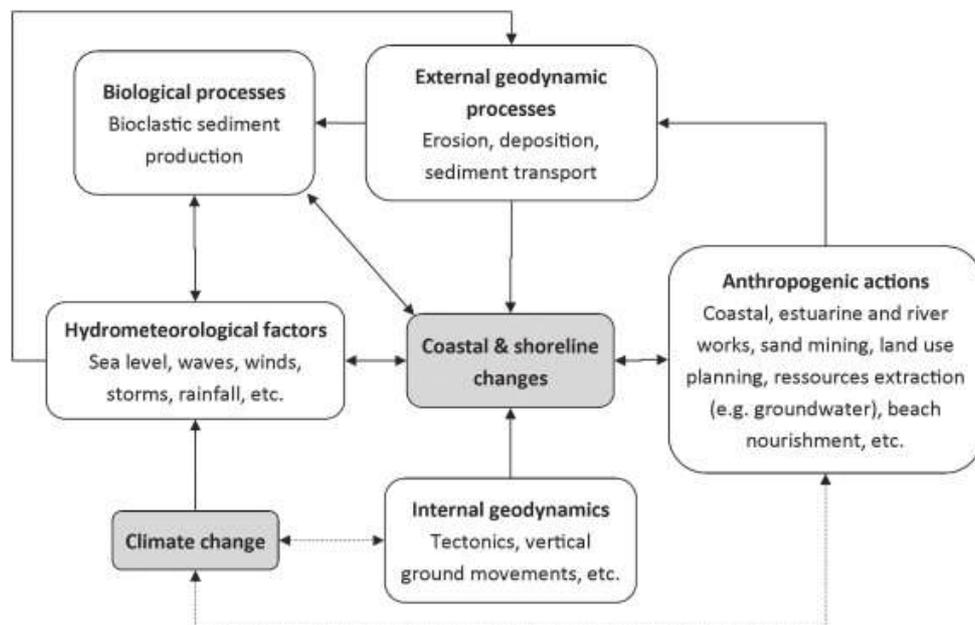


FIGURE 1.13 – Facteurs et processus responsables des variations de la position du trait de côte. D'après Cozannet et al. (2014)

1.4.4 la plage émergée

Basée sur des mesures de terrain, l'étude de Coco et al. (2014) souligne l'importance des interactions et rétroactions entre les conditions de vagues incidentes, la bathymétrie et donc la transformation de la vague le long de la zone de surf, dans la réponse morphologique de la plage émergée à un événement de tempête. Malheureusement, tous ces paramètres sont difficilement observables en même temps. Bien souvent, chaque étude se penche sur l'un ou l'autre des agents de forçage pour expliquer les changements morphologiques de la plage émergée.

D'une part, plusieurs agents ont été décrits comme prédominants dans la variabilité *long-shore* de l'impact de la tempête sur la plage émergée. Ashton et al. (2003) mettent en avant l'importance de l'angle d'incidence des vagues par rapport au trait de côte alors que Riggs and

Snyder (1995), Komar (1998), Kannan et al. (2003) et récemment Anthony (2013) évoquent le rôle prédominant de la bathymétrie de l'avant-côte dans l'irrégularité de pénétration des vagues le long du trait de côte. Thornton et al. (2007), Houser and Barrett (2010) montrent que ce sont les sinuosités des barres d'avant-côte (localisation du feston ou du ventre de la barre) et/ou de plage (oscillation du trait de côte, présence de croissants de plage) qui influencent la localisation et l'intensité de pénétration de l'eau sur la plage émergée. Houser et al. (2008) soulignent aussi les relations existantes entre la morphologie de la dune et l'érosion de la zone du trait de côte, dans cette variabilité *longshore* de la réponse morphologique.

D'autre part, l'énergie des vagues, la hauteur des vagues et du plan d'eau à l'apex de la tempête sont généralement décrits comme les critères majeurs de la compréhension de l'impact morphologique *crosshore* d'une tempête sur la plage émergée (Almeida et al., 2012). En se basant seulement sur le niveau d'eau maximum atteint sur la plage (R , niveau le plus bas de la zone de jet de rive, comprenant les surcotes) et l'élévation du pied (D_{low}) et du sommet de la dune (D_{high}), les travaux de Sallenger (2000) définissent quatre grands régimes d'impacts morphologiques d'une tempête (figure 1.14) :

1. le régime de jet de rive (*swash régime*, $R_{high} < D_{low}$)
2. le régime de collision (*collision régime*, $R_{high} > D_{low}$)
3. le régime de débordement (*overwash régime*, $R_{high} > D_{high}$)
4. le régime d'inondation (*inondation régime*, $R_{high} \gg D_{high}$)

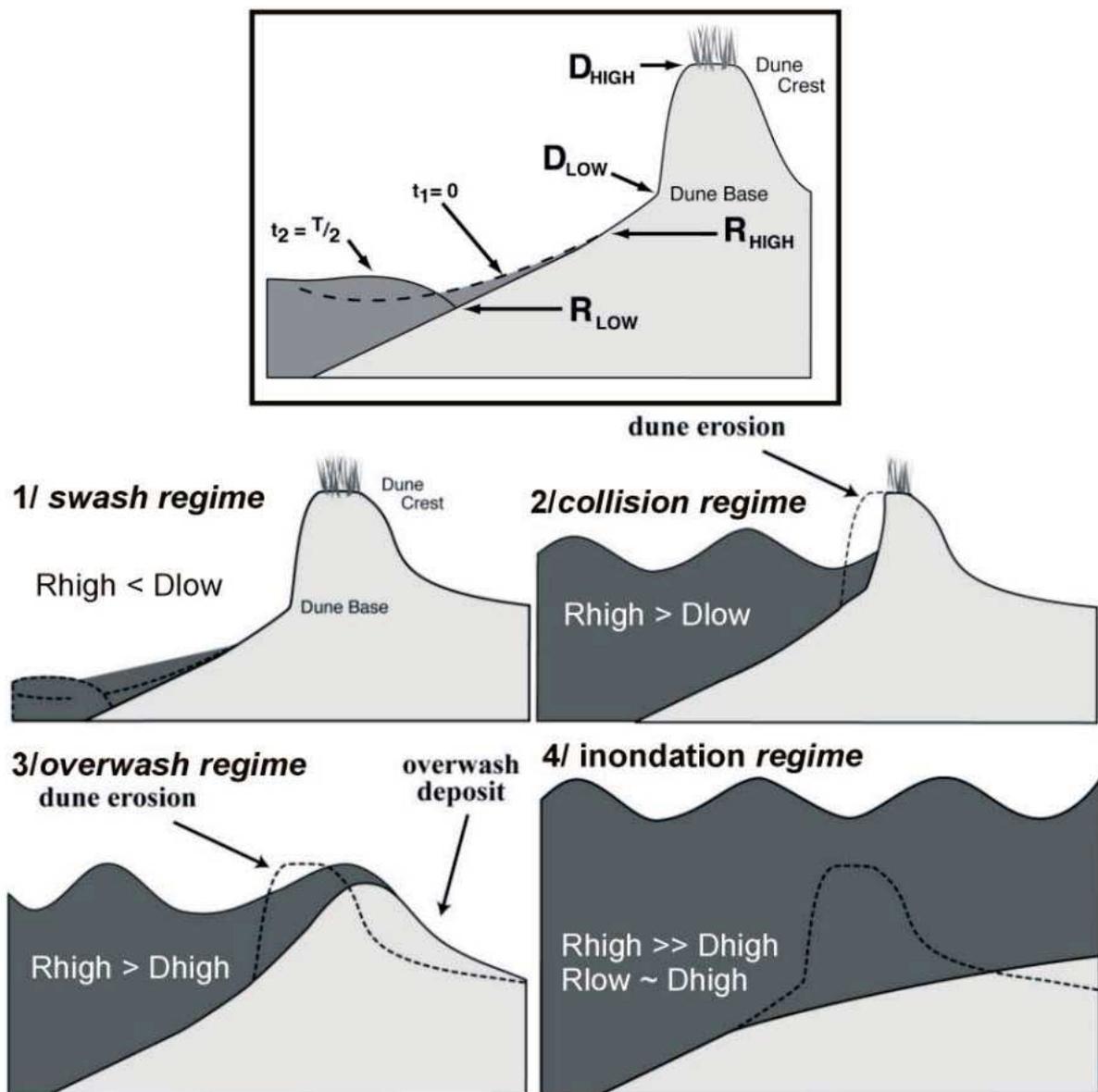


FIGURE 1.14 – Modèle de Sallenger (2000) d'impact de l'augmentation du niveau d'eau pendant les tempêtes sur la plage émergée.

Stockdon et al. (2007) adaptent ce modèle à des conditions de forçages paroxysmaux (ouragan sur les côtes américaines) en redéfinissant légèrement les paramètres (figure 1.15). Ils définissent ainsi R_{low} comme la somme de la surcote au niveau de marée astronomique et au *set-up* de vague. R_{high} illustre l'addition du niveau maximum atteint par le jet de rive sur la plage au *run-up* maximum. Ce paramètre inclut l'effet des marées, la surcote et le *run-up* $R_{2\%}$. L'élévation de la berme ou de la crête de dune (si il n'y a pas de berme) illustre le D_{high} et l'élévation du pied de dune illustre le D_{low} .

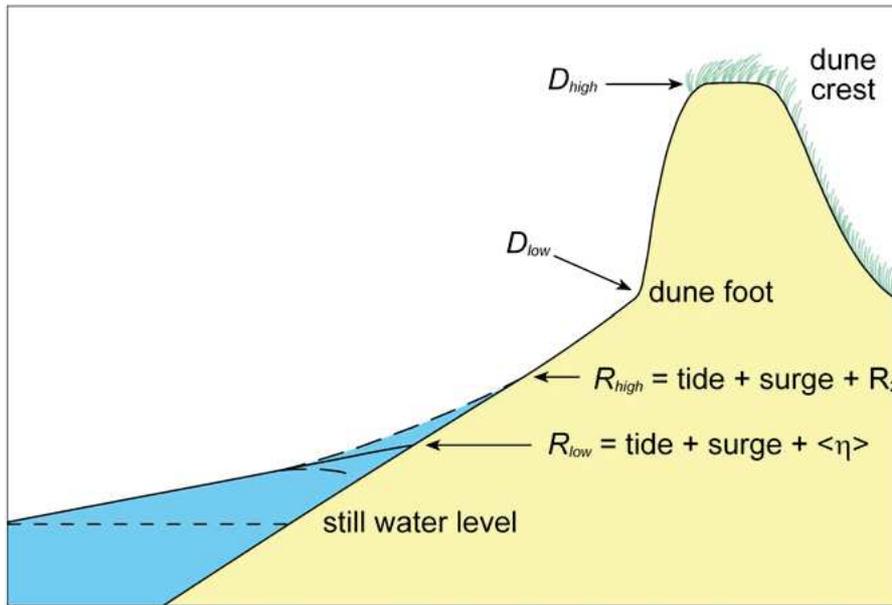


FIGURE 1.15 – Modèle de Sallenger (2000) adapté par Stockdon et al. (2007)

Ce modèle, à l'échelle d'un événement de tempête, est aujourd'hui classiquement utilisé pour des événements extrêmes comme les ouragans qui jouent un rôle majeur dans les changements morphologiques des côtes américaines (Plant et al., 2010; Plant and Stockdon, 2012; Roberts et al., 2013; Masselink and van Heteren, 2014). Toutefois, Stockdon et al. (2007) mettent également en évidence la variabilité *longshore* des réponses morphologiques non prises en compte dans le modèle de (Sallenger, 2000). Ce modèle sera donc préférentiellement utilisé dans ce travail de thèse pour faciliter la comparaison avec les autres systèmes dans le monde.

Ainsi, si le niveau d'eau augmente mais reste inférieur au pied de dune, alors seul le front de plage sera impacté. Plus particulièrement, c'est la berme qui sera la plus dynamique avec dans la majorité des cas, un départ de sable vers le large.

Lorsque le niveau d'eau dépasse le pied de dune sans dépasser la crête, les vagues érodent le front de dune en créant des microfalaises de dune qui engendrent un recul du pied de dune vers la terre. C'est le régime de collision. Claudino-Sales et al. (2008), qui fournissent une description qualitative de l'impact morphologique d'un ouragan sur une plage de Floride, concluent sur le fait que la morphologie et la hauteur de la dune jouent un rôle majeur dans la réponse morphologique de la plage à une tempête extrême. Les travaux de Morton (2002) et Houser and Greenwood (2007) également menés sur des systèmes soumis à des tempêtes extrêmes, s'accordent également sur ce fait. La largeur semble également être un paramètre important dans la redistribution des sédiments entre ce qui est déposé en arrière barrière ou ce qui repart au large (Elko et al., 2002; Houser and Greenwood, 2007). Ainsi l'intensité de pénétration de l'eau dans la dune est diminuée lorsque la dune est haute et/ou large, ce qui amène à un

transport de sédiment vers le large déposé sur l'avant-côte. Inversement lorsque la dune est plus petite et/ou moins large (ou inexistante), le sédiment est amené vers l'arrière barrière par submersion (Short, 1999; Morton, 2002; Houser and Greenwood, 2007; Stockdon et al., 2007; Claudino-Sales et al., 2008).

Le régime de submersion définit le passage des vagues par dessus la crête de dune et le transport de sédiment vers l'arrière de la dune et/ou l'arrière barrière et/ou un cône de débordement dans la lagune (*washover deposit*) (Leatherman, 1979; Davis, 1994; Donnelly et al., 2006). Ceci dépend directement du taux de franchissement de la dune par les vagues. Claudino-Sales et al. (2008) montrent que la présence de végétation de la dune peut, dans ce cas, limiter l'érosion et le transport. Ce sont ces processus de transport de sable du front de plage vers l'arrière barrière et la lagune qui contrôlent le recul de la barrière sableuse vers la terre. Les cônes de débordement constituent ainsi des enregistrements géologiques de la fréquence des tempêtes (Donnelly et al., 2004; Morton, 2008; Sabatier et al., 2008; Dezileau et al., 2011). Le roulement d'une barrière est majoritairement décrit dans la littérature comme un phénomène qui se fait à volume constant (Short, 1999). Néanmoins, le rôle du disponible sédimentaire reste un agent particulièrement important pour la préservation ou la diminution du volume de sable du cordon sableux à long terme (Timmons et al., 2010). Par manque d'apport sédimentaire, le cordon peut ainsi reculer tout en perdant du sédiment (Masselink and van Heteren, 2014).

La combinaison de conditions maximum de niveaux d'eau, surcotes, marées et vents peuvent amener au régime d'inondation de la dune avec un flux d'eau en arrière de la barrière couplé à une possible érosion et/ou destruction de la dune. Ce régime peut conduire à la formation d'une brèche dans la dune avec, là encore, un dépôt de ces sédiments dans la lagune en forme de cône de débordement. Stockdon et al. (2007) montrent qu'en terme de volume, le sable transporté sur l'arrière barrière lors d'une submersion (ou inondation) de la dune, est un stock mobilisé mais non perdu pour la barrière. Donnelly et al. (2006) montrent que selon la localisation du sable transféré (sur l'arrière barrière ou plus loin dans les eaux profondes de la lagune) ce stock peut, dans certains cas, être temporairement ou définitivement perdu. De même, les stocks de sable érodés du front de plage et transportés trop loin au large peuvent être définitivement perdus pour la barrière (Hequette and Hill, 1995; Hawkes and Horton, 2012). Dans le cas le plus intense, ce régime peut générer des brèches de la barrière créant des ouvertures entre la mer et la lagune. Ces passes peuvent se refermer rapidement ou au contraire se maintenir et s'agrandir à la prochaine tempête (zone de faiblesse où l'eau s'infiltrera plus facilement). Le régime de submersion totale de la barrière pendant la tempête Katrina (2005) dans le golfe du Mexique (Lindemer et al., 2010), a ainsi généré le découpage en banc/chenaux de toute une barrière sableuse. Le courant fort et principalement unidirectionnel dirigé vers la lagune peut également déplacer la barrière dans son ensemble vers la lagune.

Finalement, Masselink and van Heteren (2014) proposent un schéma récapitulatif de tous les processus mis en jeu dans la morphodynamique d'une barrière sableuse soumise à des événements de tempêtes (figure 1.16).

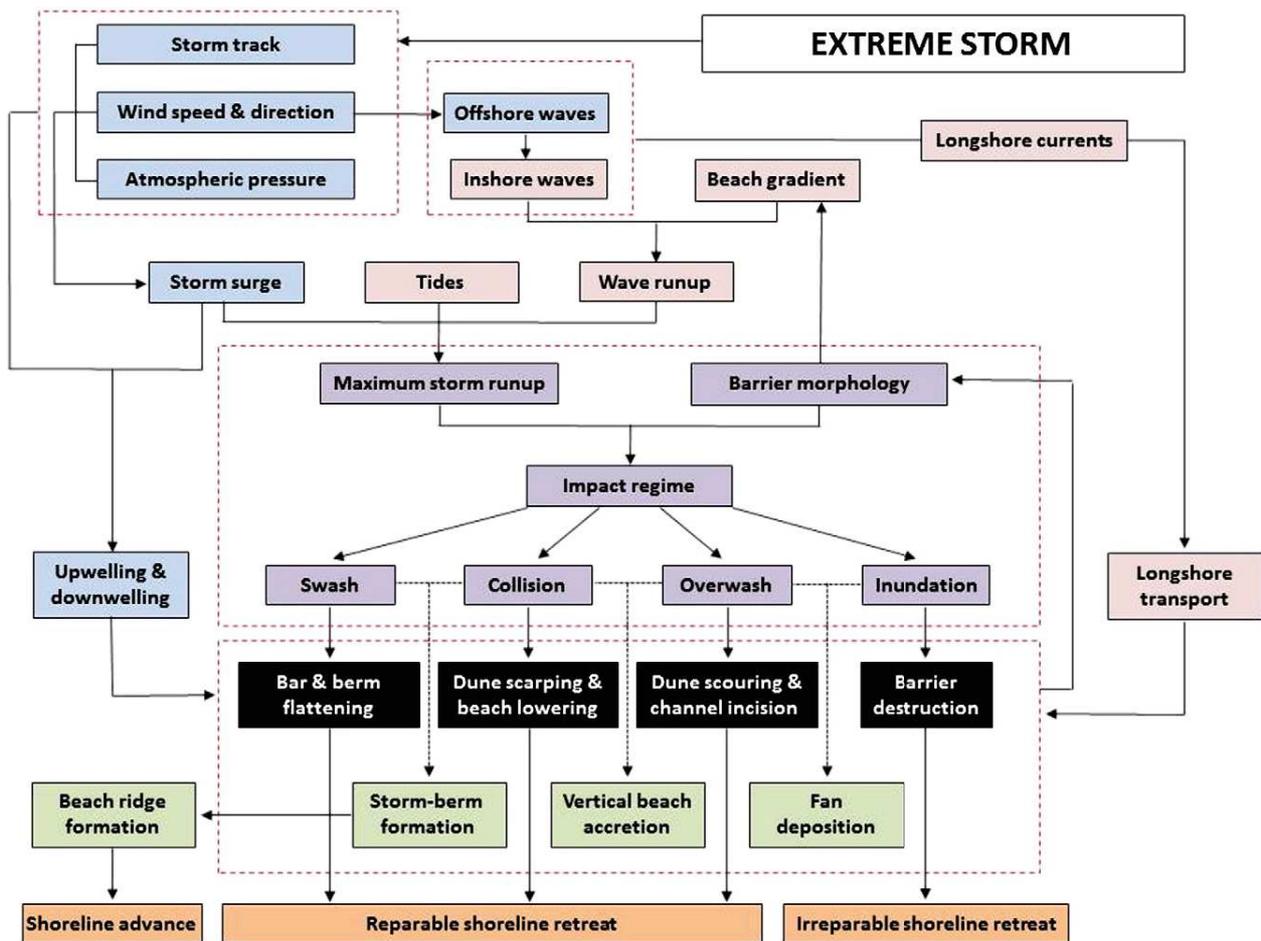


FIGURE 1.16 – Synthèse de la réponse d’une barrière sableuse aux événements de tempêtes. La couleur bleu désigne les caractéristiques des tempêtes ; le violet désigne les impacts à l’échelle du modèle ; le rose désigne les facteurs locaux, le noir désigne de l’érosion et le vert de l’accrétion ; le orange désigne les tendances d’évolution à long terme. D’après (Masselink and van Heteren, 2014)

A plus grande échelle de temps, la loi de Bruun (1962) permet d'évaluer le rôle de la montée de la mer sur le recul du trait de côte selon la formule suivante :

$$R = (L^*/B + h^*)S \quad (1.5)$$

où R est le recul du trait de côte (m), L^* est la distance *crossshore* de la plage à la profondeur h^* (m), B la hauteur de la berme (m), h^* est la profondeur de fermeture du profil (m) et S l'élévation du niveau de la mer (m).

La translation du trait de côte due à l'élévation du niveau marin suppose donc que le recul horizontal se fait parallèlement à lui-même entre la berme et la profondeur de fermeture de la plage. Elle peut ensuite être convertie en changement de volume en utilisant la longueur du littoral et la hauteur du profil de plage (entre la berme et la profondeur de fermeture). Néanmoins, cette approche reste très discutée dans la littérature car les conditions d'application sont difficiles à réunir (équilibre du budget sédimentaire et absence de transit littoral *longshore*).

La stratigraphie est également utilisée pour dater les dépôts de cônes de débordement sur de grandes échelles de temps et ainsi estimer les périodes de retour des tempêtes (Liu and Fearn, 2000; Donnelly et al., 2004; Sabatier et al., 2008; Donnelly et al., 2011; Dezileau et al., 2011; Hawkes and Horton, 2012). Ces dépôts forment une couche sableuse entre deux dépôts de sédiments fins caractéristiques d'un domaine calme comme les lagunes ou les marais (Liu and Fearn, 2000; Donnelly et al., 2001; Williams, 2013) (figure 1.17). Ces dépôts de sable peuvent atteindre plusieurs dizaines de centimètres lors d'événements de tempête extrême. L'épaisseur et donc le volume de sable transporté en arrière barrière dépend de plusieurs éléments comme le taux de submersion, la morphologie de la dune et de l'arrière barrière, le taux et le type de végétation ainsi que le stock de sable disponible en avant plage (Donnelly et al., 2006).

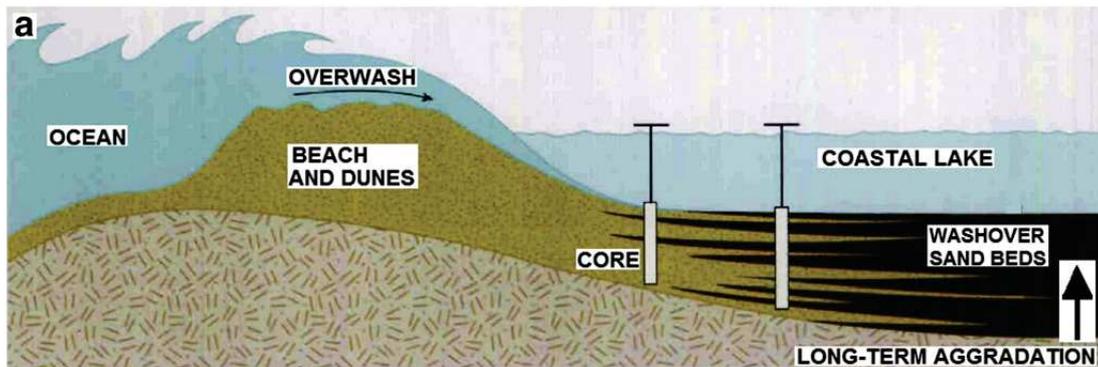


FIGURE 1.17 – Modèle conceptuel d'enregistrement de lits sableux déposés dans la lagune suite aux événements de submersion de la barrière lors des tempêtes. D'après (Williams, 2013)

Par l'analyse d'enregistrements sédimentaires en milieu lagunaire, Williams (2013) observent ainsi neuf principaux ouragans (Charley, Frances, Ike, Irene, Ivan, Jeanne, Katrina, Rita et Wilma) le long des côtes américaines entre 2004 et 2011. Dans le *New Jersey*, Donnelly et al. (2011) montrent que deux principaux ouragans (vent > 50 m/s) ont impacté le littoral dans les 700 dernières années, ce qui induit une probabilité de retour de 0.3 % par an. De même, Hawkes and Horton (2012) révèlent une augmentation de la fréquence et de l'intensité des cyclones depuis les 30 dernières années (Texas, US). L'augmentation du nombre de cyclones de catégories 4 et 5 (vent $>$ à 211 km/h) sur l'échelle de Saffir-Simpson a ainsi été observée dans les bassins Nord Atlantique, Indien et Pacifique Sud. A plus grande échelle de temps,

les relations liant les récents changements climatiques (augmentation de la température des océans) aux fréquences et intensités des cyclones restent controversées (Emanuel et al., 2008). Les modèles de prédiction de la fréquence des événements extrêmes basés sur les changements climatiques sont majoritairement limités par la résolution ou l'inexistence des enregistrements météorologiques historiques (Williams, 2013) et régionaux (Donnelly et al., 2006).

1.5 Limites des approches actuelles et démarche de l'étude

L'état de l'art présenté ci-avant permet de souligner certains manques ou questionnements encore non-résolus dans la littérature.

En premier lieu, nous avons vu que les mesures de terrain sont essentielles pour l'étude de la morphodynamique des objets sableux. Toutes les études de modélisation reposent sur un travail d'observation et quantification des processus. La qualité de ces modèles est donc directement dépendante de la résolution des mesures de terrain acquises en amont. Malgré l'avancée de la technologie instrumentale, il existe encore aujourd'hui un grand manque de mesures de terrain, notamment dans les zones d'eau peu profonde. Ce manque s'accroît lorsque l'intensité des conditions de forçages étudiées augmente. Il existe dans la littérature un nombre très limité d'études de terrain portant sur la morphodynamique des plages lorsqu'elles sont soumises à des conditions de forçages extrêmes. Il est pourtant essentiel de contraindre ces systèmes pour savoir si les modèles conceptuels et physiques existants pour des tempêtes classiques restent valables ou non lorsque les conditions de forçages augmentent comme lors de tempêtes paroxysmales.

Dans ce contexte, l'objectif premier de cette thèse est l'acquisition d'un jeu de mesures des conditions hydrodynamiques et des changements morphologiques de la plage lorsque le système est soumis à des conditions de forçages paroxysmaux. Plus encore, nous avons vu à travers ce chapitre qu'une étude pluri-échelles spatio-temporelles est également essentielle dans la caractérisation des processus hydro-sédimentaires et de leur récurrence dans le temps. Le travail de terrain effectué dans cette thèse doit donc permettre de faire une telle analyse pluri-échelles spatio-temporelles. Plus précisément, ces mesures doivent permettre de quantifier les processus court-termes qui régissent la dynamique d'une plage sableuse soumise à des forçages extrêmes à plusieurs échelles de temps afin de caractériser leur récurrence et leur importance dans la dynamique long-terme du système.

Plus précisément, dans la zone du trait côte, plusieurs études ont ciblé l'hydrodynamique d'une seule vague de jet de rive ou le transport sédimentaire induit par celle-ci. Mais encore trop peu d'études corrélient les changements morphologiques de la zone aux conditions hydrodynamiques du jet de rive ou incidentes. A ma connaissance, aucun jeu de mesures *in-situ* de ce type n'existe lorsque le système est soumis à des conditions de forçages extrêmes. Il est donc important que le jeu de mesures dans le cadre de cette thèse permette d'explorer l'hydro-morphodynamique de la zone de jet de rive lors d'événements paroxysmaux.

A l'échelle d'un événement de tempête paroxysmal, c'est la quantification précise des changements morphologiques de toute la plage qui est ciblée dans cette thèse afin d'apporter un jeu de mesure innovant et inédit dans la littérature. Ce type d'analyse est un atout essentiel à la validation des modèles conceptuels existants pour des conditions de forçages plus modérés ainsi qu'aux étapes suivantes de modélisation. La reproductibilité de ces schémas morphodynamiques dans le temps est également un enjeu majeur dans la prédiction de l'évolution de ces systèmes qui contrôlent la majorité des côtes tropicales de notre planète. Cette étude se propose donc d'extrapoler ces analyses jusqu'à des échelles de temps plus longues allant jusqu'à la saison et l'année.

Finalement, les travaux de caractérisation de "la résilience de la plage" ou de "l'érosion des plages" sont aujourd'hui très demandés par les institutions en raison de l'augmentation du stress anthropique le long des côtes. Dans cette thèse, nous chercherons donc à comprendre la

dynamique du système dans son ensemble et à caractériser le rôle des échelles court-termes sur la dynamique long-terme de la barrière sableuse.

PRÉSENTATION DU SITE D'ÉTUDE

Sommaire

2.1	Le contexte géodynamique et morphologique	37
2.2	Les forçages météorologiques	46
2.3	Les forçages marins	50

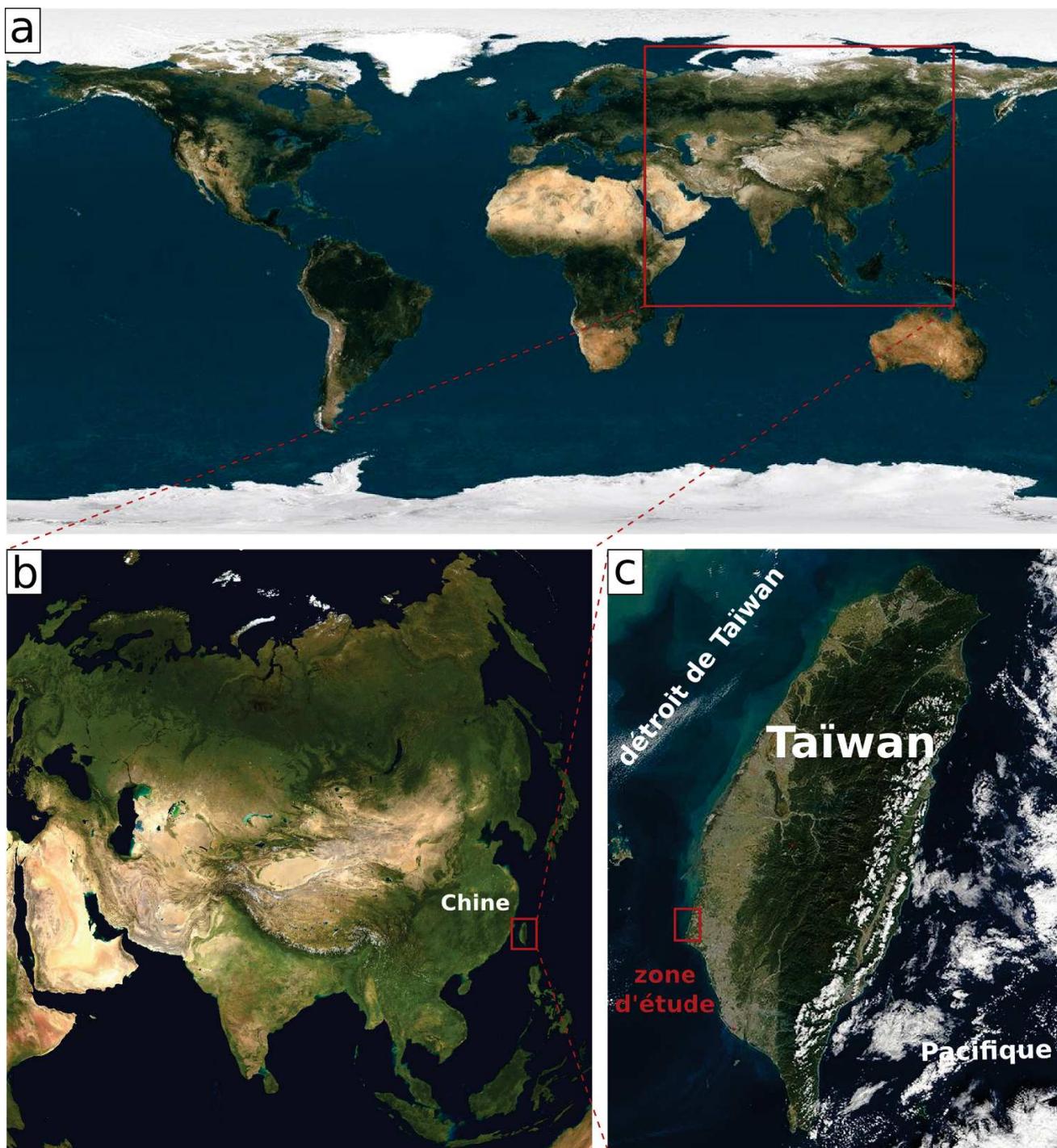


FIGURE 2.1 – Localisation de l'île de Taïwan dans le monde et en Asie. a) L'Asie dans le monde. b) L'île de Taïwan en Asie. c) Île de Taïwan et localisation de la zone d'étude. Sources : a) google earth, b) et c) NASA.

Dans la limite des approches actuelles sur les événements de tempêtes extrêmes, le site étudié dans cette thèse se trouve sur l'île de Taïwan soumise chaque année à plusieurs événements de typhons.

Ce chapitre se concentre donc sur la présentation du site d'étude. Trois grandes thématiques sont présentées : la morphologie, les forçages météorologiques et les forçages marins. Dans chacun de ces trois grands paragraphes, les paramètres seront présentés de l'échelle régionale (île de Taïwan) à l'échelle locale (site d'étude).

2.1 Le contexte géodynamique et morphologique

Mise en place il y a moins de cinq millions d'années, l'île de Taïwan (figure 2.1c) résulte de la convergence à 8 cm/an entre les plaques Philippines et Eurasie (Wu et al., 2010) (figure 2.2). Au Sud de Taïwan, la Mer de Chine Méridionale (qui appartient à la plaque Eurasie) plonge sous la plaque Philippines le long de la zone de subduction de Manille. À l'Est de l'île, on trouve le schéma inverse où la plaque Philippines passe sous la plaque Eurasie le long de la fosse de Ryukyu (Suppe, 1984; Seno, 1993; Sibuet and Hsu, 2004; Siame and Chang, 2012) (figure 2.2). Ces deux domaines de subduction sont connectés par une zone de collision très active : l'île de Taïwan.

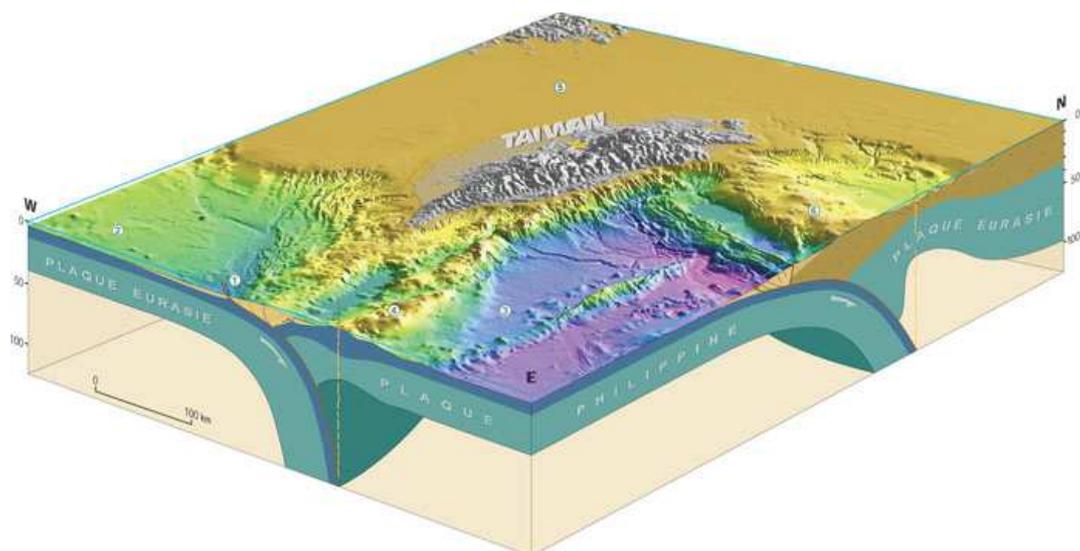


FIGURE 2.2 – Contexte géologique de Taïwan et interactions des plaques tectoniques. D'après Jacques Malavieille et Serge Lallemand (non publié).

L'île de Taïwan est donc soumise à des mouvements horizontaux et verticaux extrêmement rapides qui engendrent un fort aléa sismique (séismes) (Lallemand et al., 2013) et gravitaire (glissement de terrain) (Wu et al., 2010). Dans les cent dernières années, on enregistre un total de 22 séismes de magnitudes égales ou supérieures à 7 avec un séisme majeur en mer de magnitude 7.7 en 1920 (Theunissen et al., 2010). Ce contexte géodynamique implique une très forte asymétrie de la morphologie côtière de l'île avec une côte Est à pente abrupte qui fait face à l'océan Pacifique et une côte Ouest à pente faible qui fait face au détroit de Taïwan large de 180-200 km, long de 350-400 km et profond de 60 mètres maximum (Liao et al., 2008). La côte Est est donc essentiellement constituée de rochers, galets et graviers avec des montagnes qui tombent à pic dans l'océan. La bathymétrie plonge à -4000 m de profondeur à seulement 50 km des côtes (figure 2.3). Inversement, la côte Ouest est essentiellement constituée de plages sableuses et abrite plusieurs systèmes lagunaires.

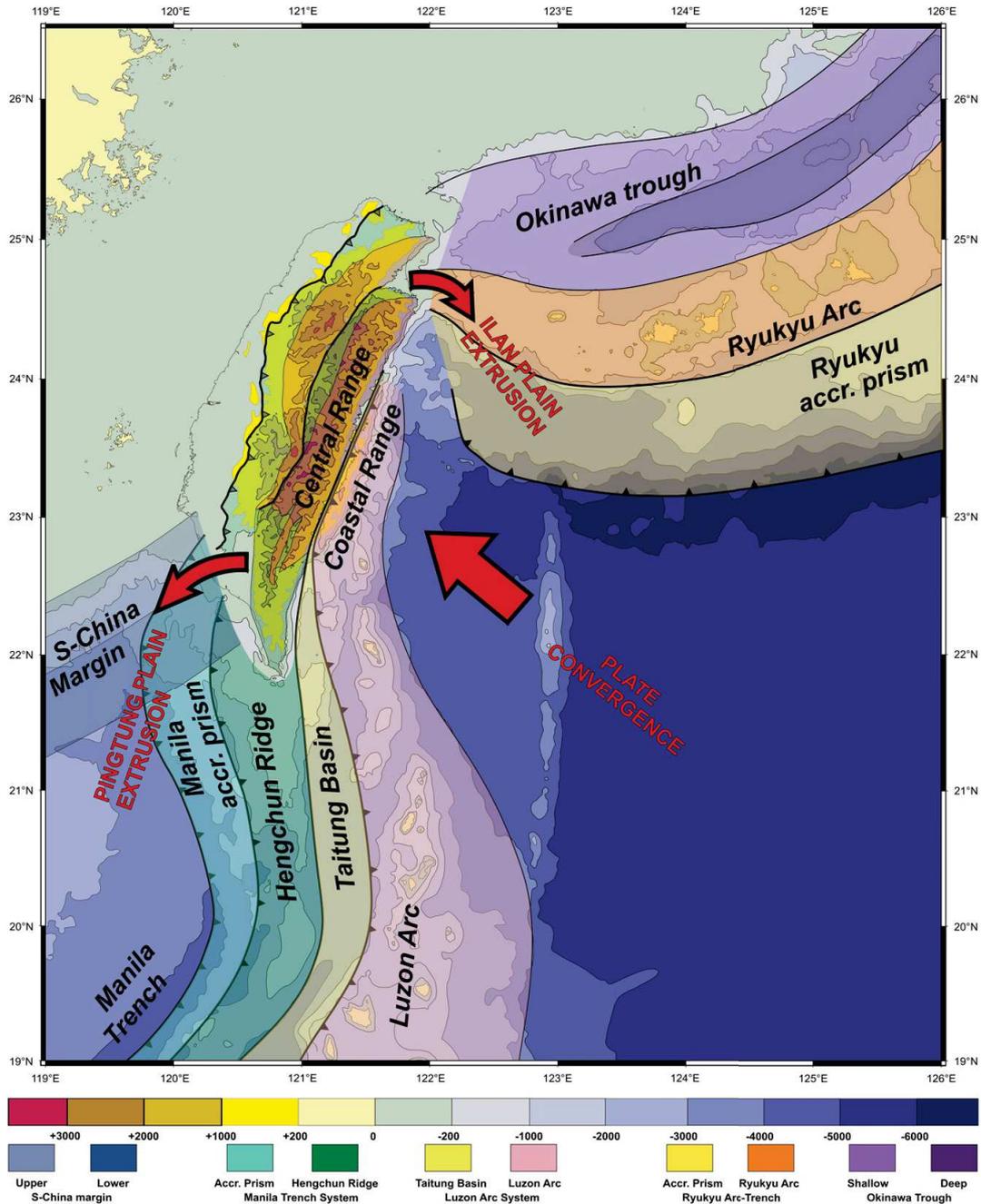


FIGURE 2.3 – Zone de collision de Taïwan. Les différences de bathymétrie de +4000 à -7000 sont soulignées par l'échelle de couleurs. D'après Angelier et al. (2009)

L'étude de Chen and Kuo (2008) cible ainsi la morphodynamique d'un de ces systèmes lagunaires le long de la côte Ouest, la barrière sableuse de Waisanding. En se basant sur des photographies aériennes et des images satellites des cents dernières années, ils évoquent un régime en érosion de cette barrière et montrent que dans la région, seuls les fleuves Choshui, Peikang, Huwei et Potzu sont susceptibles d'apporter du sédiment sur les côtes (figure 2.4). Parmi eux, le fleuve Choshui est le plus important et a pu ramener jusqu'à 6.55 millions de mètres cube de sable sur la côte (l'article ne donne pas d'unité en temps pour cette valeur).

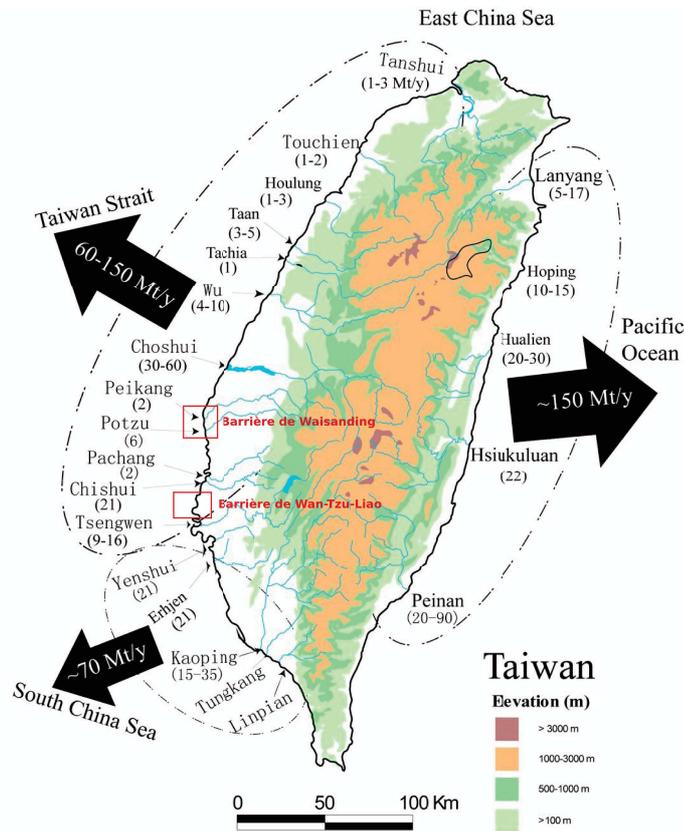


FIGURE 2.4 – Localisation des principales rivières le long des côtes de Taïwan et leurs charges sédimentaires annuelles. Modifié d'après Liu et al. (2008a)

Malheureusement, des infrastructures anthropiques (Lin, 2007; Hsu et al., 2007) (principalement la digue construite par la compagnie pétrochimique de Taïwan) bloquent le transport de ce sédiment dans la dérive littorale (Lin, 2006). Cette diminution d'apport sédimentaire depuis 1986 a engendré un recul de la barrière sableuse de Waisanding vers le Sud-Ouest à des vitesses de 70-90 m/an, couplé à une érosion de 65 à 80 m/an. La superficie a ainsi fortement diminué à des vitesses de 0.86 à 1.01 km²/an.

A 40 km au Sud de Waisanding, se situe notre zone d'étude : la barrière sableuse de Wan-Tzu-Liao dans la lagune de Cigu (figure 2.4).

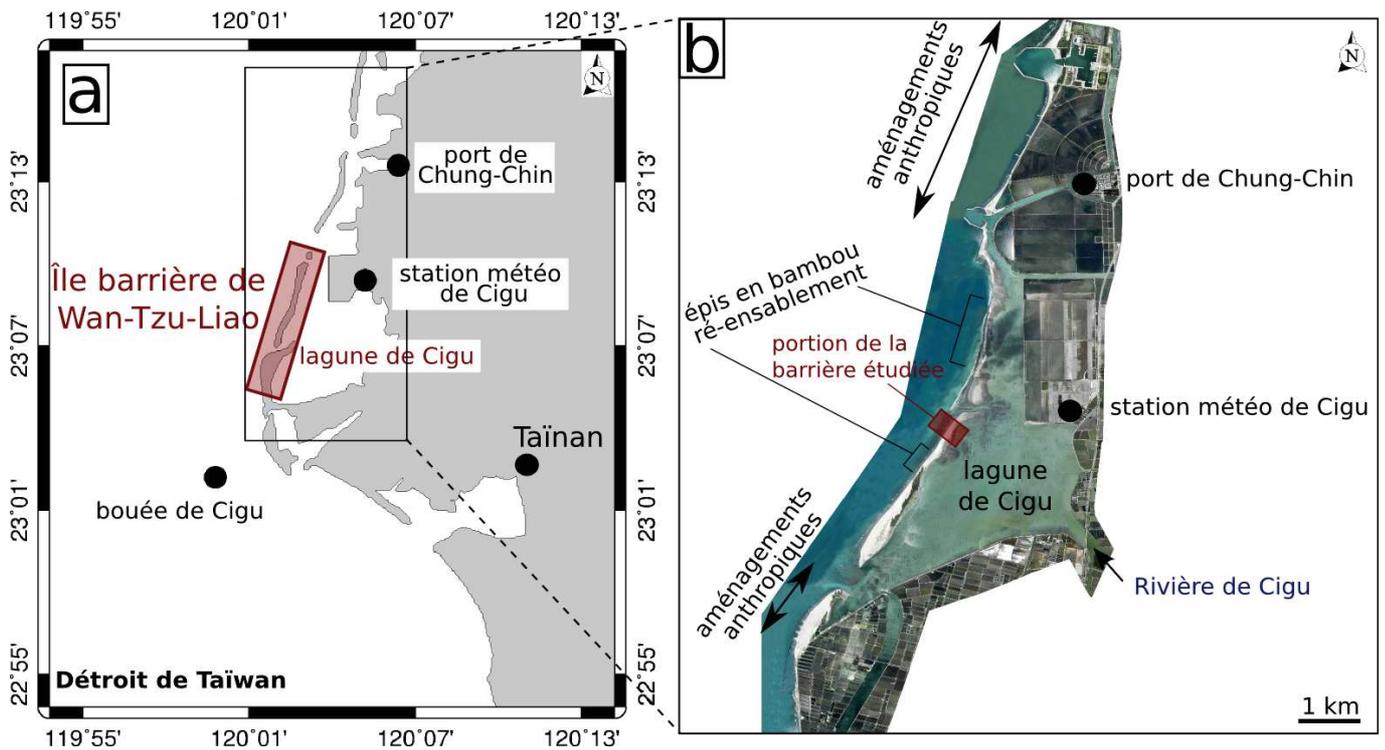


FIGURE 2.5 – Présentation du site d'étude. a) Localisation du site sur l'île de Taïwan. b) Carte de présentation de la lagune de Cigu et la barrière sableuse de Wan-Tzu-Liao. c) Photo aérienne de la zone en mars 2012 (source : Tainan Hydraulic Laboratory).

Située au Nord de la ville de Taïnan, la lagune de Cigu (autrement écrit Ki-Chu, Qigu ou Qicu ; *Cigu lagoon*) est l'une des plus grandes lagunes le long des côtes Sud-Ouest de Taïwan (figure 2.5). Large d'environ 3 km, longue d'environ 8 km et profonde de 5 m au maximum, la lagune est l'un des pôles ostréicoles les plus importants de la région. Principalement composée de sédiments très fin argileux, on retrouve tout de même dans la lagune quelques zones de dépôts de sédiments plus grossiers. L'étude de Lin (2008) montre ainsi que les chenaux, les passes et les deltas de marées devant les passes sont principalement composés de sable. La plupart de ces sédiments sableux sont amenés de la mer vers la lagune grâce aux courants générés dans les passes par la marée. Les cônes de débordement engendrent également un transport de sable de la mer vers l'arrière barrière et la lagune lorsque la dune est soumise à des processus de submersion pendant les tempêtes. La granulométrie dans la lagune reflète donc la circulation d'eau principalement contrôlée par la marée et la localisation des passes le long de la barrière (Lin, 2008).

Bien que le littoral de la lagune de Cigu soit anthropisé, l'île barrière de Wan-Tzu-Liao qui sépare la lagune de la mer, reste majoritairement naturelle et très peu aménagée. Exceptées les extrémités Nord et Sud, les aménagements réalisés le long de la barrière ne sont pas des aménagements en durs (route ou digue). Quelques travaux de réhabilitation de la dune (épis de bambou) et de ré-ensablement (sac de sable) ont été réalisés sur l'île centrale et plus intensivement sur l'île Nord. Cette barrière de 8 km de long reste relativement étroite (100 à 600 m de large) avec des dunes peu élevées en moyenne (1 à 10 m au dessus du niveau moyen des mers NM). Depuis 1999, la dynamique des ouvertures/fermetures des passes semble assez aléatoire et parfois très éphémère (Lin, 2007). Seule la passe Sud, déjà en place avant 1999, se maintient

depuis cette date.

La portion de l'île barrière suivie dans ce travail de thèse, se situe à l'extrémité Nord de l'île centrale (à 500 m environ au Sud d'une passe ; figure 2.6 a) sur une zone naturelle de 200 m de long et 300 m de large environ.

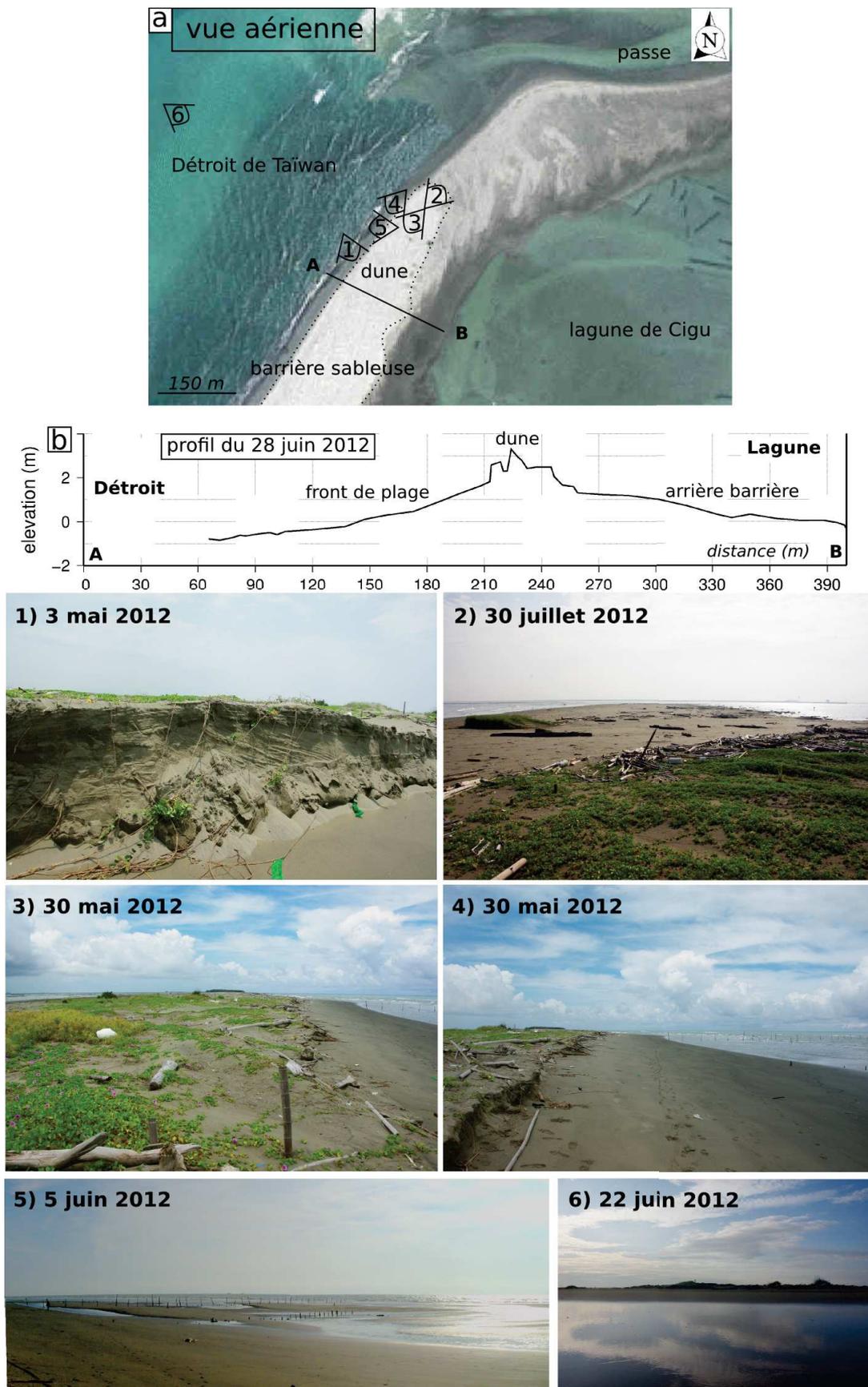


FIGURE 2.6 – Présentation de la zone étudiée. a) Zoom de la photographie aérienne de mars 2012 présentée dans la figure 2.5 et couplée à des photographies de terrain prises à différents endroits sur la plage (1, 2, 3, 4, 5 et 6). Le profil b) permet d’appréhender l’élévation des morphologies.

Sur ce site, la dune est végétalisée et la hauteur de la crête de dune atteint 2 à 3 m au dessus du niveau moyen de la mer (figure 2.6 b). Le profil de la plage émergée est dissipatif et égal à 3.3 % entre le niveau moyen des basses mers (*Mean Lower Water Level* = 0.03 m) et le niveau moyen des hautes mers (*Mean Higher Water Level* = 1.53 m).

Le diamètre moyen du sable est approximativement le même dans tous les compartiments de la plage émergée (échantillon d, e, f, g et h ; figure 2.7). Dans ces zones, le sédiment est principalement composé de sable (de 98 à 99 %) de diamètre moyen compris de 0.18 mm à 0.26 mm (figure 2.8).

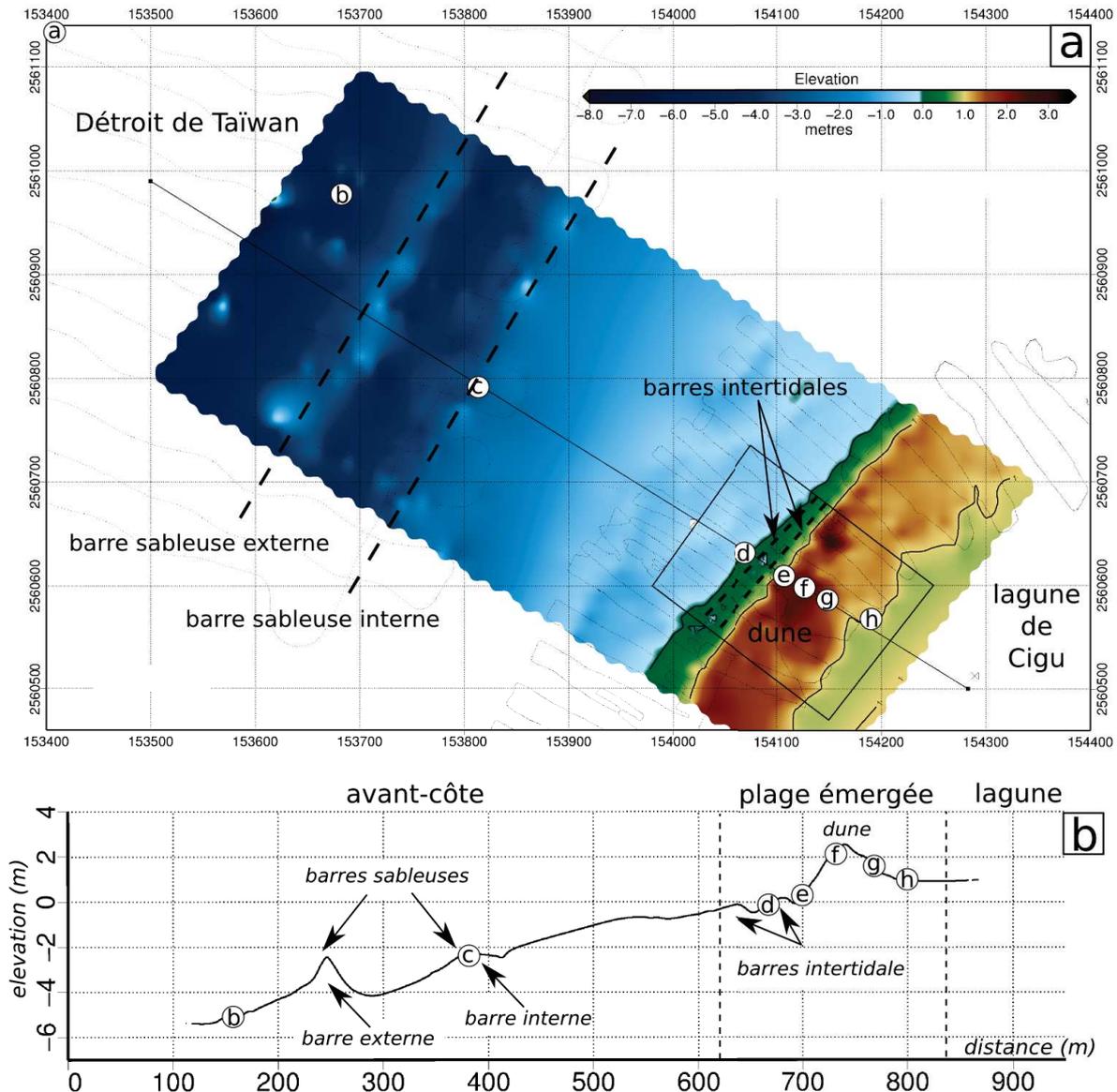


FIGURE 2.7 – Localisation des échantillons granulométriques en 2012. Les échantillons a, b et c ont été prélevés en août 2012 et les échantillons d, e, f, g et h ont été prélevés en juin 2012. a) Localisation des échantillons sur un modèle numérique de terrain (MNT, topographie de la plage émergée réalisée en juin 2012 et bathymétrie de l'avant-côte réalisée en mai 2012 ; les points de mesures sont illustrés en gris clairs afin de se rendre compte des zones du MNT interpolés). b) Localisation des échantillons le long du profil transversal extrait du modèle numérique de terrain a). Les détails des méthodologies utilisées pour créer ce MNT sont décrites dans le chapitre 3

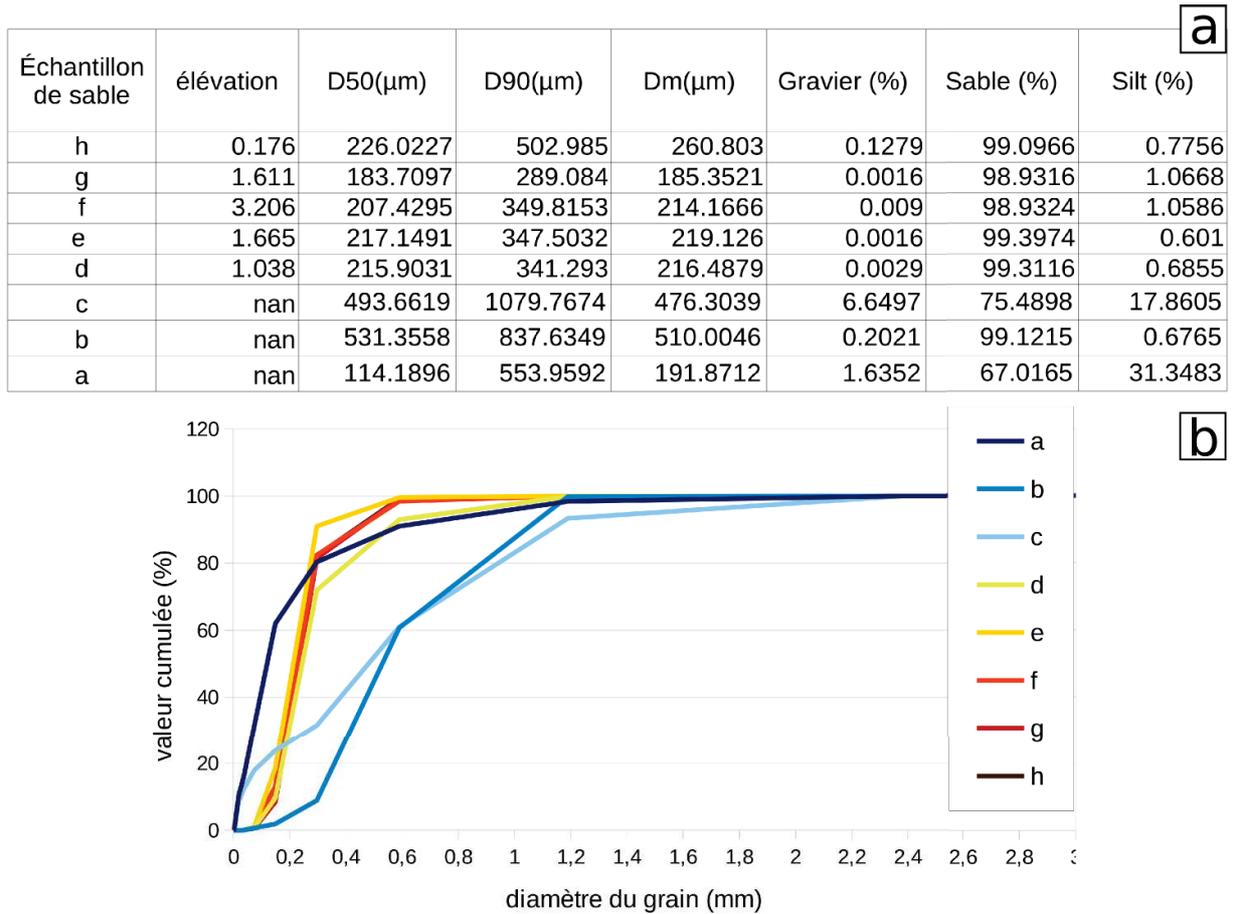


FIGURE 2.8 – Analyses des échantillons granulométriques en 2012. a) Tableau récapitulatif de l'analyse granulométrique des échantillons en référence à l'échelle de Wentworth (Wentworth, 1992). b) Graphique granulométrique des échantillons. Les détails des méthodologies utilisées sont décrites dans le chapitre 3

En avant-côte, la pente de la plage est de type dissipative égale à 1 % entre -5 m de profondeur (derrière la barre externe) et la zone subtidale. La bathymétrie réalisée en mai 2012 illustre la présence de deux barres sableuses rectilignes/linéaires (figure 2.7 a et b). Les deux barres sont larges d'environ 80 m mais la barre externe apparaît être beaucoup plus haute (maximum 2 m de haut environ) que la barre interne (inférieure à 1 m). Les mesures topographiques de la plage émergée montrent également la présence de barres intertidales en mai 2012.

2.2 Les forçages météorologiques

L'île de Taïwan est soumise à des aléas naturels non seulement géodynamiques mais également climatiques. Sa position géographique sur le tropique du Cancer lui confère un statut d'île tropicale où se succèdent les deux principales saisons de mousson (*monsoon season*) et de typhons (*typhoons season*). La saison de mousson en hiver, s'étend du mois d'octobre à mars et la saison des typhons en été, s'étend du mois d'avril à septembre. Néanmoins, les mois d'avril et d'octobre sont considérés comme des mois transitoires entre les deux saisons principales. Pendant ces périodes, les conditions de vents et de vagues sont généralement calmes. Rétroactivement, la différence de morphologie des côtes de l'île joue sur l'impact des forçages climatiques dont l'intensité est différente à l'Est et à l'Ouest. L'occurrence des typhons venant de l'océan Pacifique étant plus élevée, la côte Est est plus souvent et plus fortement impactée par ces événements pendant l'été. De même, la mousson venant du Nord, impacte plus intensément la côte Ouest que la côte Est.

Plus précisément, la saison de mousson est principalement contrôlée par un régime de vent du Nord relativement fort et constant (5-6 m/s en moyenne) qui met en place une dérive littorale du Nord vers le Sud le long de la côte Ouest (Lin et al., 2005; Liou and Chang, 2009). La saison de typhons est une période de temps calme entrecoupée d'événements de typhons, brefs et très énergétiques. Entre 22 et 25 typhons traversent le bassin Nord-Ouest Pacifique chaque année. Spécifiquement, 6 à 8 typhons par an en moyenne, passent à proximité ou traversent l'île de Taïwan (Lin, 2013; Zhang et al., 2013). Ces typhons sont générés en plein océan le plus souvent dans la mer de Chine du Sud ou dans l'océan Pacifique à l'Est des îles Philippines (Ou et al., 2002) (figure 2.9).

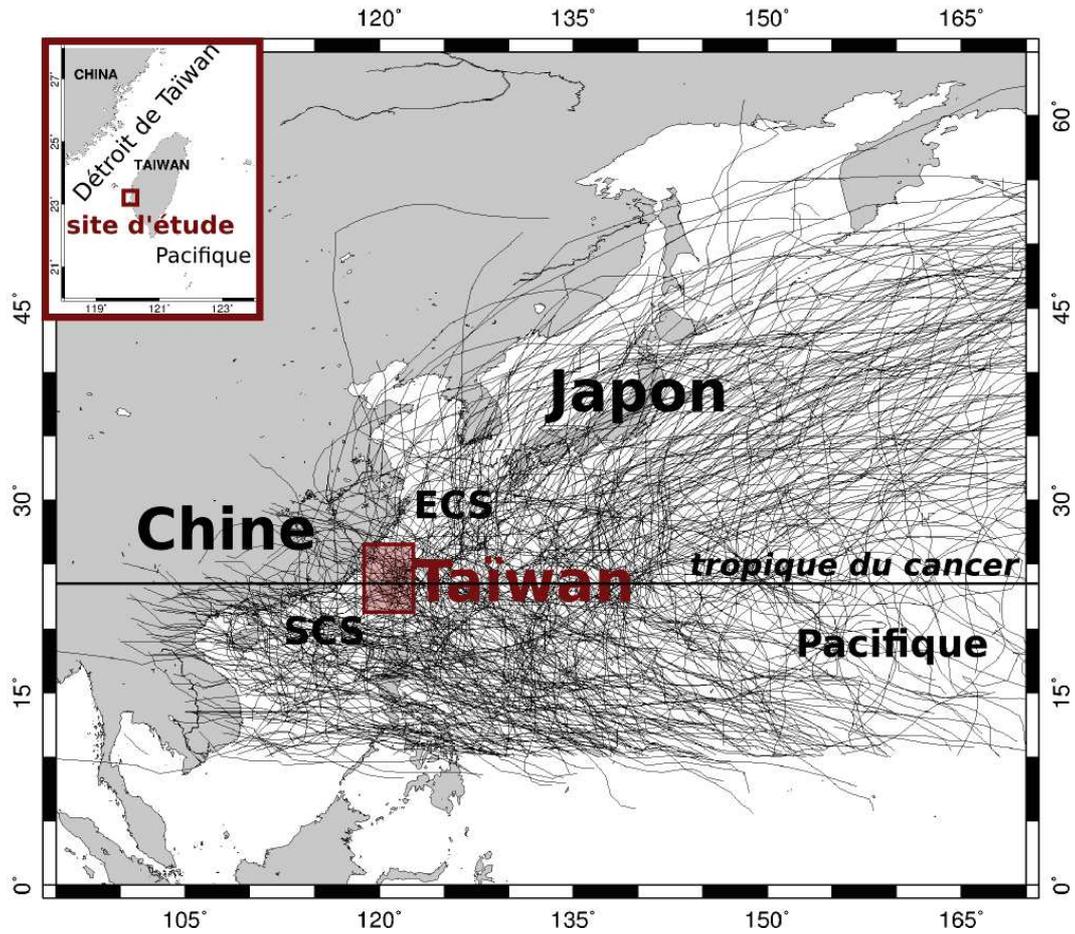


FIGURE 2.9 – Trajets des typhons depuis 1995. Source des trajets des typhons : *Japan Meteorological Center*. SCE = *South China Sea* (Mer de Chine Sud) et ECS = *East China Sea* (Mer de Chine Est)

Bien qu'encore mal contraint, la prédiction de la trajectoire de ces typhons reste un enjeu majeur. Lorsque le typhon reste en mer mais s'approche de l'île, les vagues, la pluie ainsi que les vents violents génèrent des dommages importants autant sur les côtes que dans les terres. Lorsque le typhon traverse l'île, il peut se dissiper ou au moins, diminuer en intensité. Peng et al. (2012) travaillent ainsi sur les paramètres météorologiques qui permettent le maintien du typhon lors de son passage au dessus des montagnes centrales de Taïwan. Ils montrent que certains typhons venus du Pacifique et de catégorie 5 sur l'échelle Saffir-Simpson (vitesses de vents supérieures à 250 km/h), peuvent se dissiper en partie en traversant l'île, puis, se régénérer à nouveau en passant au dessus des eaux du Détroit.

Afin de mieux comprendre le climat auquel est soumise notre zone d'étude, j'ai effectué une analyse simple sur la trajectoire des typhons depuis 1993, soit un total de 859 typhons/tempêtes tropicales.

Les tempêtes qui impactent l'île ont été classées dans sept grandes catégories en fonction de leur trajectoire (source des trajectoires : *Japan Meteorological Center*). La figure 2.10 a), décrit et illustre ces catégories :

- catégorie 1 : tempêtes dont la trajectoire est comprise entre 10° - 20° Nord et 130° - 140° Est ;
- catégorie 2 : tempêtes dont la trajectoire est comprise entre 10° - 20° Nord et 120° - 130° Est ;
- catégorie 3 : tempêtes dont la trajectoire est comprise entre 10° - 20° Nord et 110° - 120° Est ;
- catégorie 4 : tempêtes dont la trajectoire est comprise entre 10° - 20° Nord et 110° - 140° Est ;
- catégorie 5 : tempêtes dont la trajectoire est comprise entre 20° - 30° Nord et 110° - 140° Est ;
- catégorie 6 : tempêtes dont la trajectoire est comprise entre 30° - 40° Nord et 110° - 140° Est ;
- catégorie 7 : tempêtes dont la trajectoire est en dehors de la zone étudiée comprise entre 10° - 40° Nord et 110° - 140° Est ;

Ce classement a été réalisé à la main sans outil spécifique et reste donc dépendent de l'erreur d'interprétation humaine.

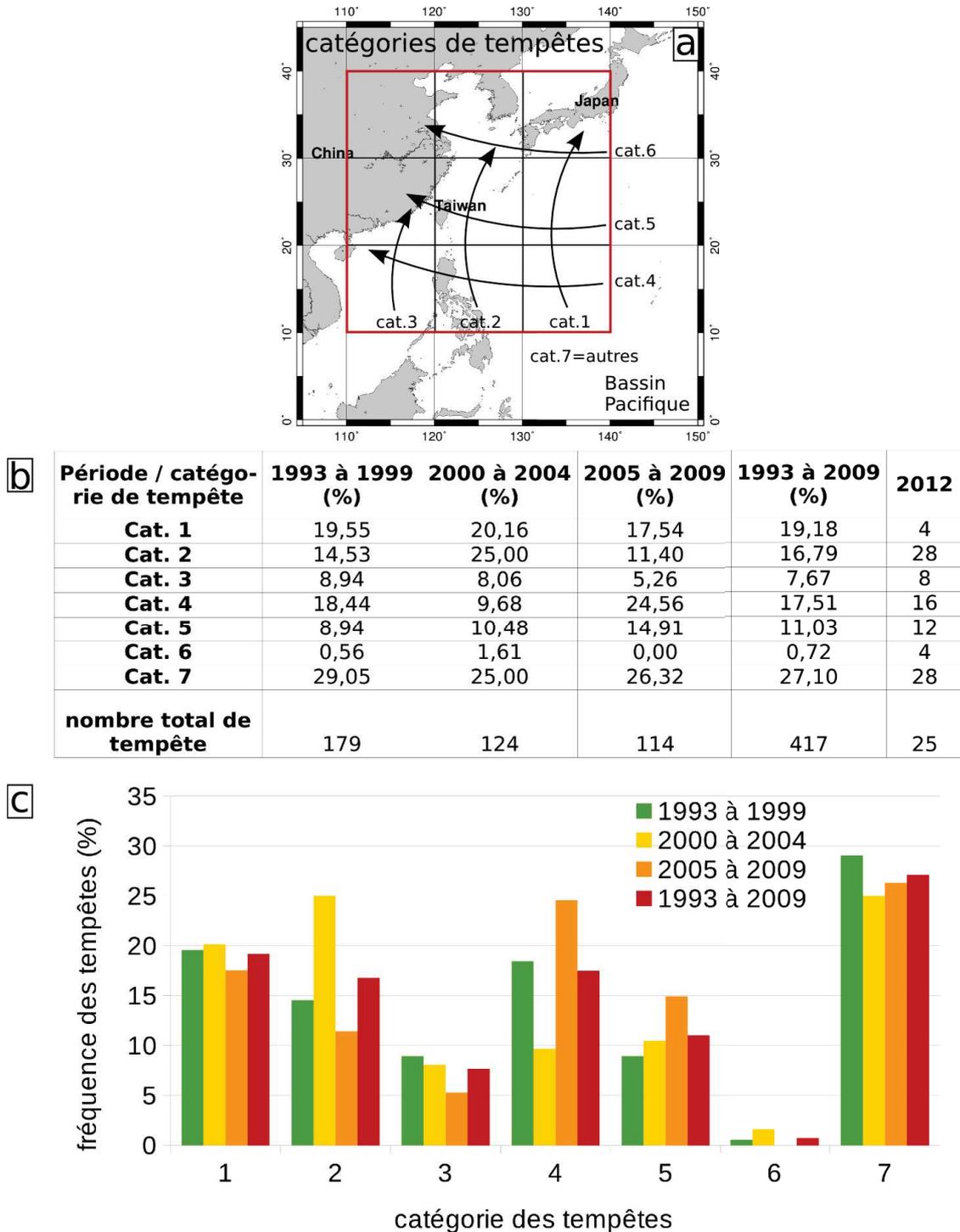


FIGURE 2.10 – Fréquences des tempêtes en fonction de leurs trajectoires autour de Taïwan. a) Présentation des catégories des tempêtes. b) Tableau et c) histogramme récapitulatifs de la fréquences des tempêtes dans le temps en fonction de leurs trajectoires.

La fréquence de chacune des catégories de tempêtes apparaît variable dans le temps. Plus précisément, ce sont les catégories de tempêtes 2, 4 et 5 qui sont les plus variables dans le temps (figure 2.10 b). Entre 2000 et 2004, on note moins de tempêtes de catégorie 4 (10 %) mais plus de catégorie 2 (25 %) qu'entre 1993 et 1999 (cat.4 = 18 % et cat.2 = 15 %) ou qu'entre 2005 et 2009 (cat.4 = 25 % et cat.2 = 11 %). On remarque également qu'il y a plus de tempêtes de catégories 4 et 5 entre 2005 et 2009 (cat.4 = 25 % et cat.5 = 15 %) qu'entre 1993 et 2004 (cat.4 \leq 18 % et cat.5 \leq 10 %). Néanmoins, il y a eu environ deux fois plus de tempêtes de catégorie 4 entre 1993 et 1999 (18 %) qu'entre 2000 et 2004 (10 %).

Le pourcentage de tempêtes de catégorie 3 reste relativement constant au cours du temps (de 8 à 9 %) bien qu'un peu moindre entre 2005 et 2009 (5 %).

2.3 Les forçages marins

Les conditions hydrodynamiques dans le détroit de Taïwan sont principalement contrôlées par les conditions météorologiques décrites dans le paragraphe 2.2.

Ainsi, en hiver la hauteur significative des vagues varie entre 1 et 1.5 mètres avec des périodes comprises entre 6 et 8 secondes en moyenne (Liao et al., 2008; Chen and Kuo, 2008). En été pendant le temps calme, les hauteurs significatives sont inférieures à 1 mètre avec des périodes de 4 à 7 secondes. Les hauteurs de vagues maximales mesurées dans la région sont de 6.5 mètres avec des périodes de 10 à 12 secondes pendant un événement extrême.

En novembre 2014, le bateau océanographique Taïwanais R/V OR5 a coulé au large des îles Est de Penghu (milieu du détroit) suite aux houles extrêmes générées par le typhon Vongfong. Ce bateau était en pleine campagne océanographique dans le détroit alors que le typhon est passé au large des côtes Est de l'île de Taïwan en direction du Japon (catégorie 1 des trajets décrits dans le paragraphe précédent, 20 % des événements recensés entre 1993 et 2005). Cet accident tragique a engendré 2 morts et 25 blessés et montre que les côtes Ouest de l'île peuvent être impactées par des vagues générées au large des côtes Est, qui viennent contourner l'île par le Nord ou par le Sud.

Lors d'événements de typhons/tempêtes tropicales (vents violents), le courant de surface dans le détroit peut également être alterné et atteindre 1.7 m/s (typhon Haitang en 2005) (Chang et al., 2010, 2014).

Plus proche de notre zone d'étude à la bouée de Cigu (10 km en face de notre zone d'étude, voir la figure 2.5) le régime de vagues court termes mesuré sur l'année 2011/12 (figure 2.11 a) est représentatif du climat de vagues plus long-terme depuis 2006 (figure 2.11 b) avec des vagues les plus intenses venant majoritairement du Sud-Ouest à l'Ouest-Nord-Ouest. Les roses des vents mettent en évidence le régime des vents de mousson venant du Nord-Nord-Est pendant l'hiver.

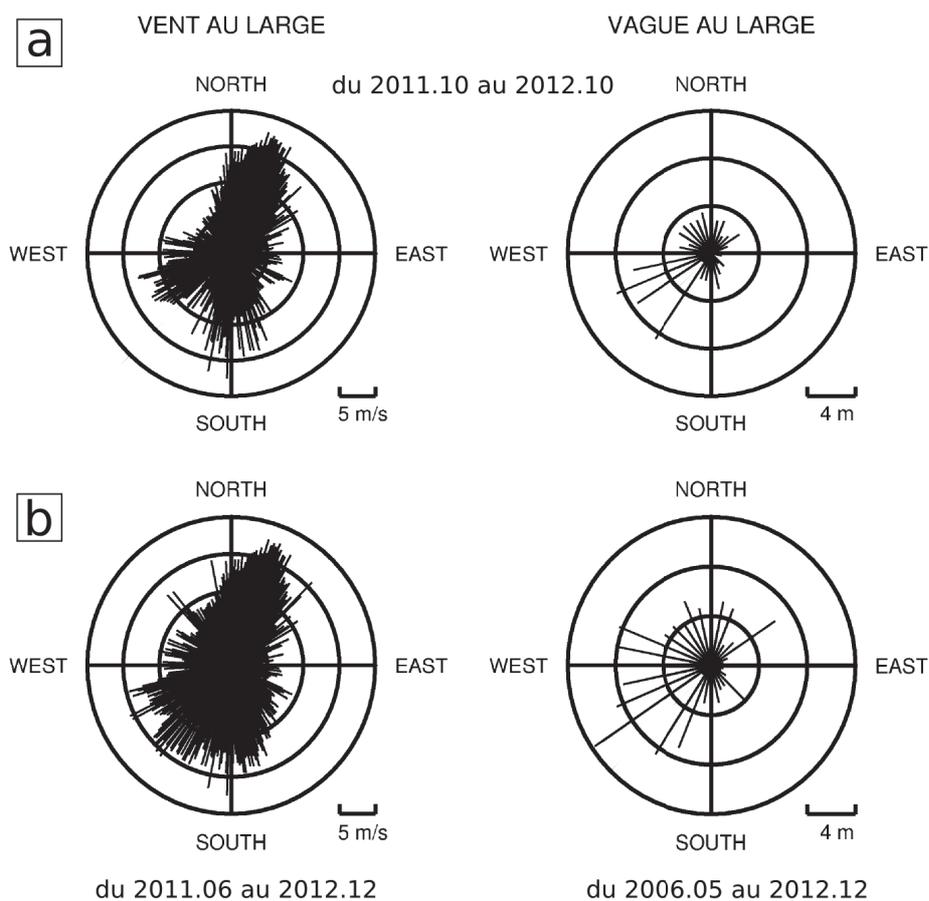


FIGURE 2.11 – Conditions de forçages météo-marins au large (bouée de Cigu). a) Roses des vents et des vagues d’octobre 2011 à octobre 2012. b) Roses des vents et des vagues sur le jeu de données complet en notre possession. Période du de juin 2011 à décembre 2012 pour les données de vents et période de mai 2006 à décembre 2012 pour les vagues.

Le régime de marée est de type semi-diurne (période moyenne de 12.4 heures). La propagation de l'onde de marée dans le détroit de Taïwan a déjà fait l'objet d'observation et de modèles par Wang et al. (2003) ou Jan et al. (2004). Basé sur des mesures *in-situ* dans le port de Chiayi (environ 50 km au nord de notre zone d'étude), le niveau de basse mer moyen (*Mean Low Water Level*) est à 0.03 m au dessus du niveau moyen des mers (NM) et le niveau de haute mer moyen (*Mean High Water Level*) est à 1.53 m au dessus du NM (Chen and Kuo, 2008). Le niveau de basse mer de mortes eaux (*Lower Low Water Level*) est à 0.46 m et le niveau de haute mer de vives eaux (*Higher High Water Level*) est à 1.85 m au dessus du NM (Chen and Kuo, 2008). Les niveaux de marée moyens nous permettent de délimiter différentes zones sur la plage émergée (figure 2.12). Ainsi, la zone subtidale se trouve en dessous du niveau de basse mer moyen (zone de plage rarement émergée) et la zone supratidale se trouve au dessus du niveau de haute mer moyen (zone de plage rarement immergée). La zone intertidale balayée par les marées, se trouve entre la zone subtidale et supratidale.

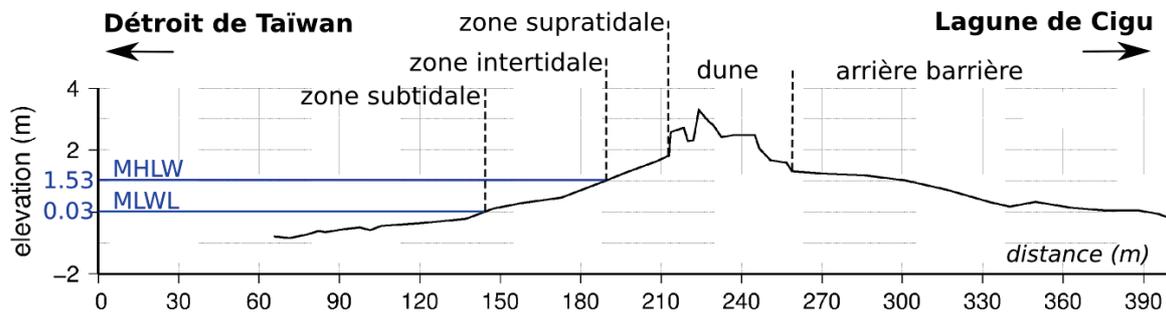


FIGURE 2.12 – Présentation des différentes zones de la plage émergée en fonction des niveaux de marées décrits par Chen and Kuo (2008).

MÉTHODOLOGIE

Sommaire

3.1	Les mesures météorologiques	56
3.2	Les mesures hydrodynamiques	56
3.3	Les mesures bathymétriques	63
3.4	Les mesures topographiques	64
3.4.1	Les mesures <i>in-situ</i>	64
3.4.2	Le traitement des données	66
3.5	Les mesures granulométriques	75
3.5.1	Les prélèvements de sable	75
3.5.2	Le calcul du transport éolien sur la plage émergée	76
3.6	Les traits de côte	77
3.6.1	Les données	77
3.6.2	Les traitements	79
3.7	Bilan	81
3.7.1	Implication dans l'acquisition des données	81
3.7.2	Les données acquises	81

Sur le site d'étude de la barrière de Wan-Tzu-Liao à Taïwan, l'objectif du déploiement *in-situ* dans le cadre de cette thèse, est d'acquérir des jeux de données robustes des conditions météorologiques, hydrodynamiques et des changements morphologiques lorsque la barrière est soumise à des forçages extrêmes de mousson et de typhons. Nous cherchons donc à mesurer 1) les conditions de vents (au large et à terre), 2) les conditions de vagues du large jusqu'en eaux très peu profondes et 3) les changements morphologiques de la plage.

Pour ce faire, deux campagnes de terrain ont été programmées représentant un total de huit mois de mesures cumulées couvrant les périodes de :

- octobre 2011 à janvier 2012 : représentant la plus grande partie de la saison de mousson
- mai à octobre 2012 : représentant la plus grande partie de la saison des typhons

Les paragraphes suivants décrivent les techniques de mesures et les instruments utilisés.

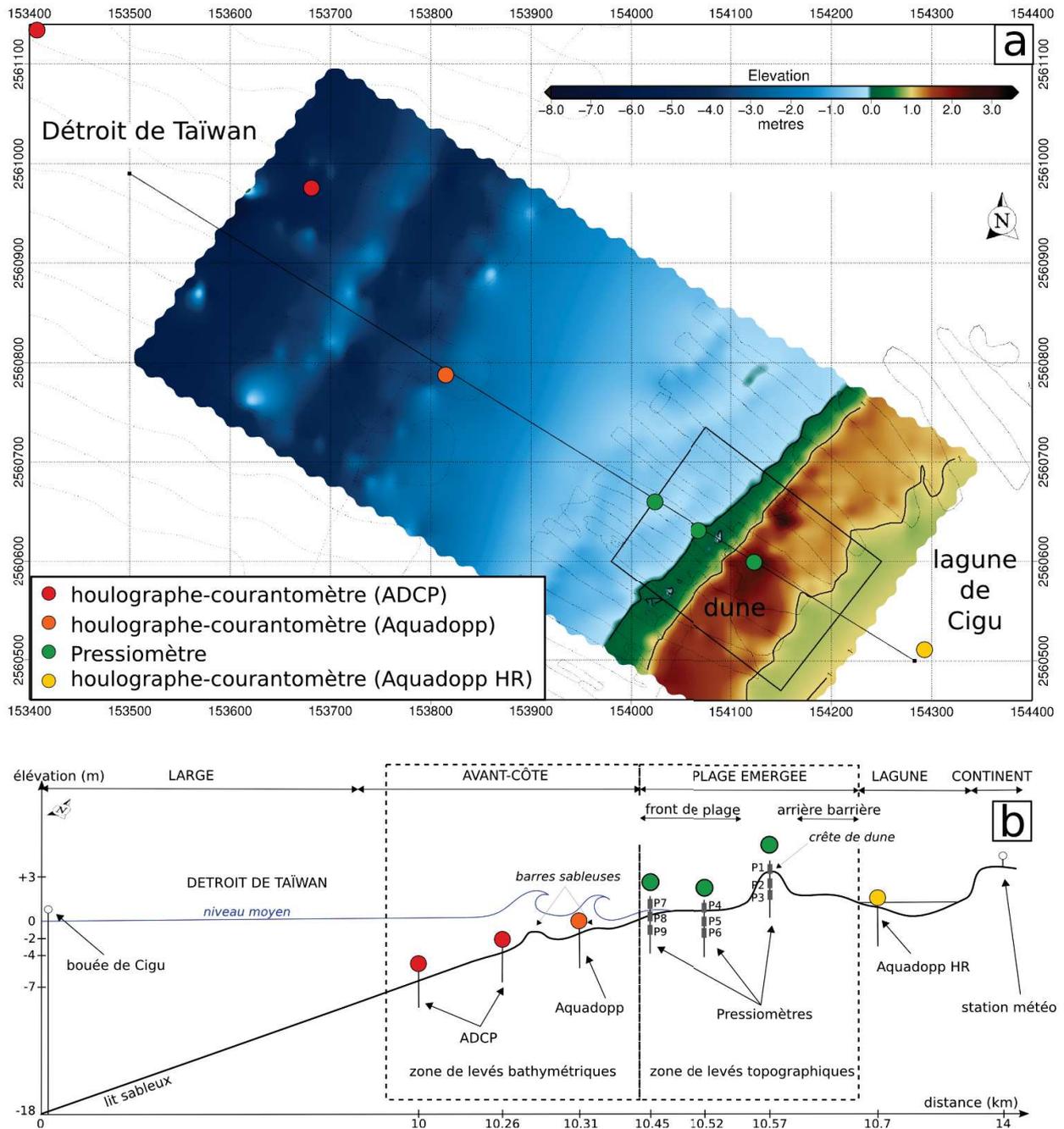


FIGURE 3.1 – Présentation des instruments déployés sur le terrain et des zones de plage suivies lors des campagnes de terrain de 2011/12. a) Localisation des instruments sur un modèle numérique de terrain (topographie de la plage émergée réalisée en juin 2012 et bathymétrie de l'avant-côte réalisée en mai 2012). Les petits points gris illustrent les points de mesures afin de visualiser les zones interpolées. b) Localisation des instruments le long d'un profil transversal de la mer vers la terre.

3.1 Les mesures météorologiques

Les conditions de vent au large (vitesse moyenne, direction, pression atmosphérique, température de l'air) du mois de novembre 2011 à décembre 2012 sont extraites de la bouée de Cigu appartenant au *Taiwanese Central Weather Bureau* et située au Sud-Ouest de notre zone d'étude à 18 m de profondeur. Les conditions de vent à terre du mois de juin à novembre 2012 sont extraites de la station météorologique gouvernementale située sur la côte Est de la lagune de Cigu appartenant également au *Taiwanese Central Weather Bureau* (voir les figures 2.5 pour la localisation de la bouée de Cigu et de la station météorologique ainsi que le profil *crosshore* sur la figure 3.1).

3.2 Les mesures hydrodynamiques

Les mesures de marées sont extraites du marégraphe du port de Chung-Chin (figure 2.5).

Les conditions de houle au large sont extraites de la bouée de Cigu (figure 2.5).

Les conditions de vagues (courant et hauteur de la surface libre de l'eau) en avant-côte et en eaux très peu profondes sont obtenues grâce au déploiement d'instruments sur le terrain.

Trois houlographes-courantomètres (deux *Acoustic Doppler Current Profilers (ADCP, 600 Hz)* de chez RDInstruments et un *Aquadopp* de chez NORTEK) ont respectivement été déployés à 7 m (E 153681.91 N 2560974.344 ; système de projection TWD97), 4 m (E 153411.432 N 2561145.397 ; TWD97) et 2 m de profondeur (E 153812.2 N 2560789.171 ; TWD97) (figure 3.1). Le profileur déployé à 2 m a été ensablé dès le premier déploiement et retrouvé lors de l'extraction finale des instruments. Cet instrument ne nous a donc fourni aucune donnée exploitable. Ceci évoque une forte mobilité saisonnière du sable dans cette zone. Il faudra donc repenser la stratégie dans le cas d'un nouveau déploiement. En plus de gêner la navigation des pêcheurs, une surélévation de l'instrument n'est pas envisageable dû aux trop faibles profondeurs d'eau dans cette zone. Une autre méthode de récupération des données pourrait alors être envisagée (récupération par ondes radio ou wifi) mais engagerait l'achat de nouveaux matériels.

Afin de mesurer les vagues qui pourraient submerger la barrière lors d'événement de tempête, nous avons également déployé un houlographe *Aquadopp HR* de chez NORTEK (E 154289.327 N 2560512.285 ; TWD97) dans la lagune à environ 100 mètres du trait de côte, coté lagune (figure 3.1).

Tous ces instruments ont été fixés dans des structures (figure 3.2) maintenues par des tubes d'innox marin enfouis verticalement dans le sable et jouant le rôle de points d'ancrage fixes. Ces tubes en inox marin de 6 m de long, 10 cm de diamètre et 3 mm d'épaisseur ont été déployés en avant-côte en novembre 2011 par des plongeurs professionnels et retirés en novembre 2012.

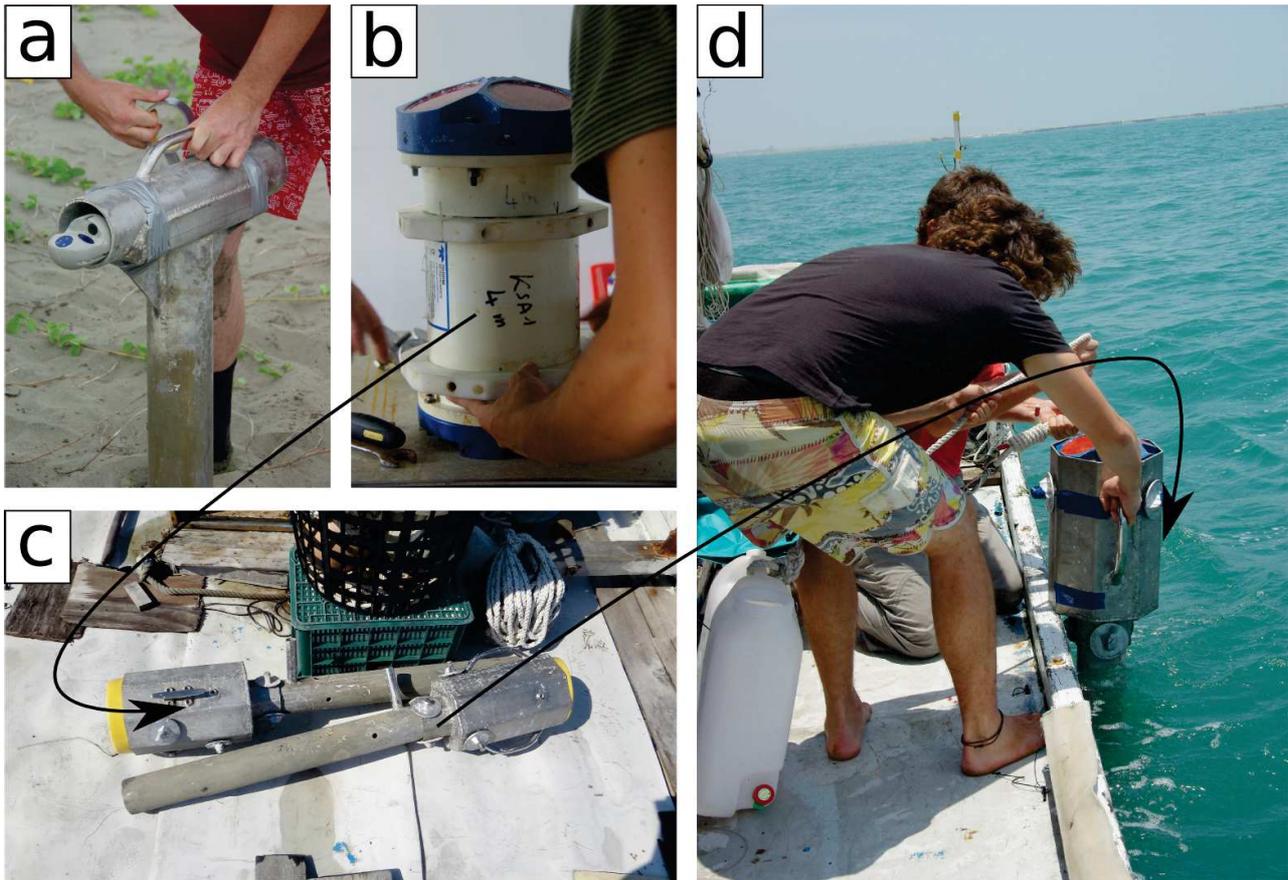


FIGURE 3.2 – Photographies de terrain pour le déploiement des houlographes-courantomètres en avant-côte. a) Un des deux Aquapro dans sa structure prêt à être mis à l'eau. b) Un des deux ADCP. c) Les deux ADCP dans leurs structures prêts à être déployés en avant-côte. d) Déploiement des ADCP en avant-côte.

Houlographe-courantomètre	Période de mesure (aaaa.mm.jj)
ADCP déployé à 7 m de profondeur	du 2011.11.03 au 2012.01.24 du 2012.05.23 au 2012.06.23 du 2012.07.19 au 2012.08.15 du 2012.08.22 au 2012.10.19
ADCP déployé à 4 m de profondeur	du 2011.11.03 to 2011.11.28 du 2012.05.23 au 2012.06.27 du 2012.07.19 au 2012.08.16 du 2012.08.22 au 2012.11.02
Aquadopp HR déployé dans la lagune	du 2011.10.31 au 2011.12.06 du 2011.12.09 au 2012.01.14 du 2012.05.16 au 2012.06.22 du 2012.07.18 au 2012.08.19

FIGURE 3.3 – Périodes de déploiement des houlographes-courantomètres

Une fois les instruments déployés, les mesures s’effectuent en continu à une fréquence de 2 Hz. Les courtes périodes de non-mesure correspondent aux moments où les instruments ont été sortis de l’eau afin de changer les batteries et sauvegarder les données. Ainsi les périodes de mesures exploitables de chacun des instruments sont (figure 3.3) :

9 pressiomètres (NORTEK; P1 à P9 sur la figure 3.1) ont également été déployés le long d'un profil transversal de la zone subtidale à la dune afin de mesurer les variations d'élévation de la surface libre de l'eau.

Les instruments sont fixés par jeu de trois pressiomètres le long d'une tige en métal avant d'être enfilés dans des tubes en inox marin enfouis verticalement dans le sable et de mêmes dimensions que ceux en avant-côte (6 m; figure 3.4). Dans le cadre de ce travail de terrain, des longueurs de tube de 4 m auraient été, à mon avis, suffisantes.

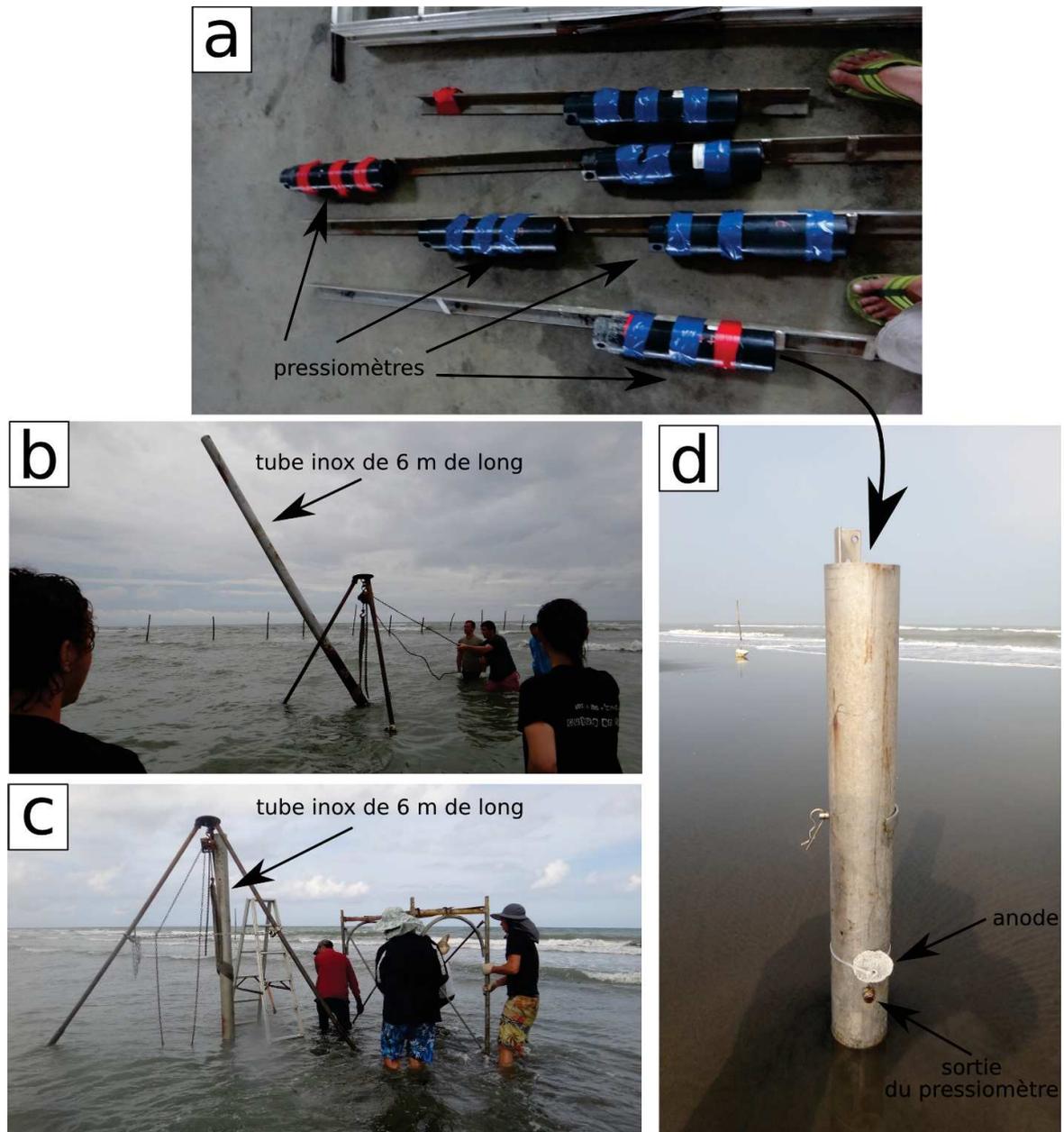


FIGURE 3.4 – Photographies de terrain pour le déploiement des pressiomètres. a) Fixation des pressiomètres le long d'une tige métallique. b et c) Insertion du tube inox de 6 m de long verticalement dans le sable. d) Pressiomètres une fois installés *in-situ*. C'est à dire, installés le long de la tige métallique et insérés dans le tube inox enfoui dans le sable.

Période de mesure (aaaa.mm.jj)	Pressiomètre	Coordonnée E (TWD97)	Coordonnée N (TWD97)	Élévation (m)
du 2011.10 au 2012.02	P2	E154121.672	N2560599.74	1.987
	P3	154121.672	2560599.74	0.987
	P4	154067.856	2560630.54	0.633
	P5	154067.856	2560630.54	-0.367
	P6	154067.856	2560630.54	-1.367
	P7	154019.838	2560660.092	0.806
	P1	154019.838	2560660.092	-0.194
	P9	154019.838	2560660.092	-1.194
	du 2012.05 au 2012.07	P1	154121.576	2560599.584
P2		154121.576	2560599.557	1.998
P3		154121.550	2560599.517	1.365
P4		154067.348	2560630.801	0.116
P5		154067.348	2560630.801	-0.893
P6		154067.348	2560630.801	-1.521
P7		154018.681	2560661.531	0.565
P8		154018.681	2560661.531	-0.431
P9		154018.681	2560661.531	-1.437
du 2012.07 au 2012.10	P1	154121.572	2560599.606	2.984
	P2	154121.553	2560599.552	1.978
	P3	154121.726	2560599.480	1.345
	P4	154067.563	2560630.945	0.645
	P5	154067.563	2560630.945	-0.364
	P6	154067.563	2560630.945	-0.992
	P7	154018.863	2560661.814	1.058
	P8	154018.863	2560661.814	0.062
	P9	154018.863	2560661.814	-0.944

FIGURE 3.5 – Déploiement des pressiomètres

Ces mesures de pression absolue sont réalisées à une fréquence de 5 Hz en continu (incertitude sur la mesure de +/- 1 mm). Les courtes périodes de non-mesure correspondent aux moments où les instruments ont été sortis de l'eau afin de changer les batteries et sauvegarder les données. L'extraction des instruments pour le changement des batteries impliquait l'extraction complète du tube inox de 6 m de long à chaque fois. Les coordonnées des instruments entre deux périodes de mesures ne sont donc pas exactement identiques (figure 3.5) :

Pendant la campagne d'hiver, le pressiomètre P1 a remplacé le pressiomètre P8 qui ne fonctionnait pas du à des problèmes de connectiques. Une fois réparé, l'instrument a été utilisé dans les déploiements suivants pendant l'été. L'élévation de chacun des pressiomètres est déduite à partir du sommet de la tige en métal (mesuré au D-GPS RTK avec une incertitude de +/- 5 cm en verticale) et de l'espacement entre chaque instrument (mesuré avec un mètre ; résolution de la mesure estimée à +/- 2 cm). La position verticale de ces instruments est donc donné à +/- 7 cm.



FIGURE 3.6 – Photographies de terrain pour les levés bathymétriques. a) Bathymétrie réalisée avec le D-GPS (précision centimétrique, levés du 28 juin, 18 et 30 juillet 2012) et le b) bateau de pêcheur. c) Bathymétrie réalisée avec l'équipe du laboratoire de THL et un GPS métrique (levé du 5 mai).

3.3 Les mesures bathymétriques

En avant côte, plusieurs levés bathymétriques ont été réalisés de 2 à 7 m de profondeur sur une largeur de 1 km (l'étendue de cette zone peut varier en fonction des conditions météorologique le jour du levé) encadrant le profil de déploiement des instruments en avant côte et donc, localisé en face de la zone suivie sur la plage émergée.

Au total, quatre levés bathymétriques ont été réalisés en couplant l'utilisation d'un échosondeur (fréquence de mesure à 1 Hz) pour mesurer la profondeur, aux mesures de positionnement du GPS (coordonnées horizontales X et Y). Le levé du 5 mai a été mené avec l'équipe technique du laboratoire de THL en utilisant un GPS non différentiel (résolution horizontale de +/- 1 m). Ces mesures ont été post-traitées et corrigées des variations de hauteur d'eau dues à la marée (levé bathymétrique utilisé dans les figures 2.7 et 3.1).

Les levés du 28 juin, 18 et 30 juillet 2012 ont été réalisés en utilisant un D-GPS (Differential Global Positioning System, TRIMBLE R8) en temps réel (Real Time Kinematic, RTK, +/- 5 cm en verticale et +/- 2 cm en horizontal) et n'ont donc pas besoin d'être post-traités. La mise en commun des mesures de profondeur et de positionnement est supportée par un script (Visual Basic) fourni par l'équipe technique du laboratoire de THL à Taïwan. Malheureusement sur le terrain, nous avons eu des problèmes de connexion entre la base du D-GPS (déployé à terre sur un point de coordonnées connues) et le mobile D-GPS (embarqué sur le bateau). Ces levés sont donc inexploitable et par conséquent, nous n'avons pas de mesures des variations morphologiques de l'avant côte pendant la mousson, ni avant/après un événement de typhon.

3.4 Les mesures topographiques

3.4.1 Les mesures *in-situ*

Un suivi topographique de la plage émergée a été réalisé en parallèle du déploiement des instruments hydrographiques dans le but de quantifier la réponse morphologique de la plage face aux différents forçages météo-marins. La portion de l'île barrière suivie s'étend de la zone subtidale jusqu'à l'arrière barrière (environ 300 mètres de large) et s'étend sur 200 mètres de long (figure 3.7).

Les levés topographiques ont été réalisés au D-GPS cinématique en temps réel chaque semaine pendant la saison de mousson ainsi que juste avant et juste après chaque tempête pendant la saison des typhons (généralement un jour avant et un jour après selon les conditions météorologiques). Le jeu de données final représente 23 levés haute résolution temporelle et spatiale.

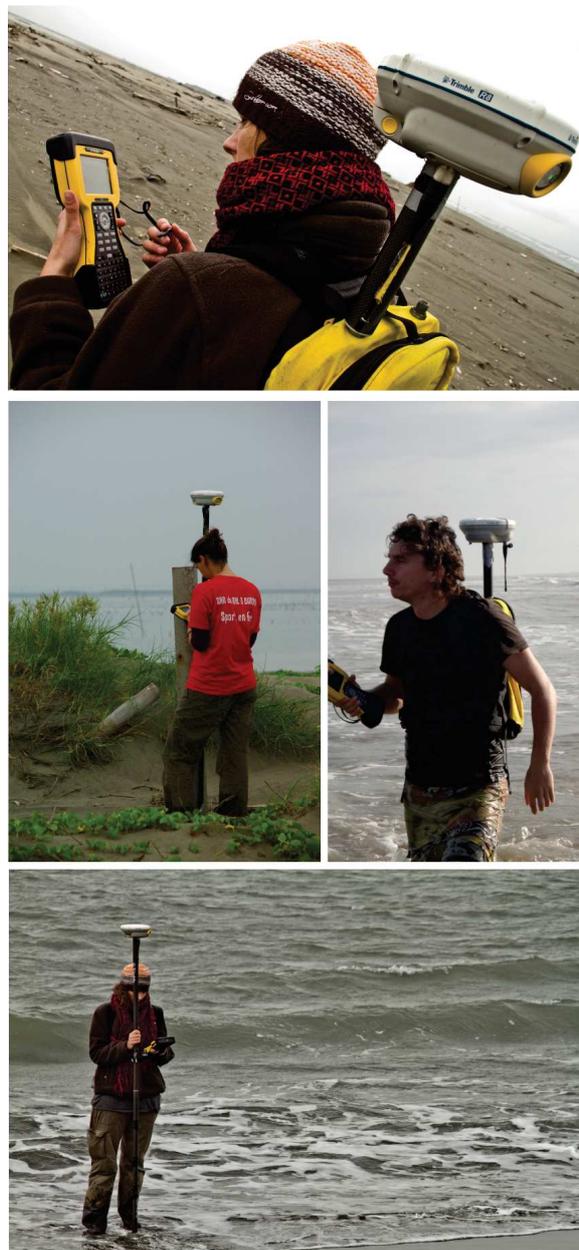


FIGURE 3.7 – Photographies de terrain pour les levés topographiques.

Un levé topographique inclut la mesure de toute la zone d'étude ainsi que la mesure de profils *crosshore* et *longshore* à localisation fixe (figure 3.8). Ces levés ont été réalisés pendant les marées basses pour obtenir le plus de mesures possibles vers le large. Le système de projection utilisé est le TWD97 avec le système géodésique TWVD2001 (géoïde basé sur le niveau moyen des mers). Cette projection, basée sur le datum *taiwan datum 1997* (ellipsoïde GRS 1980, méridien de Greenwich) peut être utilisé de 114.32 à 123.61 degrés Est de longitude et 26.96 à 17.36 degrés Nord de latitude. Nous avons favorisé ce système local pour minimiser les déformations de projection et faciliter les échanges avec les collègues du laboratoire de THL à Taïwan.

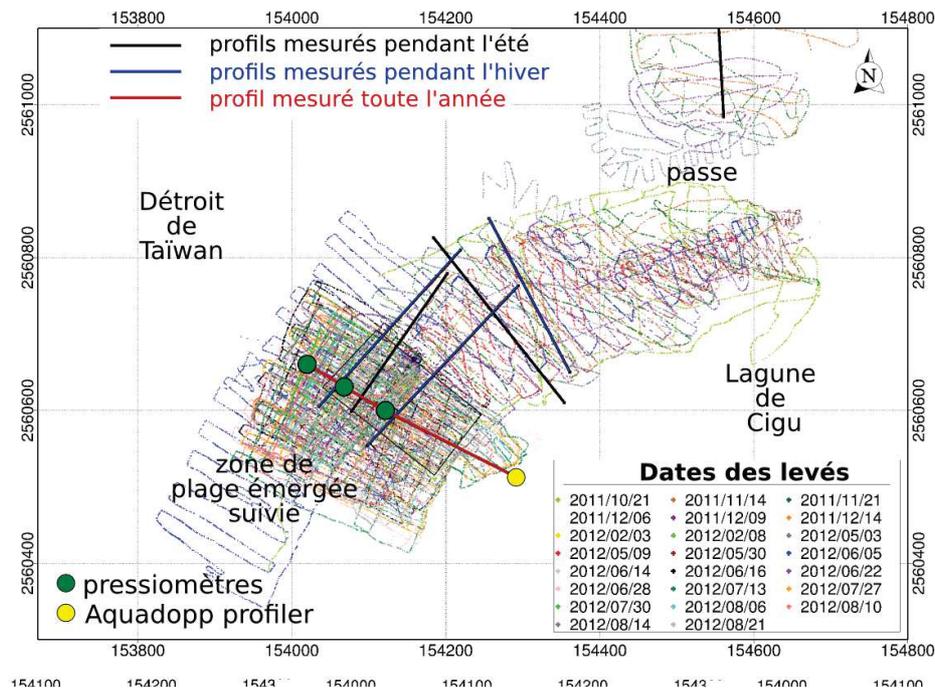


FIGURE 3.8 – Carte de densité des points de mesures réalisées au cours des 23 levés topographiques effectués entre novembre 2011 et août 2012.

Les mesures en continu (antenne du D-GPS fixée sur un sac à dos) ont été réalisées avec une fréquence d'acquisition spatiale de une mesure tous les 20 cm à 1 m.

Les profils à localisation fixe ont été mesurés au point à point (antenne D-GPS fixée sur une canne) à des fréquences de mesure de un point tous les 10 cm à 5 m. La morphologie de la plage a beaucoup changé entre les campagnes d'hiver et d'été, il a donc fallu adapter la localisation des profils sur le site (figure 3.8). Néanmoins, la localisation du profil *crosshore* principal le long duquel sont déployés les pressiomètres, est restée identique tout au long de l'année. Ce profil est illustré entre A et B sur la figure 2.6 a) et en rouge sur la figure 3.8.

Toutes les ruptures de pente (dune, pied de dune, micro-falaise, barre sableuse intertidale, cône de débordement) ont été soigneusement soulignées lors de ces levés. La résolution de ces mesures est de +/- 2 cm en horizontale et +/- 5 cm en verticale (erreur de mesure du D-GPS). Afin de contraindre au mieux cette erreur, nous avons mesuré un point fixe (bloc de granite surmonté d'un clou) de coordonnées absolues connues (155467.219 Est, 2560565.781 Nord) lors de chacun des levés. Ce repère nous permet de quantifier le plus précisément possible l'erreur verticale des mesures pour chacun des levés.

3.4.2 Le traitement des données

Le traitement des données vise à fournir des supports nécessaires à l'observation et à la quantification des changements morphologiques de la plage entre différentes dates caractéristiques d'un événement de tempête, d'une saison de mousson, d'une saison de typhons ainsi que d'une année.

Nous avons écrit des scripts Bash et utilisé l'outil GMT (Generic Mapping Tools; Wessel and Smith (1998)) dans le but de construire des modèles numériques de terrain (MNT; *Digital Model Elevation : DEM*) ainsi que des profils *crosshore*, *longshore* et des cartes de variations spatiales des volumes sableux entre deux dates (différentiel de MNTs).

Les Modèles Numériques de Terrain

La méthode d'interpolation Akima (Akima, 1970) inclut l'ajout d'un coefficient de tension qui permet de souligner les ruptures de pente plutôt que de les lisser. Le travail de comparaison entre cette méthode et d'autres types d'interpolation tels que la méthode TIN (*Triangulated Irregular Network*; basé sur les données brutes), a déjà été réalisé dans les travaux de Smith and Wessel (1990). Cet article conclut sur le fait que l'ajout d'un coefficient de tension dans la construction de la grille permet de marquer les courbes là où d'autres méthodes les lisser. Sur la base de ce travail, nous avons comparé la méthode Akima à la méthode TIN pour la construction de nos MNTs (figure 3.9). Comme observé par Smith and Wessel (1990), les MNTs construits par la méthode Akima soulignent d'avantage les ruptures de pente attendues en domaine littoral (microfalaise de dune, dépression dans la dune, barre intertidale) (figure 3.9).

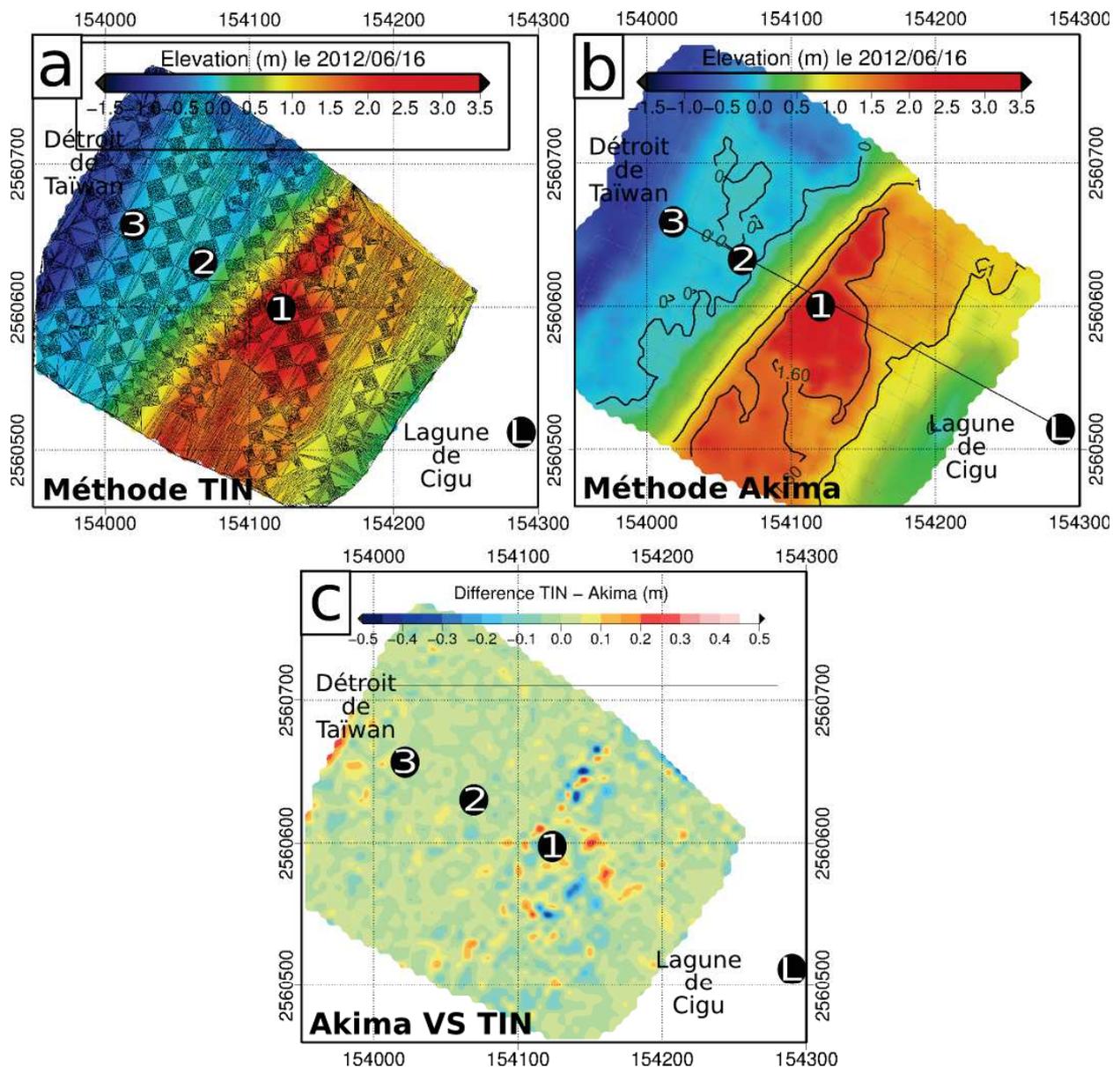


FIGURE 3.9 – Les différentes méthodes d’interpolation analysées pour la construction des MNTs. a) Méthode TIN. b) Méthode Akima. Les petits points gris illustrent les points de mesures afin de visualiser les zones interpolées. c) Différentiel des MNTs construits avec la méthode Akima et TIN.

Sur nos MNTs, nous avons choisi de représenter différents isobathes (isobathes 0 et 1 m au dessus du niveau moyen des mers) et points de référence visuels (1, 2, 3 et L) pour faciliter la lecture. Les isobathes sont représentées en lignes continues noires et les points de référence en ronds noirs numérotés. Les points de repère visuel 1, 2, 3 et L sont également représentés et illustrés sur d'autres supports comme les profils crosshore (exemple sur le profil a de la figure 3.10) ou certaines photos de terrain (exemple sur la figure 5.8 c et d).

Dans cette thèse, le trait de côte est défini à l'emplacement exact de l'isobathe 1 m au dessus du niveau moyen des mers. Le choix de l'isobathe 0 m (niveau moyen des mers) a été rejeté car il était trop influencé par des changements morphologiques courts termes (variations spatiales des barres intertidales). Or, cette thèse cible des changements morphologiques à plusieurs échelles de temps allant du court au long terme. Le choix de l'isobathe 1 m, plus haut sur le profil de plage, illustre des changements morphologiques plus durables dans le temps.

Les profils

Deux types de profils *crosshore* et *longshore* ont été construits : les profils basés sur les mesures *in-situ* (résolution de la mesure D-GPS) et les profils basés sur les mesures interpolées extraites du MNT. Un comparatif des deux types de profils montre que les ruptures de pente sont mieux représentées par les mesures réalisées *in-situ* que par les mesures interpolées extraites du MNT (figure 3.10 a). Ces différences apparaissent faibles mais néanmoins un peu plus marquées pour les valeurs d'élévation supérieures à 2 m correspondant à la dune, où les ruptures de pente sont les plus fréquentes (figure 3.10 b).

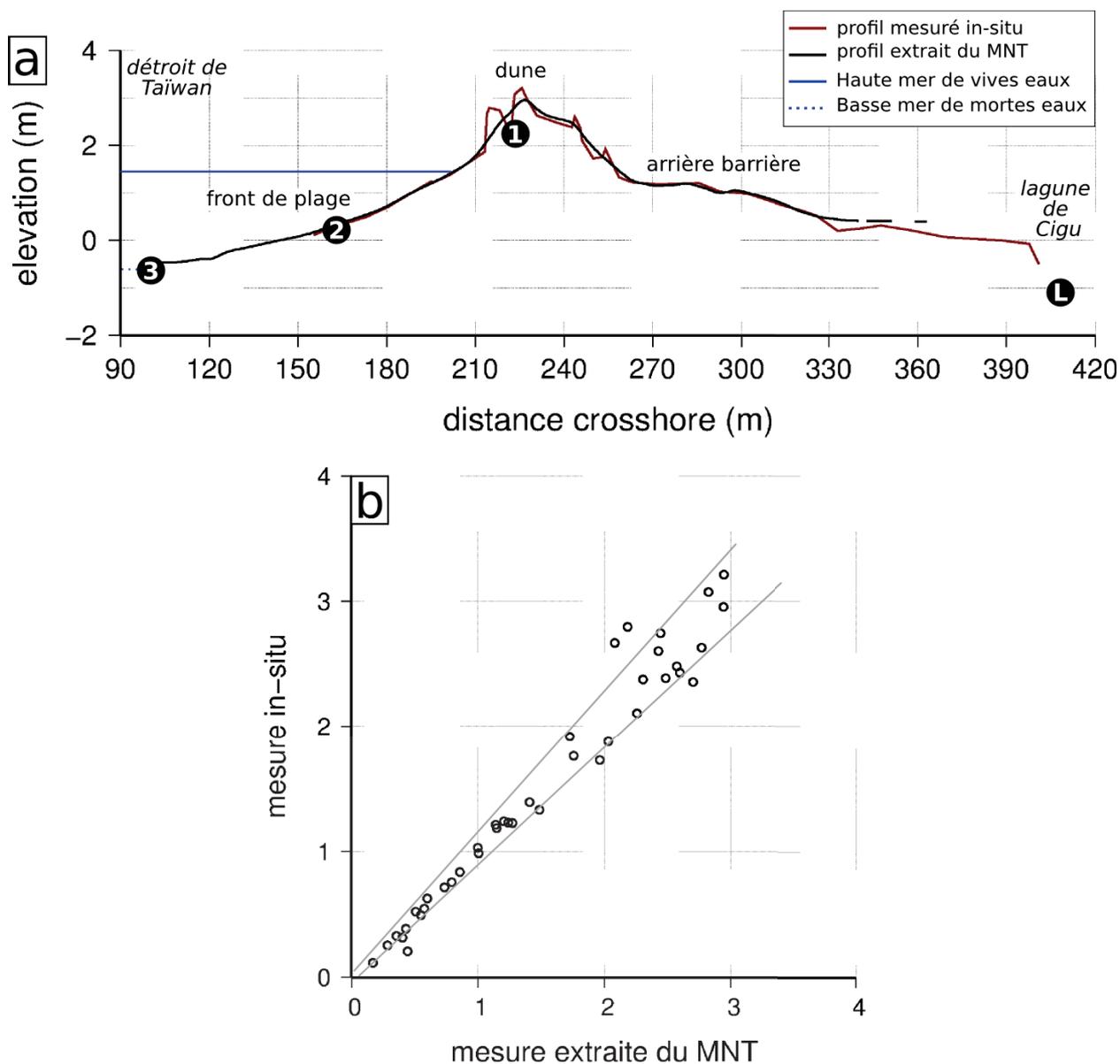


FIGURE 3.10 – Comparatif entre les mesures du profil *crossshore* réalisées *in-situ* et extraites du MNT. a) Profil *crossshore*. b) Graphique à l'échelle 1 :1 des élévations mesurées *in-situ* et extraites du MNT.

Les différentiels de MNTs

Des différentiels de MNTs ont été construits dans le but de pouvoir comparer l'évolution morphologique de la plage entre deux dates choisies. Ces différentiels d'élévation entre deux MNTs sont construits sur la base de la zone commune entre les deux MNTs (exemple figure 3.11 c, d). Ces cartes permettent d'illustrer et de quantifier les zones d'érosion et d'accrétion entre deux levés (figure 3.11 e).

Comme décrit précédemment, le point fixe de coordonnées absolues mesuré à chaque levé nous a permis de mieux contraindre l'erreur verticale de chacun des levés. Cette erreur comprise entre 3 et 8 cm est donc spécifique et variable à chacun des levés. C'est la plus grande erreur entre les deux levés qui sera choisie comme marge d'erreur sur les différentiels de MNTs. Néanmoins, cette erreur ne peut pas être inférieure aux 5 cm d'erreur instrumentale annoncés pour l'utilisation d'un D-GPS R8. L'erreur verticale minimale utilisée est donc de 5 cm. Sur les différentiels, cette marge d'erreur verticale est incluse dans la palette de couleur par une zone de blanc. Cette zone de blanc masque donc les variations d'élévation inférieures à la marge d'erreur. Par exemple, sur la figure 3.11 e, la zone blanche entre -2.5 cm et +2.5 cm représente la marge d'erreur verticale qui exclut de la carte toutes les variations verticales inférieures à 5 cm.

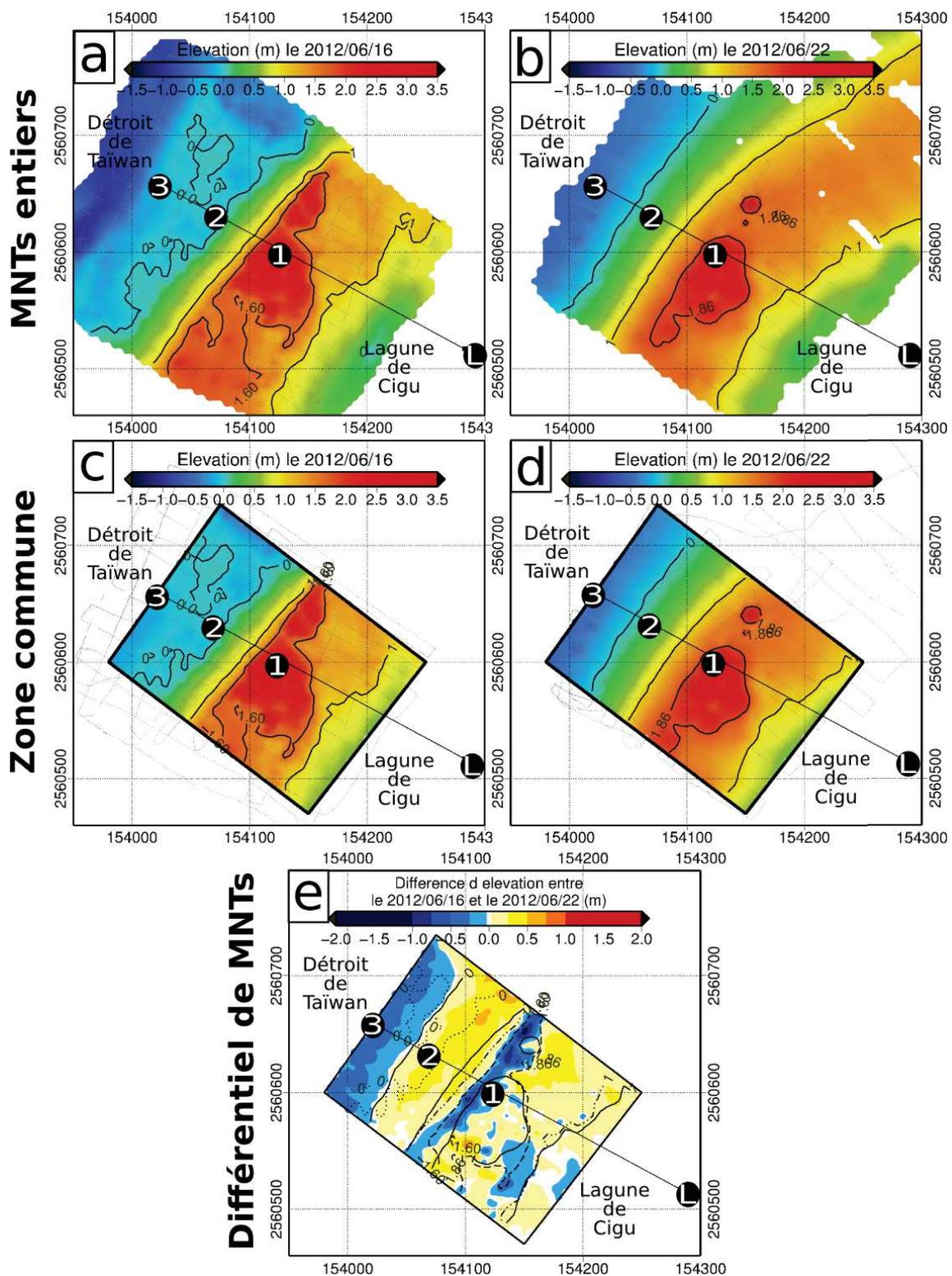


FIGURE 3.11 – Méthode de construction des MNTs et des différentiels de MNTs. a) et b) Exemple de MNTs des levés du 16 et du 22 juin 2012. Les petits points gris illustrent les points de mesures afin de visualiser les zones interpolées c) et d) MNTs des zones communes entre les deux levés. Les isobathes $Z=0$ m (niveau moyen des mers) et $Z=1$ m (trait de côte) au dessus du niveau moyen des mers ainsi que les isobathes du pied de dune sont illustrés par des traits noirs. e) Différentiels de MNTs entre les zones communes des deux MNTs. Les numéros 1, 2, 3 et L sont des repères visuels. Les isobathes de chacun des MNTs sont reportés sur la carte en pointillés (point pour l'isobathe $Z=0$ m, point/tiret pour l'isobathes $Z=1$ m et tiret pour le pied de dune) en date du 16 juin (MNT le plus vieux) et en traits pleins en date du 22 juin (MNT le plus récent).

Le calcul de volume (en m^3) est basé sur le rapport entre la variation d'élévation (en m) et la superficie (en m^2). Ces volumes sont calculés dans différents compartiments de la plage. Un compartiment est une zone particulière de la plage. Différents compartiments ont été définis afin de quantifier les variations de volumes sableux dans des zones spécifiques de la plage telles que :

- l'arrière barrière : située sur l'arrière barrière en dessous de l'élévation du pied de dune
- la dune : située au dessus de l'élévation du pied de dune
- le front de plage : situé côté mer en dessous de l'élévation du pied de dune

Pour plus de détails, des compartiments de plage spécifiques à l'étude d'un différentiel de MNTs en particulier, ont été ajoutés selon la localisation des zones d'accrétion ou d'érosion comme sur l'exemple de la figure 3.12.

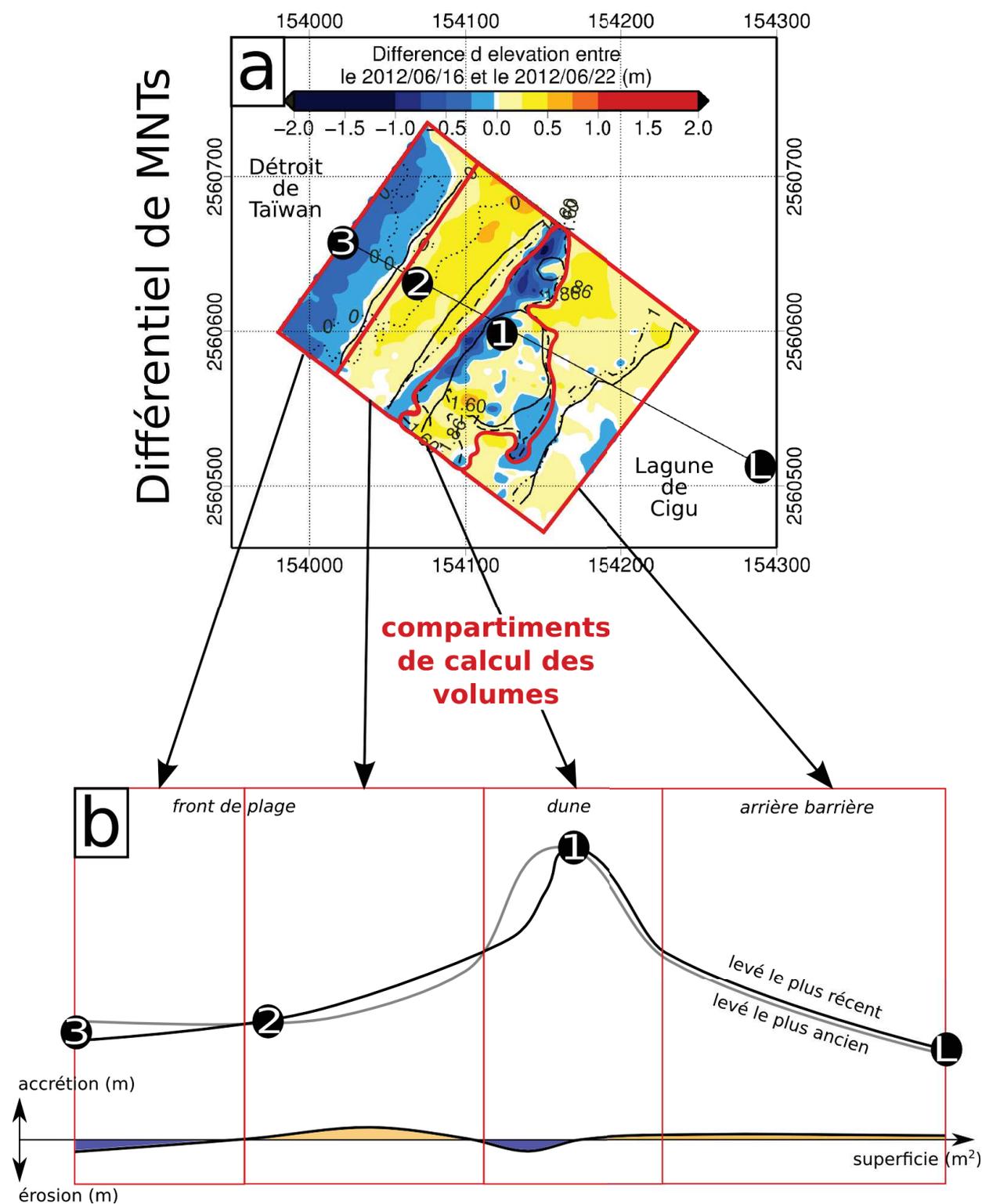


FIGURE 3.12 – Méthode de calcul des volumes sableux à partir d'un différentiel de MNTs. a) Différentiel de MNT avec la localisation géographique des compartiments de plage étudiés. b) Schéma de profil *crosshore* entre le levé le plus vieux et le plus jeune avec une schématisation des zones d'érosion et d'accrétion dans lesquelles ont été calculés les volumes sableux.

De même que pour les cartes de différentiels de MNTs, les marges d'erreur sur les calculs de volume se basent sur la superficie du compartiment étudié (en m^2) et l'erreur verticale la plus grande des deux levés utilisés (m).

3.5 Les mesures granulométriques

3.5.1 Les prélèvements de sable

Des prélèvements de sable superficiel le long d'un profil *crosshore* ont également été réalisés pour fournir des informations sur la composition et la distribution des grains de sable. Ces prélèvements n'ont pas été réalisés exactement à la même localisation à chaque fois et n'ont pas été prélevés à chaque levé topographique mais seulement ponctuellement après de gros événements de tempêtes tels que le 2011.10.21, 2011.11.21, 2012.02.03, 2012.05.03, 2012.05.09, 2012.06.14, 2012.06.22, 2012.06.28 (un seul point de prélèvement) et le 2012.08.06.

Quelques prélèvements de sable ont également été faits au niveau des ADCP déployés sur l'avant côte (le 2012.05.22, 2012.06.26, 2012.08.15 et le 2012.08.22). Ces échantillons ont été prélevés par les plongeurs lors de la mise à l'eau ou de l'extraction des instruments (voir la figure 2.7 et 2.8 pour un exemple de localisation des prélèvements).

Compte tenu des restrictions d'exports imposées par la douane taïwanaise, aucun des échantillons granulométriques n'a pu être ramené en France. Tous les traitements ont donc été réalisés par l'équipe du laboratoire de THL avec un granulomètre laser (exemple figure ??). Ces données nous ont été fournies sans rapport précis du protocole et des incertitudes de mesure.

3.5.2 Le calcul du transport éolien sur la plage émergée

Le transport éolien débute lorsque la vitesse de cisaillement dépasse la vitesse limite de mise en mouvement (U_{*t}). Ce seuil limite à partir duquel la vitesse du vent n'est plus suffisante pour transporter le sable, peut être estimé avec l'équation de Bagnold (1941) telle que :

$$U_{*t} = A[gd(\rho_s - \rho)/\rho]^{1/2} \quad (3.1)$$

où A est une constante égale à 0.1, g l'accélération due à la gravité, d le diamètre du grain moyen (0.2 mm, voir la présentation du site dans le chapitre 2.1), ρ_s la densité du sédiment et ρ la densité de l'air.

Sur notre site d'étude, ce seuil de mise en mouvement du sable est estimé à 6 m/s. On considère donc que le transport éolien est effectif dès que la vitesse du vent dépasse ce seuil d'arrachement des sables.

Le volume de sable potentiellement transporté par le vent peut ensuite être estimé à partir de l'équation empirique de Bagnold (1941) :

$$q = C(d/D)^{1/2}(\rho/g)u_*^3 \quad (3.2)$$

où q représente la quantité de sable potentiellement transportée par unité de temps et unité de largeur (m^3/h), d la taille moyenne du sable (mm), D le grain moyen standard d'un diamètre de 0.250 mm, C la constante semi-empirique qui varie en fonction de la granulométrie et du tri du sédiment (1.5 pour un sédiment bien classé) et u_* la vitesse de cisaillement.

L'utilisation de la vitesse de cisaillement au cube montre l'intérêt de tenir compte de la granulométrie et du classement des sédiments, exprimés par le coefficient C (Chaibi et al., 2014).

Sur notre site d'étude, ce transport potentiel éolien a été calculé sur la base d'un jeu de mesures des conditions de vent à 2 m au dessus du niveau moyen de la mer au large de la zone d'étude (bouée de Cigu). Ce jeu de données inclut une mesure par heure de la force et de la direction du vent, du mois d'octobre 2011 à avril 2012 (saison de mousson). Le transport éolien potentiel a seulement été calculé pour la saison de mousson où le vent est régulier (en vitesse et en direction) et fort. Pendant la saison des typhons, les conditions météo-marines entre deux tempêtes sont très calmes et la pluie inhibe tout transport éolien pendant les tempêtes.

L'humidité, la cohésion des grains, la végétation, l'encroûtement ou les micro-morphologie ne sont pas pris en compte dans ce calcul malgré une forte influence sur la remobilisation sédimentaire (Ruz and Meur-Férec, 2002; Sabatier et al., 2007). Les quantités de sable potentiellement transportées et calculées en suivant cette méthode représentent donc seulement des ordres de grandeur dont la marge d'erreur peut potentiellement être aussi grande que la valeur annoncée. L'objectif n'est pas de quantifier précisément la quantité de sable potentiellement transportée par le vent, mais de proposer des ordres de grandeur du transport éolien pour mettre en évidence son rôle éventuel dans les bilans sédimentaires ou la construction de structures éoliennes sur l'arrière barrière pendant la saison de mousson.

3.6 Les traits de côte

3.6.1 Les données

Les données de traits de côte des années 1993, 1999, 2004 et 2009 (réalisé en septembre / octobre) ainsi que les clichés de l'île barrière correspondants, ont été fournis par le laboratoire de THL à Taïwan. Ces traits de côte couvrent l'intégralité de l'île barrière.

Le laboratoire de THL ne nous a pas donné d'information sur la résolution de la position des traits de côte fournis, ni sur le type d'images utilisées pour les digitaliser. Nous avons donc fait une estimation de la marge d'erreur décrite ci-après.

Il existe dans la littérature plusieurs définitions du trait de côte selon le régime de marée et la morphologie du site (Boak and Turner, 2005). Dans notre cas, nous avons supposé que le manque de morphologie remarquable et continue tout au long de l'île barrière, a mené l'équipe du laboratoire de THL à définir la position du trait de côte à la limite entre la plage mouillée et la plage sèche. Ces traits de côte correspondent donc à la limite instantanée du jet de rive. L'erreur sur ces mesures correspond donc au cumul 1) de l'étendue de la zone intertidale sur le profil de plage, 2) du jet de rive maximum atteint sur la plage (*run-up*) et 3) de la résolution des images sur lesquelles ont été digitalisées les positions du trait de côte.

Le détail du calcul de la marge d'erreur sur le positionnement du trait de côte est le suivant :

1. **L'étendue maximale de la zone intertidale le long du profil de plage est de 49.71 m.**

Sur la base du jeu de données mesuré *in-situ* au port de Chung-Chin (voir la localisation du port sur la figure 2.5 b) la marée a été calculée en utilisant le modèle ETERNA (Wenzel, 1996). Cet outil, très utilisé dans le domaine des Géosciences, nous a permis de modéliser l'amplitude des marées avec une précision de quelques centimètres. Nous avons ainsi déterminé le marnage de la journée correspondant à chacune des dates des clichés utilisés pour la digitalisation des traits de côte (1993, 1999, 2004 et 2009). Le marnage le plus important entre les quatre dates est ainsi de 1.64 m. La pente de la zone intertidale (entre le MLWL = 0.03 m et le MHWL = 1.53 m) est de 3.3 % en octobre 2011. Ainsi, l'étendue maximale de la zone intertidale est de 49.71 m en utilisant le maximum de marnage (1.64 m) et la pente (3.3 %) (figure 3.13).

Néanmoins, il faut souligner que la pente est variable dans le temps à court et long termes, mais nous n'avons aucune autre information sur le profil de plage des années précédentes.

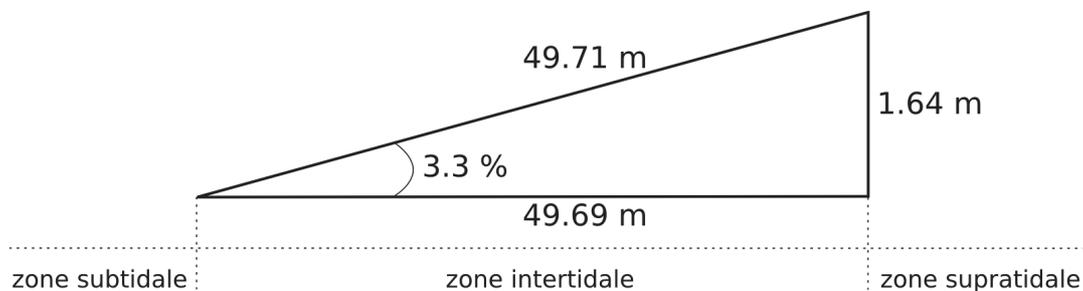


FIGURE 3.13 – Calcul de l'étendue maximale de la zone intertidale de 1993 à 2011.

2. **Le jet de rive (*run-up*) maximum sur le site d'étude est de 0.336 m.** Pour ce calcul nous avons utilisé l'équation du R_2 de Stockdon et al. (2006) telle que :

$$R_2 = 1.1(0.35\beta_f(H_0L_0)^{1/2} + \frac{[H_0L_0(0.563\beta_f^2 + 0.004)]^{1/2}}{2}), \quad (3.3)$$

où $H_0 = 0.8$ m et $T = 6$ s (conditions de hauteurs et périodes moyennes de vagues significatives au large (bouée de Cigu) pendant les mois de septembre/octobre de l'année 2011), $L_0 = 56.23$ m et $\beta_f = 3.3$ % en zone intertidale en octobre 2011.

3. **La résolution des images est de +/- 20 m.** Nous n'avons pas d'information sur le type des clichés fournis et utilisés par le laboratoire de THL pour digitaliser les traits de côte. Un travail de recherche de la source des images a donc été réalisé au laboratoire du Cerege (Aix-en-Provence) par Morgane Jolivet (master première année). L'objectif de ce travail était de confronter les dates des clichés avec les banques de données quick bird, digital globe, eoli esa, geofuse et mapmart dans le but de trouver la source de ces images et d'en connaître la résolution. Finalement ces clichés sont des images de type spot dont la résolution varie entre +/- 10 m et +/- 20 m. Nous choisirons donc la plus grande marge d'erreur égale à +/- 20 m.

Le cumul de ces marges d'erreurs mène à une résolution finale du positionnement du trait de côte de +/- 70 m sur la plage. Nous considérons cette marge d'erreur importante puisque qu'elle ne représente finalement que 10 % des variations *crossshore* moyennes de la position du trait de

côte entre 1993 à 2009 et 7 % des variations *crosshore* maximum sur cette même période d'étude.

Basé sur la marge d'erreur de +/- 70 m du positionnement du trait de côte, la marge d'erreur des calculs de la superficie de l'île barrière est de +/- 490 km².

3.6.2 Les traitements

L'analyse des variations de la position du trait de côte de l'île barrière a été réalisée via un script Bash et l'outil GMT, le long de 70 transects *crosshore* séparés de 100 m les uns des autres (figure 3.14). Les extrémités Nord et Sud de l'île barrière ont été exclues de l'analyse car ce sont des zones anthropisées qui ne reflètent pas la dynamique naturelle de l'île barrière.

Les objectifs de ce traitement sont de :

1. relever la position du trait de côte sur chacun des transects et pour chacune des années ;
2. quantifier le recul (en mètre vers la terre) ou l'avancée (en mètre vers la mer) du trait de côte sur chacun des transects par rapport à la position du trait de côte de 1993 ;
3. quantifier les vitesses (m/an ; moyenne et entre chacune des années) du recul/avancée du trait de côte sur chacun des transects, sur chacune des parties Nord et Sud de l'île barrière ainsi que sur la totalité de l'île barrière.

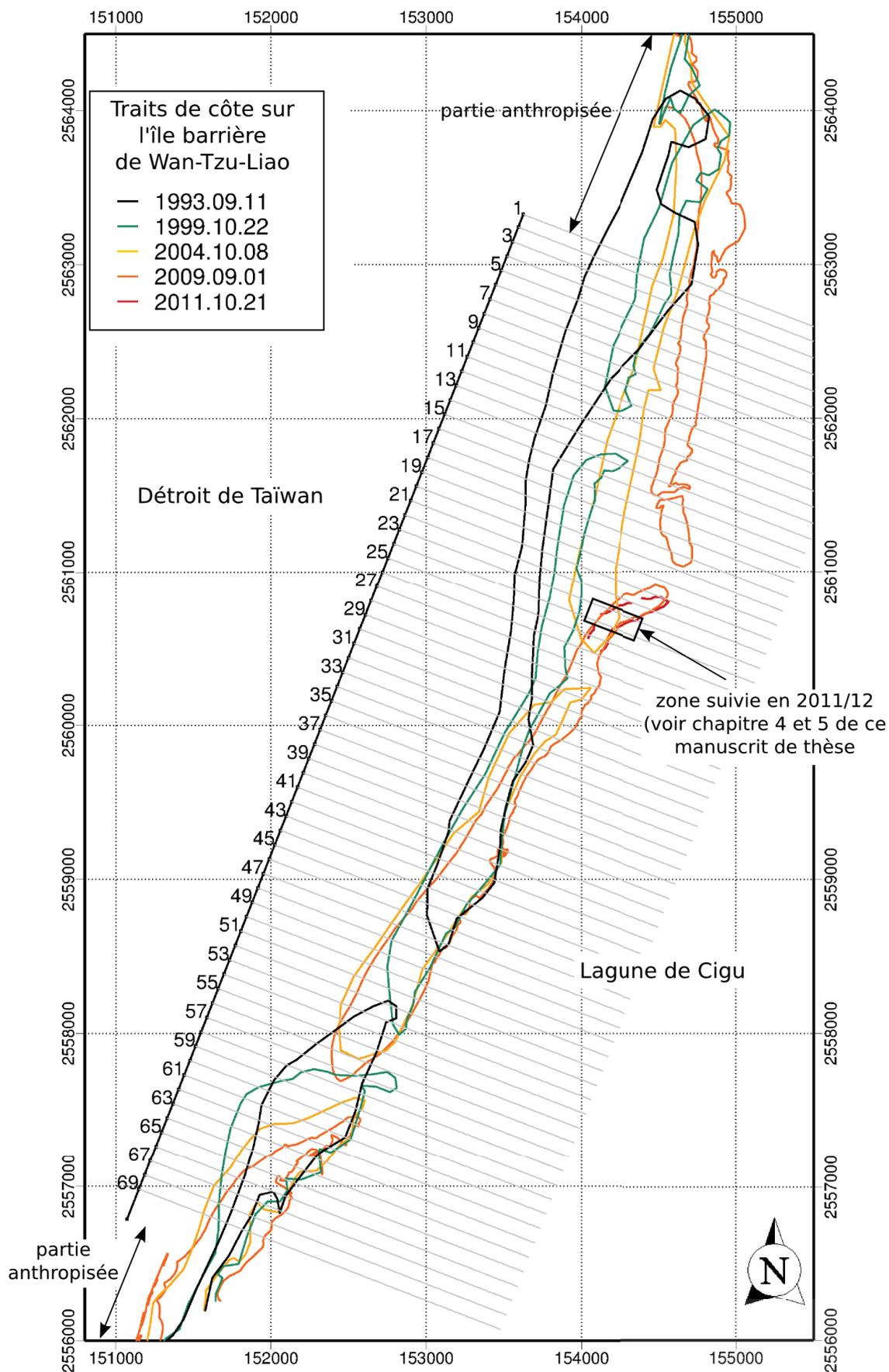


FIGURE 3.14 – Présentation des traits de côte analysés dans ce chapitre ainsi que la stratégie de traitement le long de transects *crossshore*.

3.7 Bilan

3.7.1 Implication dans l'acquisition des données

J'ai personnellement participé à tout le travail le terrain (tache III du projet KUNSHEN) : envoi des instruments, configuration des instruments, déploiement / extraction des instruments, changement de batteries, téléchargement des données et prise en charge des campagnes topo / bathymétriques. Samuel Meulé était présent pour les grandes campagnes de déploiement et extractions des instruments en début et fin de campagne saisonnières (novembre 2011, février, mai et octobre 2012). Je suis moi même restée sur place tout au long des périodes de déploiement (10 mois environ) pour 1) le suivi des instruments (extraction/redéploiement pour changer les batteries et sauvegarder les données) et 2) le suivi morphologique. Romain Leroux-Mallouf, stagiaire de Master 1 que j'ai encadré, a également activement participé au travail de terrain du mois de mai à août 2012. Sébastien Maguerite, en charge de la construction des structures en inox pour les instruments (CEREGE, Aix en Provence) et Philippe Dussoulliez (CEREGE, Aix en Provence) ont également participé au tout premier déploiement en novembre 2011. Pour finir, le professeur Jiing-Yih Liou et Mr. Hsiang-Yu Hwung se sont occupés de l'organisation/planning avec les pêcheurs locaux (bateau-taxi pour se rendre sur la barrière sableuse), les plongeurs (pour le déploiement des instruments en avant côte) et les techniciens du laboratoire de THL et en dehors pour la confection des tubes en inox de 6 m.

3.7.2 Les données acquises

Grâce à cette année de mesures *in-situ* nous avons donc réussi à obtenir des mesures de houle et de vents du large jusqu'à la côte pendant une saison de mousson ainsi qu'une saison de typhons, couplé à un suivi haute fréquence spatio-temporelle des changements morphologiques de la plage émergée. Bien que certains instruments n'aient pas correctement fonctionné (Aquadopp déployé à 2 m de profondeur, le pressiomètre 8 pendant la saison de mousson et les levés bathymétriques) le bilan de ce travail de terrain est positif avec environ 80 % de réussite comparé au protocole théorique mis en place en amont. De plus, aucun instrument n'a été perdu ni gravement endommagé.

La figure 3.15 est un récapitulatif des mesures acquises au cours de l'année 2011/2012. Seules les données exploitables sont représentées.

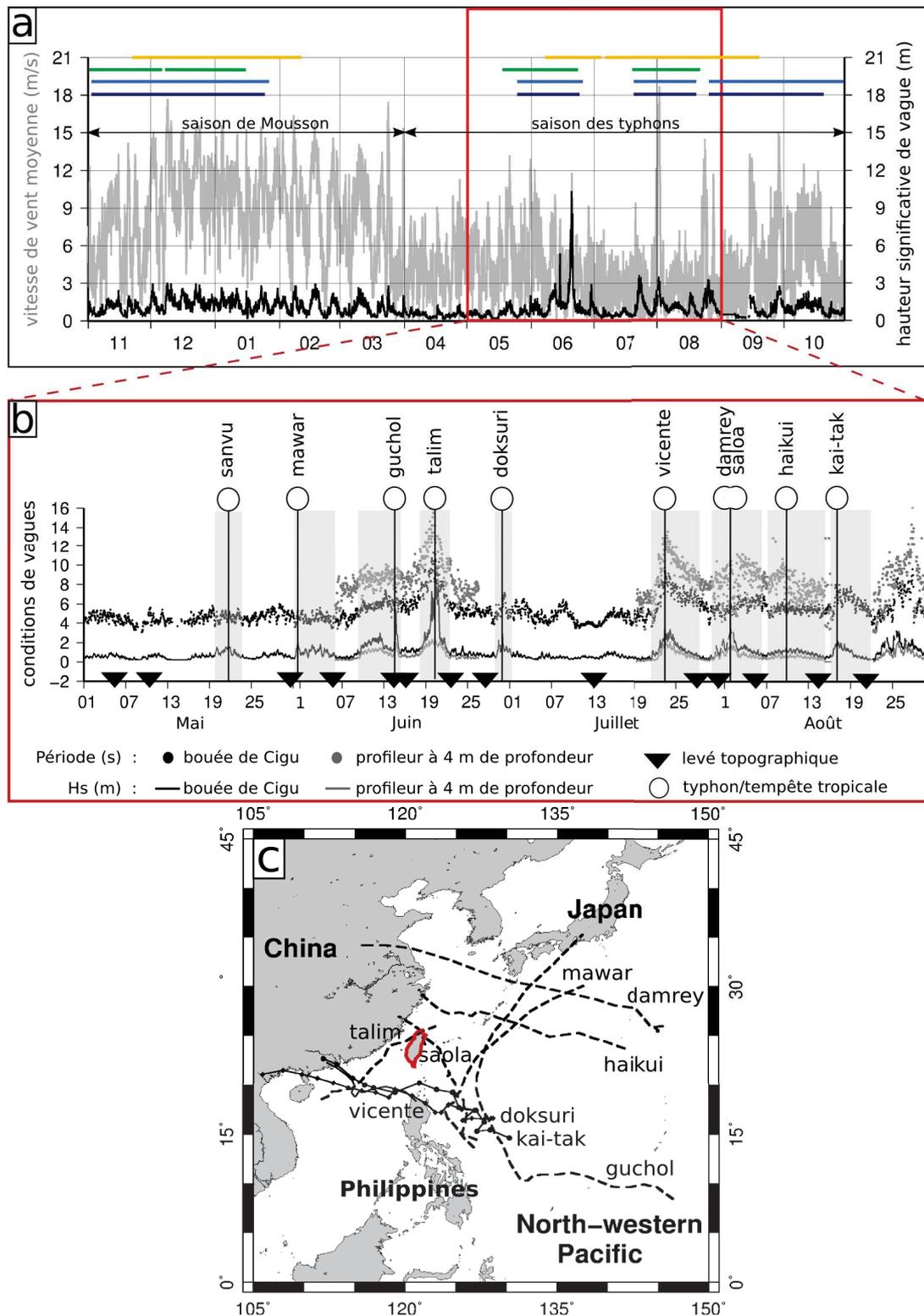


FIGURE 3.15 – Récapitulatif du travail de terrain et des données acquises. a) Les conditions de vent (trait gris, bouée de Cigu de novembre 2011 à mai 2012 puis station météorologique à terre à partir de juin 2012) et de vagues au large (trait noir, bouée de Cigu) au cours de l’année de déploiement *in-situ* 2011/12. Les traits de couleur horizontaux représentent les périodes où les mesures hydrodynamiques sont exploitables. Les couleurs représentent les différents instruments tels que l’ADCP-houlographe/courantomètre à 7 m de profondeur en bleu foncé, l’ADCP-houlographe/courantomètre à 4 m de profondeur en bleu clair, l’Aquadopp HR-houlographe dans la lagune en vert et les pressiomètres en jaune. b) Date des événements de tempêtes tropicales/typhons suivis, superposés aux conditions de vagues au large et en avant-côte. c) Trajets des typhons/tempêtes tropicales observés (source *Japan Meteorological Center*).

Le premier déploiement lors de la saison de mousson à fait l'objet d'un article scientifique (Meulé et al., 2012) publié dans la revue *Paralia* (voir annexe 6.8).

L'ÉCHELLE INSTANTANÉE

Sommaire

4.1	Introduction	86
4.2	Méthodologies	87
4.2.1	Les phases de la tempête tropicale Talim	87
4.2.2	Les mesures des pressiomètres	89
4.3	Les résultats	91
4.3.1	L'hydro-morphodynamique à l'échelle de la tempête	92
4.3.2	Hydro-morphodynamique du jet de rive	99
4.4	Discussion	100
4.5	Conclusion	101

4.1 Introduction

Les données acquises *in-situ* permettent dans un premier temps, d'étudier la dynamique de la plage à l'échelle instantanée. Ce chapitre se concentre donc sur la réponse morphologique de la zone de jet de rive face à des conditions de forçages de vagues extrêmes lors d'un événement de tempête tropicale. Les échelles de temps abordées dans ce chapitre vont de l'instantané (action de la vague de jet de rive sur la morphologie) à des périodes de quelques heures (action sur la morphologie, des différents régimes hydrodynamiques lors de chacune des phases de tempête).

En se basant sur les mesures des pressiomètres enfouis dans le sable de la plage subaérienne, cette étude se concentre sur les variations de l'élévation de la surface libre de l'eau et du lit sableux. L'objectif est de savoir quels sont les changements morphologiques de la zone de jet de rive pendant un événements de type extrême? Ces changements morphologiques sont-ils différents de ceux observés lors de tempêtes plus modérées? A quelles vitesses ces variations d'élévation du lit sableux ont-elles lieu? Est ce que les changements morphologiques de cette zone sont contrôlés par les conditions hydrodynamiques incidentes? ou propre au jet de rive?

Dans cette étude, les processus hydrodynamiques ainsi que les rétroactions entre les vagues, la morphologie et la nappe d'eau ne sont pas explorées. Ces problématiques sont actuellement abordées par Lise Petitjean qui vient de démarrer sa thèse.

4.2 Méthodologies

4.2.1 Les phases de la tempête tropicale Talim

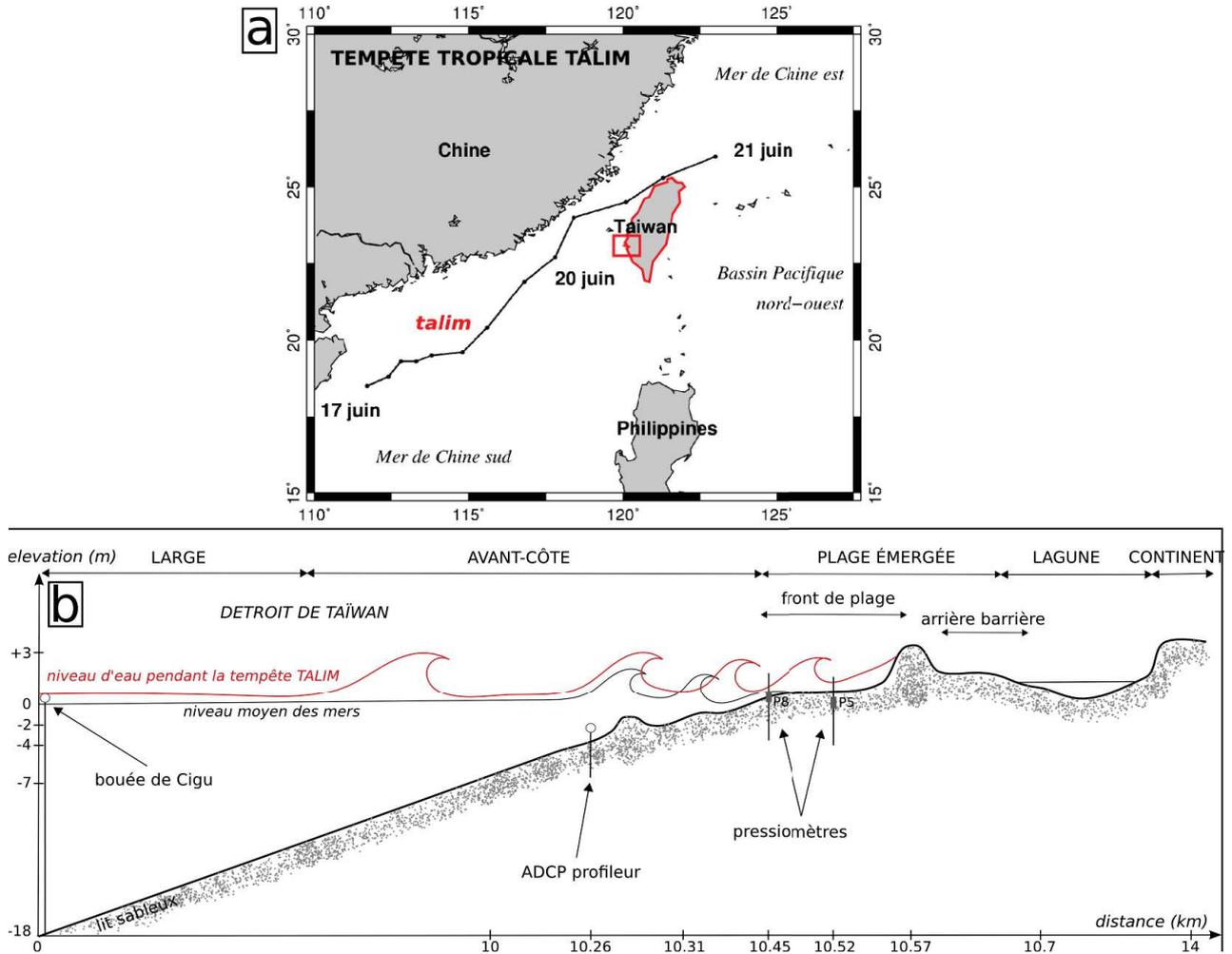


FIGURE 4.1 – Présentation de la tempête tropicale Talim et des instruments utilisés dans ce chapitre. a) La trajectoire de la tempête tropicale Talim en juin 2012. b) Localisations des instruments utilisés dans ce chapitre.

Cette étude se concentre sur l'événement de tempête tropicale Talim observé pendant la saison d'été 2012. Ce typhon a été généré dans la mer de Chine du Sud (le 17 juin 2012) et a traversé notre zone d'étude entre le 19 et le 21 juin pour finir par se dissiper dans la mer de Chine Est au Nord de Taïwan le 21 juin (figure 4.1 a).

Les conditions hydrodynamiques au large et d'avant côte sont respectivement extraites de la bouée de Cigu (18 m de profondeur) et du houlographe-courantomètre (ADCP-RDI, fréquence d'acquisition de 2 Hz,) déployé à 4 m de profondeur (figure 4.1 b). Les conditions hydrodynamiques incidentes et dans la zone de jet de rive sont respectivement extraites des pressiomètres P8 et P5 (fréquence d'acquisition de 5 Hz) déployés sur la face exposée de la barrière sableuse (voir le chapitre 3.2 pour plus de détails sur la méthodologie de déploiement des ces instruments). Dans cette zone, le sédiment est composé de 99 % de sable, le diamètre moyen du grain est de 216 μm et le D_{90} égal à 341 μm . Le pressiomètre P8 est déployé plus bas que le pressiomètre P5 sur le profil de plage. Deux cas de figure sont alors observés en fonction du niveau d'eau. Le premier *cas A*, lors d'une marée basse, où le pressiomètre P8 est immergée et le pressiomètre P5 se retrouve dans la zone de jet de rive. Le second *cas B*, lors d'une marée haute, où les deux pressiomètres se retrouvent immergés.

Dans cette étude nous nous intéressons aux différentes phases de la tempête. Ainsi, le montant de tempête (période 1) est couplé à une marée basse (*cas A*) alors que l'apex (période 2) est couplé au plus grand coefficient de marée haute (*cas B*), le début du tombant (période 3) à une marée basse (*cas A*) et enfin, la fin du tombant et le retour aux conditions normales (période 4) à marée haute (*cas B*).

En résumé, les périodes de mesures qui définissent les différentes phases de la tempête étudiée dans ce chapitre sont (figure 4.2) :

- Le montant de tempête (période 1) : *cas A* : capteur P5 soumis à la dynamique du jet de rive le 19 juin de 14h35 à 18h47 soit, pendant 4 heures et 16 minutes.
- L'apex de la tempête (période 2) : *cas B* : capteur P5 immergé du 19 juin à 18h48 au 20 juin à 14h11 soit, pendant 19 heures et 23 minutes.
- Le début du tombant de tempête (période 3) : *cas A* : capteur P5 soumis à la dynamique du jet de rive le 20 juin de 14h12 à 21h36 soit, pendant 7 heures et 24 minutes.
- La fin du tombant de tempête et le retour aux conditions de calme post-tempête (période 4) : *cas B* : capteur P5 immergé du 20 juin à 21h37 au 21 juin à 14h13 soit, pendant 16 heures et 36 minutes.

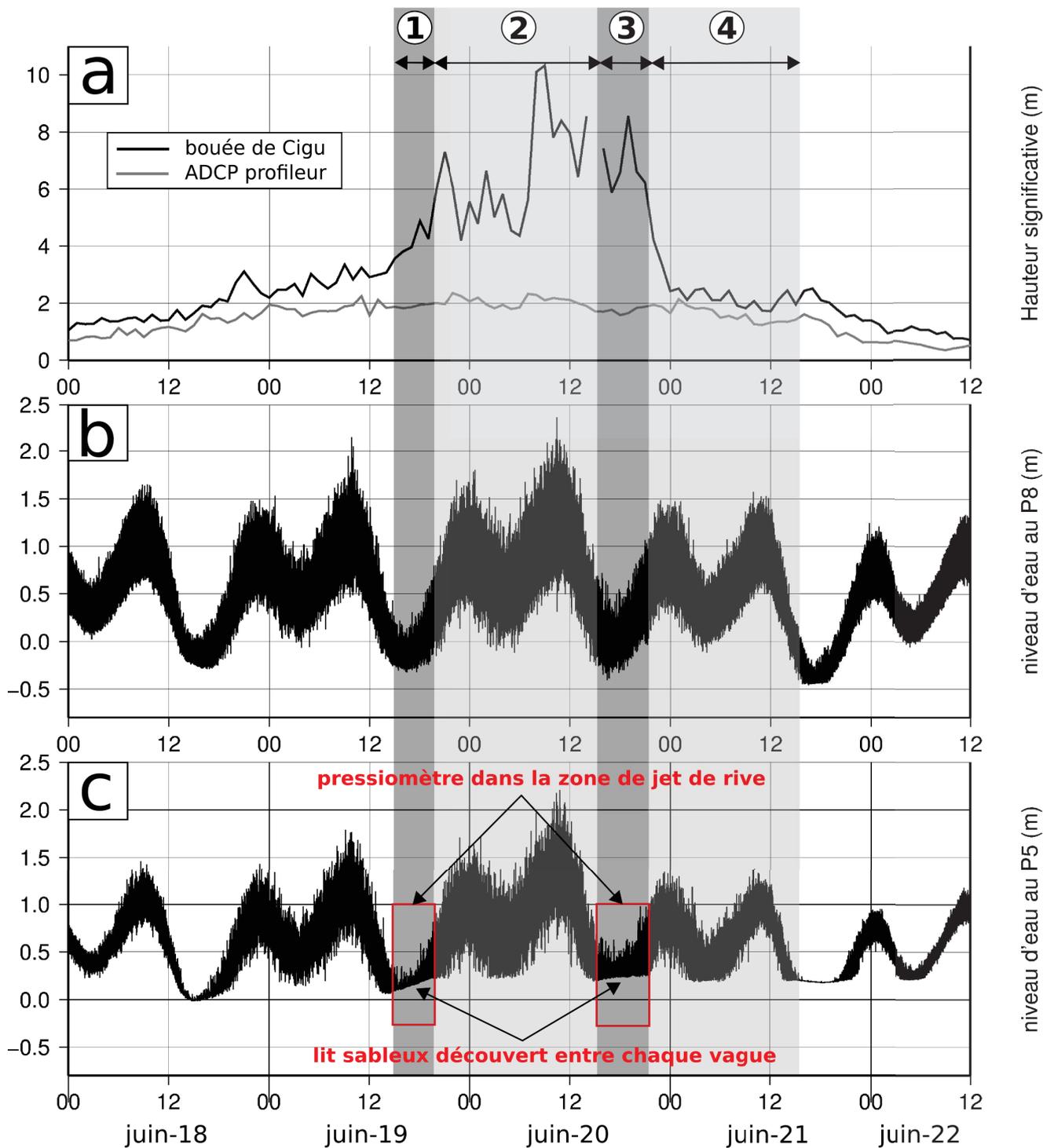


FIGURE 4.2 – Description des phases de la tempête étudiée. a) Conditions hydrodynamiques au large à la bouée de Cigu et à l'ADCP profileur de courant situé à une profondeur moyenne de 4 m. Les numéros représentent les différentes périodes décrites précédemment. b) Mesure des hauteurs d'eau au pressiomètre P8 et c) au pressiomètre P5.

4.2.2 Les mesures des pressiomètres

Le calcul de l'élévation de la surface libre au dessus des pressiomètres repose sur l'hypothèse d'une distribution hydrostatique de la pression (P) dans la colonne d'eau telle que :

$$P = \rho \cdot g \cdot h, \quad (4.1)$$

où ρ est la masse volumique de l'eau (kg/m^3), g l'accélération de pesanteur (m/s^2) et h la hauteur entre le capteur et la surface (m). Cette hypothèse est largement pertinente dans le contexte de faible profondeur de nos mesures. La hauteur d'eau h est donc calculée telle que :

$$h = P/\rho g. \quad (4.2)$$

Le niveau d'eau η est ensuite calculé en ajoutant l'élévation zs du capteur tel que :

$$\eta = zs + P/\rho g. \quad (4.3)$$

Le spectre de densité d'énergie des vagues montre une série temporelle du spectre de vague basé sur une séparation des vagues en fonction des fréquences. L'énergie infragravitaire a été obtenue en faisant la somme des densités spectrales d'énergie le long de la bande de fréquence gravitaire ($0,05 < f < 0,3$ Hz).

La résolution de la position verticale de ces instruments est de ± 7 cm. L'incertitude de la mesure des instruments est de ± 1 mm (détails sur le matériel dans le chapitre 3.2).

Soumis au jet de rive et donc au passage alternatif du jet de rive (*uprush*) et de la nappe de retrait (*backwash*), les capteurs enterrés permettent de mesurer alternativement la surface libre de l'eau puis, sous certaines conditions, la position du lit sableux. En effet, lors de la phase de retrait de la vague, lorsque le lit sableux à la verticale du capteur est découvert et que le milieu poreux (sable) entre le capteur et le lit reste totalement saturé en eau, le capteur mesure une valeur constante correspondant au poids de la colonne d'eau (pression hydrostatique) entre le capteur et la surface du sable (figure 4.3 b). On mesure alors l'élévation du lit sableux. Cette méthode de mesure n'est plus valable lorsque la plage désature, i.e. lorsque le niveau du toit de la nappe phréatique descend sous le niveau de la surface du sable.

Dans la mesure alternative de l'élévation du lit sableux et de la hauteur du jet de rive, nous avons relevé plusieurs points significatifs en temps (résolution à ± 1 secondes) et en élévation (résolution à $\pm 0,001$ mètres) tels que :

- le début du jet de rive : point à partir duquel l'élévation de la surface libre augmente ;
- l'amplitude verticale de la vague de jet de rive : point maximum d'élévation de la surface libre ;
- la fin du jet de rive : point à partir duquel l'élévation devient constante découvrant ainsi le lit sableux ;
- le lit sableux : point au milieu du seuil d'élévation constante correspondant au lit sableux.

Tous ces points sont illustrés sur la figure 4.3 c. Nous définissons les événements de jets de rive simples comme le passage d'une seule et unique vague de jet de rive (temps caractéristique). Un jet de rive multiple caractérise le passage de plusieurs jets de rive successifs (temps caractéristique). Dans les jets de rive multiples, on dissociera les jets de rive doubles (passage de deux vagues successives), triples (passage de trois vagues successives), quadruples (passage de quatre vagues successives) etc.

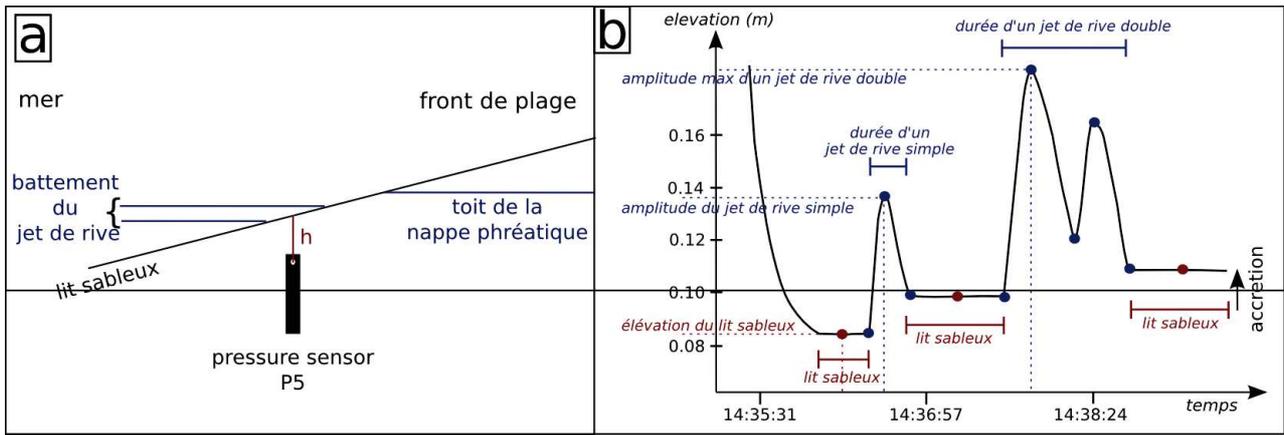


FIGURE 4.3 – Méthodologie de terrain et de traitement des données de pressiomètres. a) Schéma des conditions nécessaires pour que les pressiomètres mesurent alternativement le lit sableux et les vagues de jet de rive. b) Définition des points de mesure utilisés pour caractériser les paramètres du jet de rive (point en bleu) et du lit sableux (point en rouge). Exemple d'un jet de rive simple et d'un jet de rive double.

Le traitement des données s'appuie ensuite sur la création d'un script bash couplé à l'outil GMT. Le traitement vise à :

1. caractériser les conditions hydrodynamiques incidentes dans la zone de *surf* (hauteurs des vagues significatives et spectre d'énergie des vagues basé sur les mesures du pressiomètre P8),
2. caractériser les conditions hydrodynamiques locales de la zone de jet de rive à partir des points de mesure du pressiomètre P5 décrits précédemment (figure 4.3 b; amplitude, durée, coefficient d'asymétrie de l'accélération des jets de rive),
3. caractériser, toujours à partir des données de P5, les changements morphologiques de la zone de jet de rive (taux et vitesses d'érosion/accrétion du lit sableux)
4. corréler les changements morphologiques aux conditions hydrodynamiques incidentes (zone de *surf*) et locales (propre au jet de rive).

Le coefficient d'asymétrie (*skewness*) de l'accélération des vagues est calculé tel que :

$$Ska = \frac{\text{temps (s) entre le début et l'amplitude maximum de la vague de jet de rive}}{\text{temps (s) total de la vague de jet de rive}} \quad (4.4)$$

L'asymétrie d'accélération de la vague génère un front de vague plus raide que l'arrière qui joue un rôle majeur dans le transport sédimentaire. Plus précisément, ce sont les gradients horizontaux de pression générés qui vont induire des forces sur les grains et les déstabiliser. C'est cette déstabilisation qui va générer du transport (Ruessink et al., 2011).

4.3 Les résultats

Les premiers résultats exposés dans ce paragraphe se concentrent sur l'hydro-morphodynamique de la plage lors des différentes phases de la tempête extrême Talim. Dans le but de mieux contraindre les relations entre l'hydrodynamique et les changements morphologiques, nous avons ensuite corréler les variations d'élévation du lit sableux aux conditions hydrodynamiques du jet de rive.

4.3.1 L'hydro-morphodynamique à l'échelle de la tempête

Ce paragraphe porte sur la morphodynamique à l'échelle des différentes phases de la tempête Talim. Dans un premier temps, nous décrivons les conditions hydrodynamiques au large et incidentes lors de la tempête. Dans un second temps, nous décrivons la morphodynamique (conditions hydrodynamiques puis changements morphologiques) de la zone étudiée lors des phases du montant, de l'apex et du tombant de la tempête ainsi que lors du retour aux conditions calmes d'après tempête.

Les conditions hydrodynamiques lors de la tempête

Généralement, en cas de tempête, ce sont des houles de typhons que nous mesurons à la bouée de Cigu au large. Dans le cas de la tempête tropicale Talim, la houle se combine à une mer du vent induisant des vagues hautes et cambrées. Dans ces conditions, nous parlerons dans cette étude de vagues plutôt que de houle de typhon.

A l'apex de la tempête la hauteur significative des vagues au large atteint 10.34 m avec des périodes de 14.6 s le 20 juin entre 7h et 9h (figure 4.2 a). Pendant le montant de tempête les houles significatives au large sont comprises entre $3 < H_s < 4.8$ m et $11.9 < T_s < 13.4$ s et entre $5.8 < H_s < 8.5$ m et $10.4 < T_s < 13.1$ s pendant le tombant de tempête. La hauteur de vague significative maximum mesurée par l'ADCP profileur de courant en avant-côte est de 2.3 m avec des périodes de 13.4 s. Cette forte atténuation de l'énergie des vagues entre la bouée et le profileur indique que, durant la tempête, la zone de *surf* s'étend bien au delà du profileur de courant et que le déferlement bathymétrique déclenché en amont (au large) du profileur induit de la dissipation et surtout des transferts harmoniques vers les basses fréquences.

Cette observation se confirme sur le spectre d'énergie des vagues du pressiomètre P8 qui apparaît largement dominé par les ondes infragravitaires tout au long de l'événement avec un pic de fréquence le 20 juin à l'apex de la tempête (figure 4.4 a). L'énergie des ondes gravitaires reflète les battements de la marée et met en évidence la simultanéité de l'apex de la tempête avec le pic de marée haute (vers 11h le 20 juin). A l'apex de la tempête, la surcote de vague maximum mesurée est de 25 centimètres (Sous et al., 2013). Cet article présenté en annexe 6.8, se concentre sur les mesures de l'élévation de la surface libre de l'eau réalisées grâce au déploiement de ces pressiomètres pendant l'événement de Talim. Cette étude a permis de comparer ce jeu de données obtenu *in-situ* aux équations de *set-up* proposées dans la littérature. Dirigée et réalisée par Damien Sous dans le cadre du projet Kunshen, ce travail ne sera pas détaillé dans ce manuscrit de thèse puisque je n'ai pas activement participé à cette analyse.

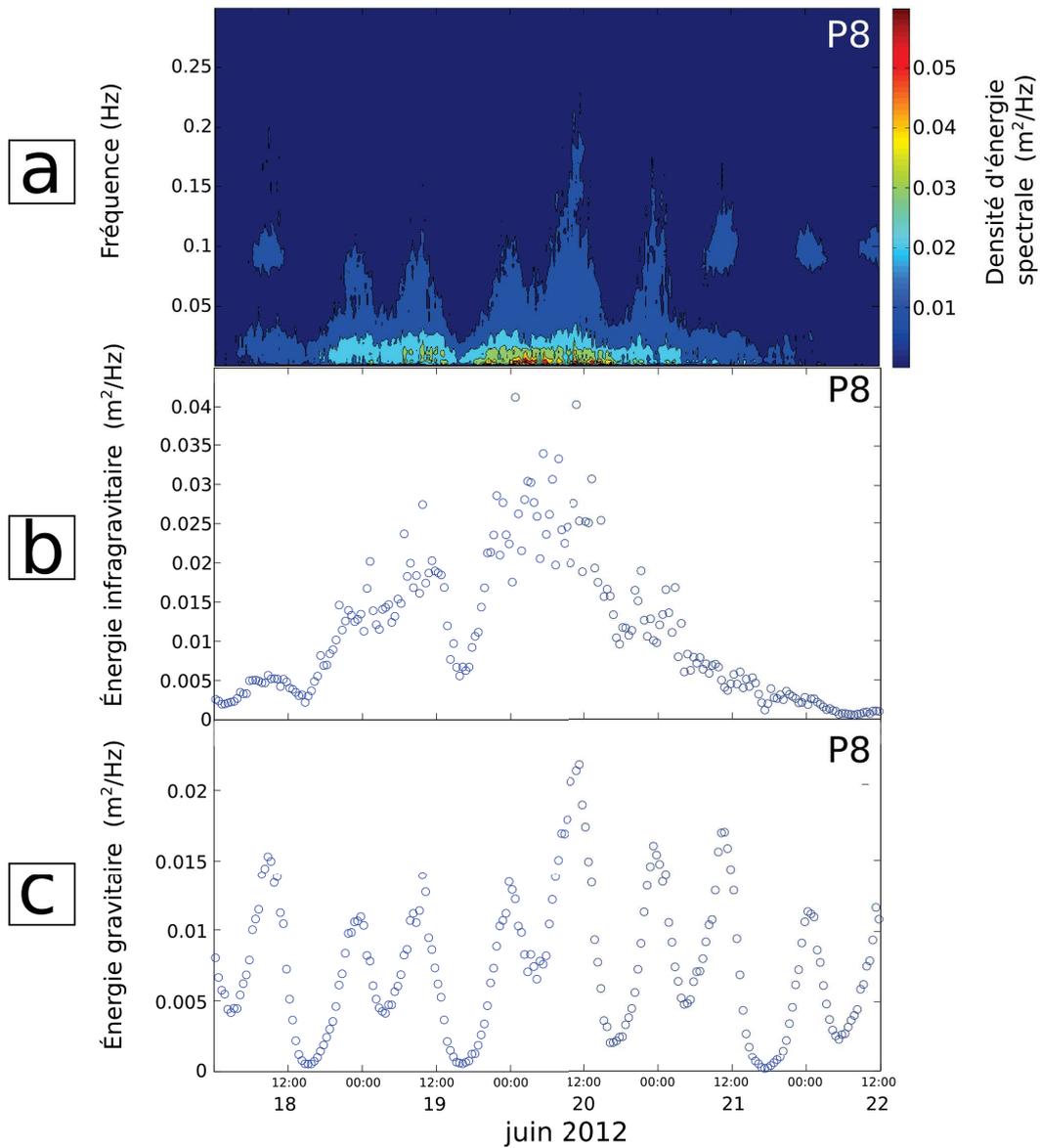


FIGURE 4.4 – Conditions hydrodynamiques au pressiomètre P8. a) spectre d'énergie des vagues, b) énergie des vagues infragravitaires (fréquence comprise entre 0.003 et 0.05 Hz) et c) gravitaires (fréquence comprise entre 0.05 et 0.3 Hz)

Période 1 : Hydro-morphodynamique du montant de tempête

Dans ce chapitre, nous décrirons dans un premier temps les conditions hydrodynamiques incidentes (mesure au pressiomètre P8), puis les conditions hydrodynamiques locales dans la zone de jet de rive (mesure au pressiomètre P5) et enfin les changements morphologiques résultants (mesure au pressiomètre P5 à l'aide de la méthodologie présentée précédemment).

Cette phase de la tempête est couplée au plus bas niveau de marée enregistré durant l'événement. Ceci induit que le niveau d'eau moyen est le plus bas mesuré sur toute la période de la tempête. Au pressiomètre P8 les hauteurs de vagues significatives incidentes sont comprises entre 0.25 et 0.55 cm. Les hauteurs significatives des ondes infragravitaires (fréquences comprises entre 0.003 et 0.05 Hz) sont comprises entre 0.25 et 0.45 cm et entre 0.05 et 0.15 cm pour les ondes gravitaires (fréquences comprises entre 0.05 et 0.3 Hz). L'énergie des ondes infragravitaires est comprise entre 0.006 et 0.014 m²/Hz (figure 4.4 b, c).

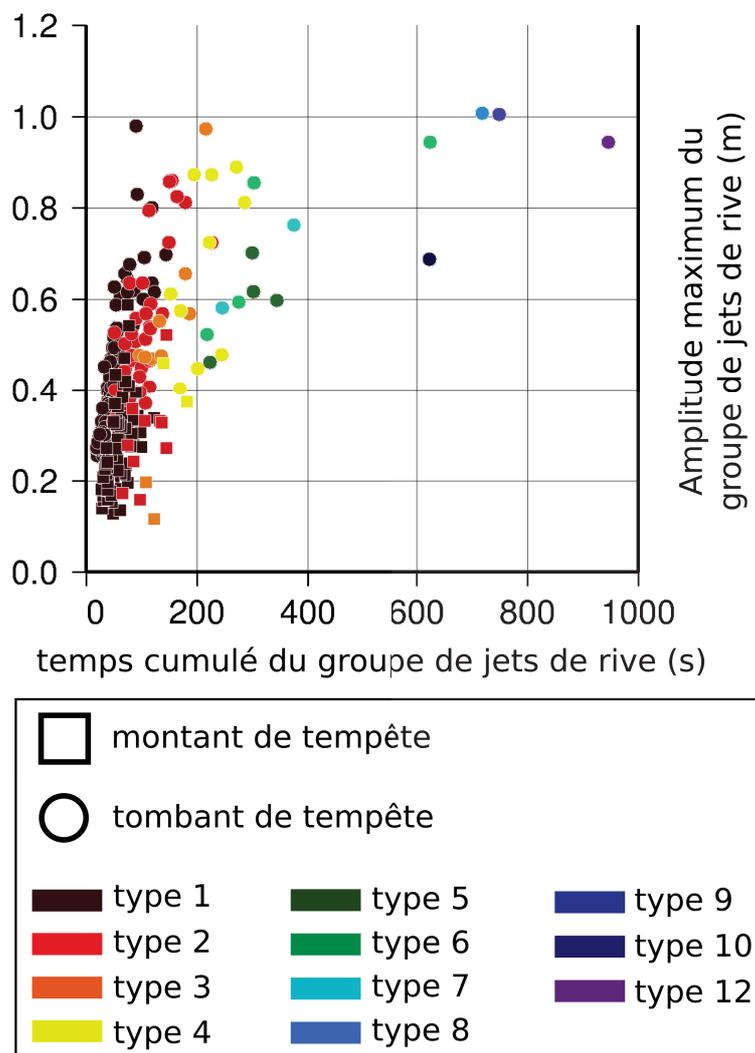


FIGURE 4.5 – Relation entre les différents types de jet de rive et leurs amplitudes pendant le montant et le tombant de la tempête.

Au niveau du pressiomètre P5 dans la zone de jet de rive, les vagues sont homogènes, c'est-à-dire qu'elles sont le plus souvent simples, bien distinctes les unes des autres et sans interaction *wash-wash*. On observe 87.27 % de vagues de jet de rive simples et seulement 9.09 % de vagues de jet de rive doubles. Les 3.63 % restant représentent les autres types observés allant de trois à quatre vagues successives. La durée, l'amplitude verticale et le coefficient d'asymétrie moyens

des vagues de jet de rive simples sont respectivement de 50.9 secondes, 0.33 mètre et 0.38 (figure 4.5).

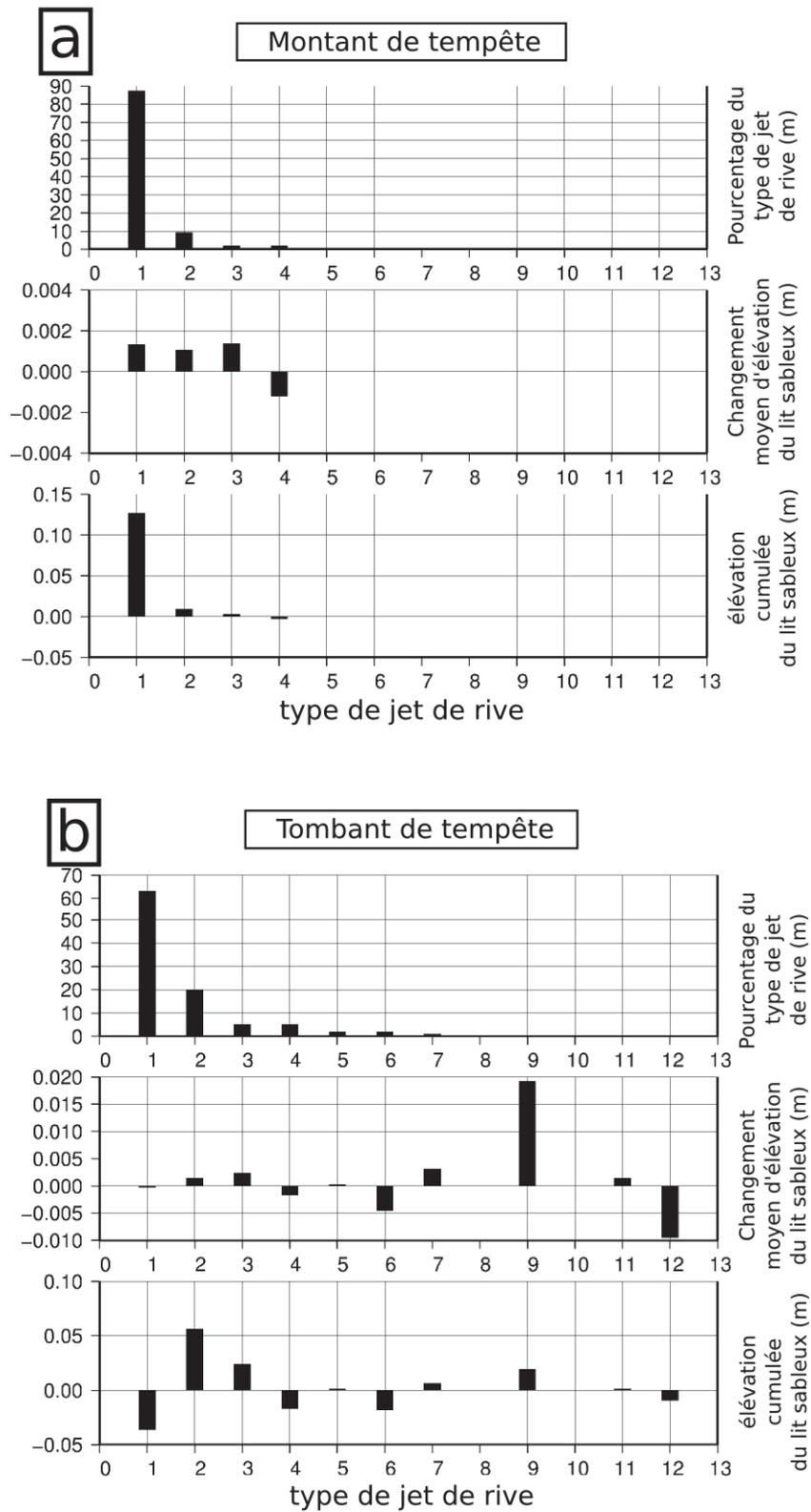


FIGURE 4.6 – Caractéristiques des vagues de jet de rive pendant les périodes de a) montant et de b) tombant de tempête avec leurs effets respectifs sur la morphologie.

Les changements morphologiques induits dans la zone de jet de rive reflètent une augmentation de l'élévation du lit sableux de +14.6 cm. La vitesse moyenne d'accrétion de la zone de jet de rive pendant le montant de tempête est donc de +3.02 cm/h (figure 4.7). Les variations instantanées de l'élévation du lit sableux apparaissent très variables et parfois aussi importantes que les évolutions moyennes.

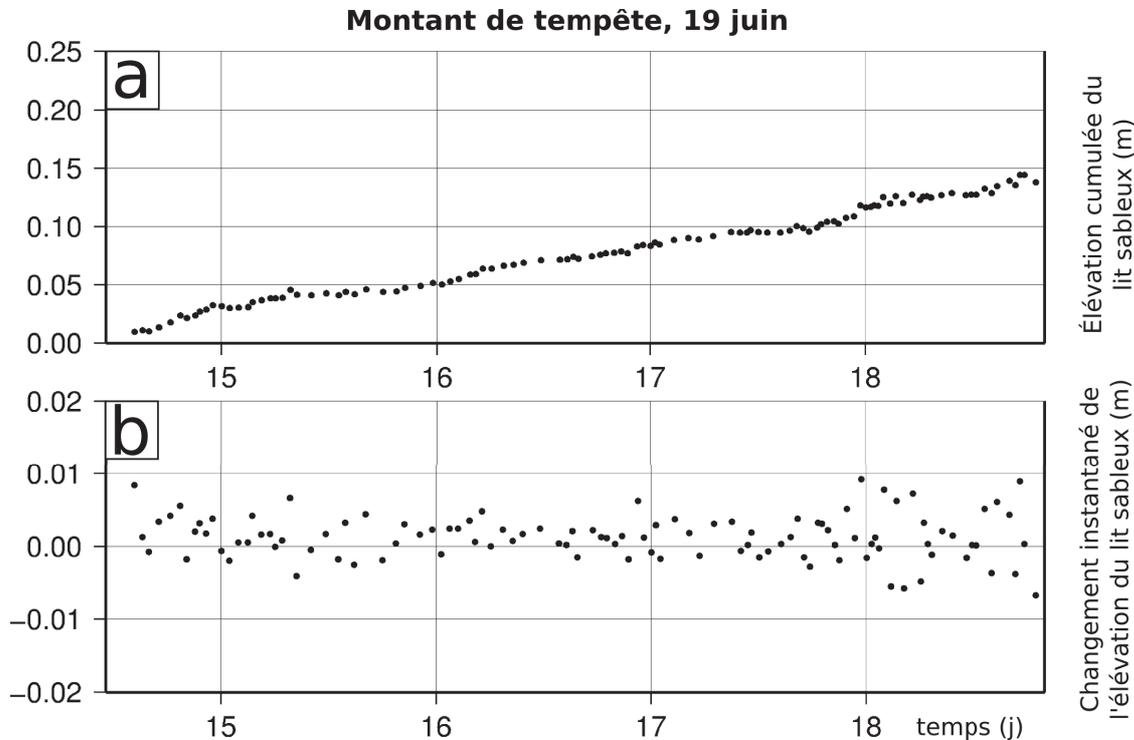


FIGURE 4.7 – Changements morphologiques pendant la période de montant de la tempête. a) Variations cumulées de l'élévation du lit sableux (m) dans le temps. b) Variations instantanées de l'élévation du lit sableux (m) dans le temps.

Période 2 : Résultante morphologique du passage de l'apex de la tempête

A l'apex de la tempête, le pressiomètre P5 se retrouve immergé et donc, en zone de *surf*. Néanmoins, nous sommes capable de mesurer la résultante morphologique de cette période en comparant l'élévation du lit sableux à la fin de la phase de montant et avant de début de la phase de tombant. Ces changements morphologiques résultent en une élévation du lit sableux de +3.6 cm à une vitesse de +0.19 cm/h. Cette valeur apparaît beaucoup plus faible que la vitesse moyenne d'accrétion mesurée lors du montant de la tempête. Plus encore, les changements morphologiques mesurés apparaissent 15 fois plus rapide et 3.5 fois plus importants lorsque la zone est soumise aux processus du jet de rive pendant le montant de tempête, que lorsque la zone est soumise aux processus de *surf* pendant l'apex de la tempête.

Période 3 : Hydro-morphodynamique du tombant de tempête

Ici encore, nous décrivons, dans un premier temps, les conditions hydrodynamiques incidentes (mesure au pressiomètre P8), puis les conditions hydrodynamiques locales dans la zone de jet de rive (mesure au pressiomètre P5) et enfin les changements morphologiques résultants (mesure au pressiomètre P5 à l'aide de la méthodologie présentée précédemment).

Cette phase de la tempête est couplée à une marée basse, moins importante que la première lors du montant de tempête. Ceci induit un niveau d'eau moyen plus important.

Au pressiomètre P8, on mesure des hauteurs de vagues significatives incidentes comprises entre 0.35 et 0.85 cm. Les hauteurs significatives des ondes infragravitaires sont comprises entre 0.3 et 0.8 cm et entre 0.14 et 0.3 cm pour les ondes gravitaires. L'énergie des ondes infragravitaires est comprise entre 0.010 et 0.019 m^2/Hz (figure 4.4 b, c).

Dans la zone de jet de rive, le pressiomètre P5 mesure des vagues beaucoup plus hétérogènes. Le niveau d'eau plus haut lors de cette période, induit des vagues de jet de rive plus longues, capables de transporter plusieurs ondes. On mesure donc des vagues de jet de rive multiples allant du passage d'une vague à 12 vagues successives. Ainsi, 63.18 % des jets de rive sont simples, 19.90 % sont doubles et 16,69 % sont multiples de trois à douze jets de rive successifs (figure 4.6b).

La réponse morphologique de la zone de jet de rive est, là encore, une élévation du lit sableux de +1.71 cm (figure 4.8). Soit une vitesse moyenne d'accrétion de +0.23 cm/h pendant cette période de tombant de tempête. Ces vitesses sont comparables aux vitesses d'accrétion de la zone lorsqu'elle est soumise au processus de *surf* lors du passage de l'apex de la tempête. Bien que soumise au processus de jet de rive pendant ces deux périodes, les changements morphologiques de la zone apparaissent 13 fois plus rapide et 7 fois plus importants lors du montant de tempête que lors de cette phase de tombant de tempête.

Les variations instantanées de l'élévation du lit sableux apparaissent aussi, voir parfois plus importantes, que les évolutions moyennes.

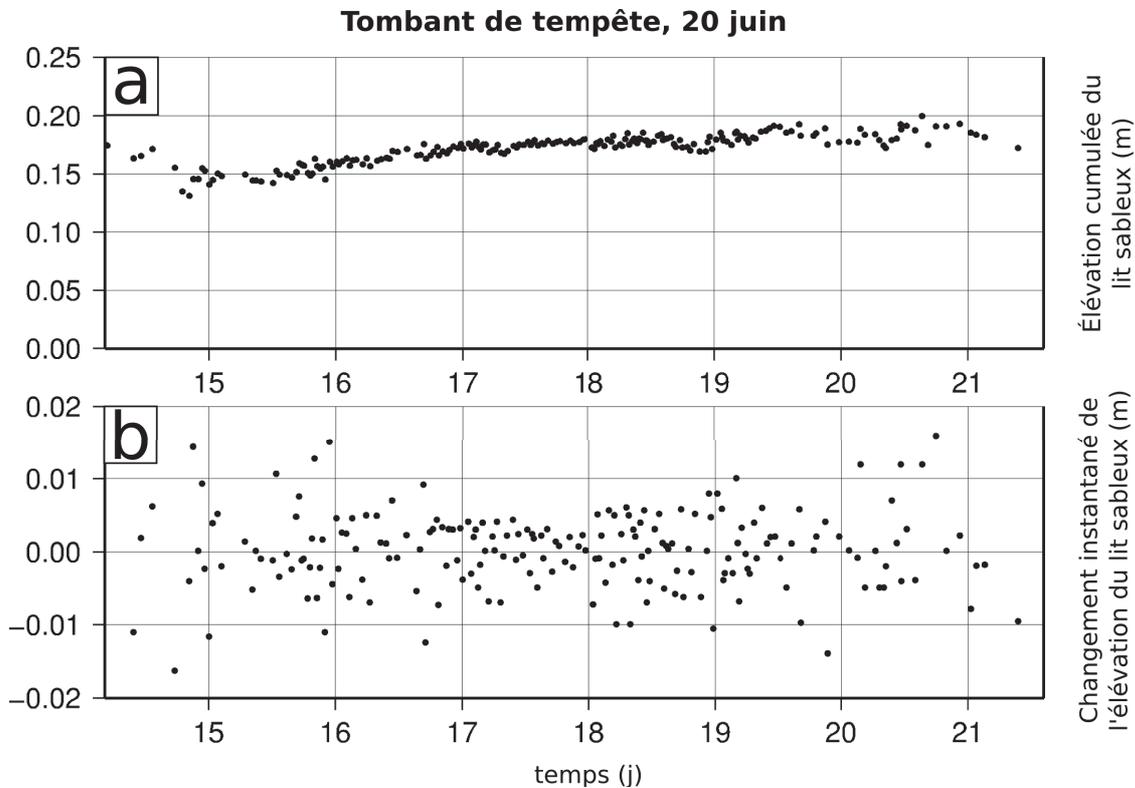


FIGURE 4.8 – Changements morphologiques pendant la période de tombant de la tempête. a) Variations cumulées de l'élévation du lit sableux (m) dans le temps. b) Variations instantanées de l'élévation du lit sableux (m) dans le temps.

Période 4 : Résultante morphologique de la fin du tombant de tempête jusqu'au retour aux conditions de temps calme

Pendant cette période, le pressiomètre P5 est en zone de *surf* immergé. La résultante morphologique de cette période est une diminution de -6.1 cm de l'élévation du lit sableux. Soit, des vitesses d'érosion de -0.39 cm/h. Cette phase marque donc la seule période de toute la durée de la tempête où le jet de rive est érosif.

4.3.2 Hydro-morphodynamique du jet de rive

Dans les paragraphes précédents, nous avons décrit les conditions hydrodynamiques incidentes et propres au jet de rive ainsi que les changements morphologiques mesurés dans la zone jet de rive pour chacune des phases de la tempête. Nous avons également vu que les changements morphologiques instantanés sont très variables et peuvent atteindre ou dépasser les évolutions morphologiques moyennes. Dans ce paragraphe, nous chercherons donc à savoir si ce sont les caractéristiques hydrodynamiques propres au jet de rive qui contrôlent ces changements morphologiques moyens ou s'il y a une tendance plus globale de recherche d'équilibre.

Ce paragraphe est focalisé sur une plus courte échelle de temps, où nous corrélons les conditions hydrodynamiques de la zone de jet de rive aux changements morphologiques instantanés résultants. Cette étude est donc basée sur les mesures faites par le pressiomètre P5 lorsqu'il est soumis aux processus de jet de rive.

Pour ceci, différents graphiques de corrélation ont été réalisés entre les valeurs absolues de variations de l'élévation du lit sableux et les différentes caractéristiques du jet de rive telles que le coefficient d'asymétrie, l'amplitude maximum ou du premier jet de rive du groupe pour les jets de rive multiple et la durée du jet de rive.

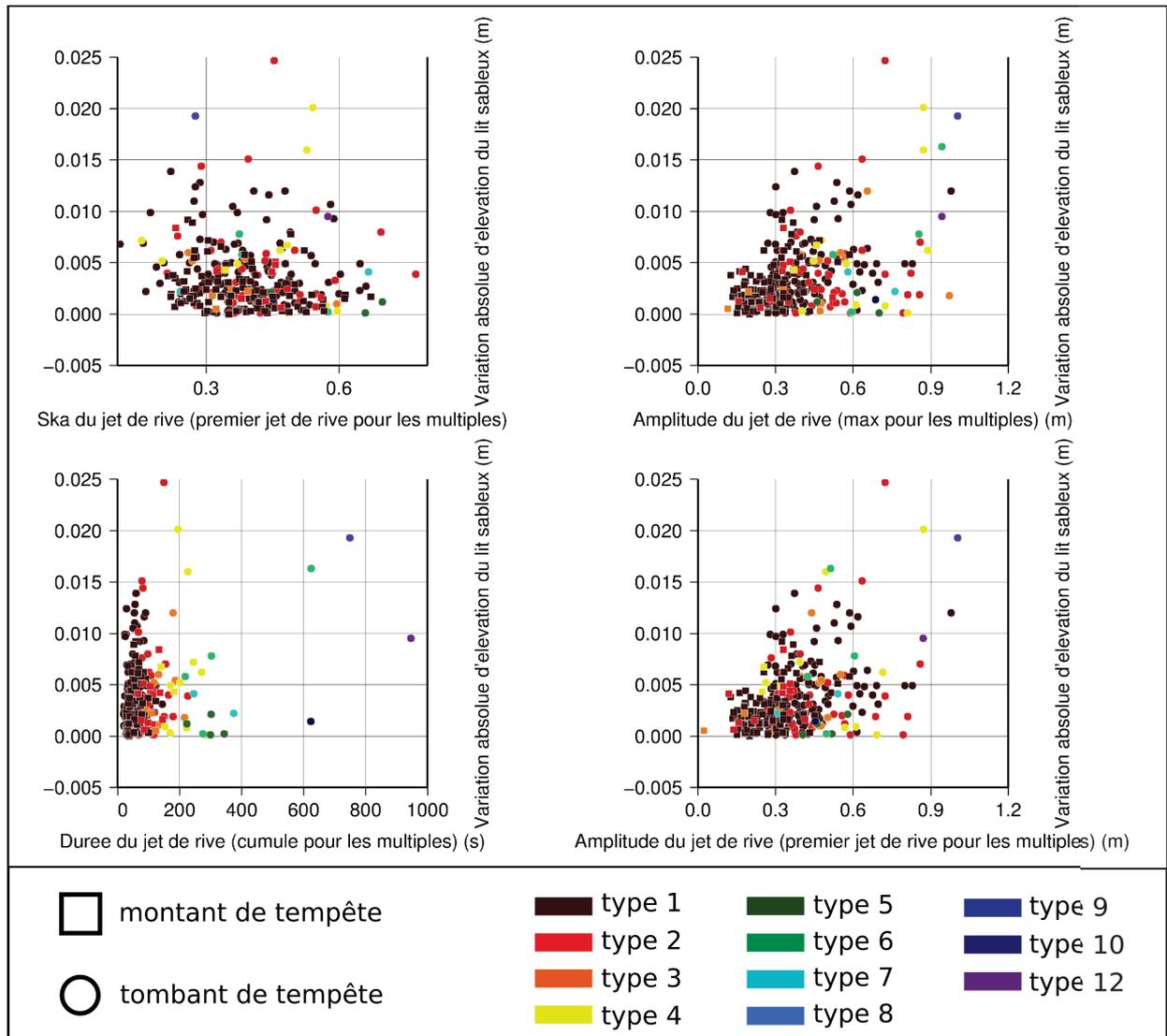


FIGURE 4.9 – Relations entre les valeurs absolues de variations d'élévation du lit sableux et les caractéristiques hydrodynamiques du jet de rive

Ces graphiques ne suggèrent aucune corrélation directe entre la durée ou l'asymétrie du jet de rive et l'intensité des changements morphologiques résultants. Pour les jets de rive simples, qui sont majoritaires en nombre dans chacune des périodes de montant et tombant de tempête, l'asymétrie moyenne est la même (0.372531 et 0.377112 respectivement). Or, les impacts morphologiques qu'ils génèrent sont des tendances antagonistes (accrétive pendant le montant et érosive pendant le tombant de tempête). L'asymétrie de la vague de jet de rive ne semble donc pas jouer de rôle direct. Néanmoins, on remarque une légère corrélation entre l'amplitude du jet de rive et les changements morphologiques résultants. Dans ce cas, l'impact morphologique serait d'autant plus fort que l'amplitude du jet de rive est élevée.

4.4 Discussion

Seule la période 4 qui illustre la toute fin du tombant de tempête ainsi que le retour aux conditions normales, illustre une période d'érosion à des vitesses de 0.39 cm/h. Les périodes 1, 2 et 3 de la tempête, illustrent toutes des périodes d'accrétion de la zone. Néanmoins, on mesure différentes vitesses d'accrétion lors de ces phases. Lorsque la zone est soumise à la dynamique du jet de rive, on mesure un engraissement significatif de +3.02 cm/h pendant le montant

(période 1) et $+0.23$ cm/h pendant le début du tombant (période 3). Les hauteurs d'eau plus importantes lors du tombant de tempête engendrent donc des vagues de jet de rive plus longues capables de porter plusieurs jets de rive successifs qui semblent avoir un impact plus érosif. Inversement les vagues de jet de rive simples, bien homogènes lors du montant semblent avoir un impact beaucoup plus accréteur avec un dépôt de sédiment dans la zone à quasiment chaque passage. On note également la grande variabilité des changements morphologiques instantanés. Ils apparaissent en général plus importants lors du tombant, surtout lorsqu'on les rapportent aux évolutions moyennes beaucoup plus lentes.

Pendant l'apex de la tempête (période 2) la zone, soumise aux conditions de *surf* s'engraisse mais à des vitesses beaucoup moins importantes qu'au montant ($+0.19$ cm/h). La position du jet de rive semble donc avoir un rôle majeur dans les processus d'accrétion de la plage émergée.

Finalement, la résultante du passage du typhon sur la zone est une augmentation significative du lit sableux de 14.6 cm. Basée sur la même méthodologie, l'étude de Blenkinsopp et al. (2011) évoque une variation totale d'élévation du lit sableux inférieure à 10 mm à la fin d'un cycle complet de marée en période de temps calme, avec des variations instantanées maximum de 43 mm. Des changements de l'élévation du lit sableux comparables à ceux mesurés par Blenkinsopp et al. (2011) ont pu être observés dans d'autres études *in-situ* (Turner et al., 2009), des modèles analogiques (Baldock et al., 2005) ou des modèles numériques (Brocchini and Baldock, 2008). Soumis à des conditions de forçages extrêmes, nous avons mis en évidence dans ce chapitre des changements morphologiques beaucoup plus importants. Néanmoins, on peut noter des tendances similaires : il est difficile de déterminer les évolutions long terme (à l'échelle de plusieurs heures) à partir de la succession des événements de jets de rive qui peuvent induire des changements plus importants ou opposés à la tendance moyenne.

4.5 Conclusion

Cette étude se base sur des mesures faites par des pressiomètres déployés sur la face exposée d'une barrière sableuse lors d'un événement de tempête paroxysmal.

Plusieurs paramètres hydrodynamiques (dynamique du jet de rive, vague incidente, énergie infragravitaire) et morphologiques (évolution de l'élévation du lit sableux résultant du passage d'une ou plusieurs vague(s) de jet de rive) ont pu être observés lors des différentes phases de la tempête (montant, apex, tombant et après tempête). Les résultats majeurs montrent que l'énergie infragravitaire domine tout au long de la tempête suivant le schéma de montée en puissance de la tempête jusqu'à l'apex lors de la marée haute. Plus encore, nous avons montré que les changements morphologiques sont beaucoup plus importants et rapides lors du montant de tempête, lorsque la zone est soumise au jet de rive, qu'à l'apex de la tempête, lorsque la zone est immergée et soumise au processus de *surf*. Comme déjà observé par Blenkinsopp et al. (2011) dans des conditions de temps calme, nous avons également montré que les variations instantanées de l'élévation du lit sableux peuvent être plus importantes, que les évolutions moyennes, lors d'un événement extrême.

Le temps utilisé pour la mise en place de la méthodologie de cette étude, ce chapitre n'illustre que les premières analyses qu'il faudrait poursuivre pour améliorer la compréhension de la morphodynamique du jet de rive. Néanmoins, en plus d'apporter un jeu de données unique sur la morphodynamique de la zone de jet de rive soumise à un événement extrême, nos observations confirment l'intérêt du développement de modèles d'équilibre de la morphodynamique de la zone de jet de rive, plutôt que des modèles déterministes souvent utilisés mais qui ne sont pas

capables de prendre en compte l'intégralité des processus en jeu et de leurs interactions qui sont hautement non-linéaires.

L'ÉCHELLE ÉVÉNEMENTIELLE

Sommaire

5.1	Introduction	104
5.2	Les conditions de forcages météo-marins	105
5.3	Le niveau d'eau à la plage	111
5.4	La réponse morphologique de la plage émergée	113
5.5	Discussion	117

5.1 Introduction

Le chapitre précédent a permis de mettre en évidence un mécanisme d'engrèvement d'une zone de jet de rive lors de la tempête tropicale Talim. Cette tempête a remonté le détroit de Taïwan du Sud-Est vers le Nord-Ouest du 17 au 21 juin 2012 (figure 5.1). Ce chapitre vise maintenant à décrire et quantifier les changements morphologiques de toute une plage émergée en réponse à des conditions de forçages météo-marins extrêmes générés par cette tempête.

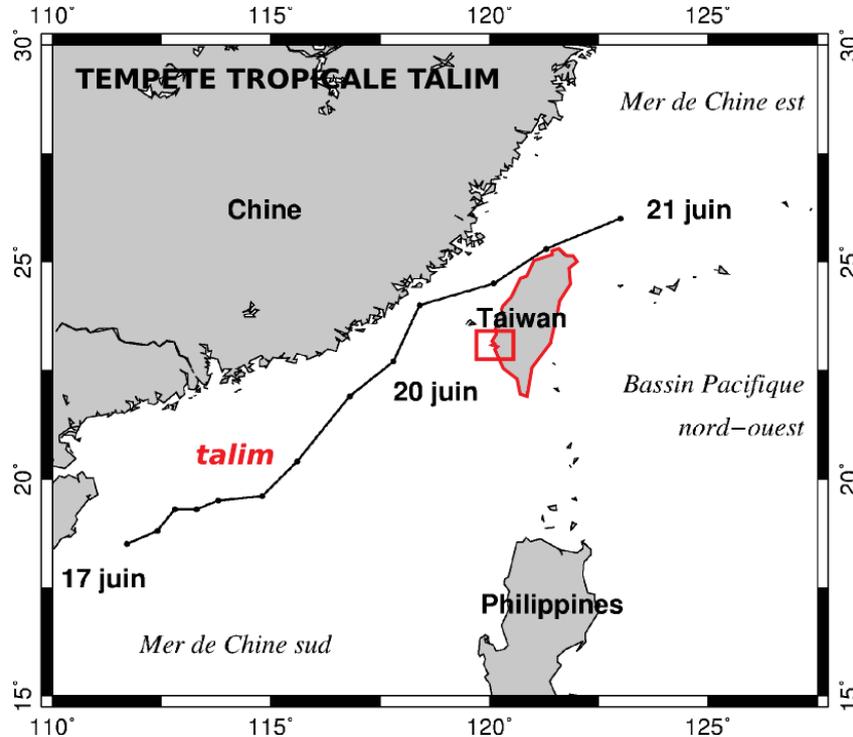


FIGURE 5.1 – Trajectoire de la tempête tropicale Talim du 17 au 21 juin 2012. La localisation de la zone d'étude est illustrée par le cadre rouge.

Nous avons choisi la tempête tropicale Talim car elle a généré les conditions de vents et de vagues les plus énergétiques mesurées pendant la période de déploiement de nos instruments.

Dans ce chapitre, nous utiliserons (figure 5.2) :

- les mesures de hauteur de vagues et vitesse/direction du vent de la bouée de Cigu au large
- les mesures de hauteur de vagues du profileur ADCP-houlographe/courantomètre déployé à 4 m de profondeur en avant-côte
- les mesures de hauteur d'eau du pressiomètre P3 déployé dans la dune
- les levés topographiques de la plage émergée
- les mesures de vitesse/direction du vent de la station météorologique à terre

Ceci dans le but de 1) caractériser les conditions de forçages météo-marins au large, en avant-côte et à terre, 2) caractériser le niveau d'eau atteint à la plage et 3) quantifier la réponse morphologique de la plage émergée.

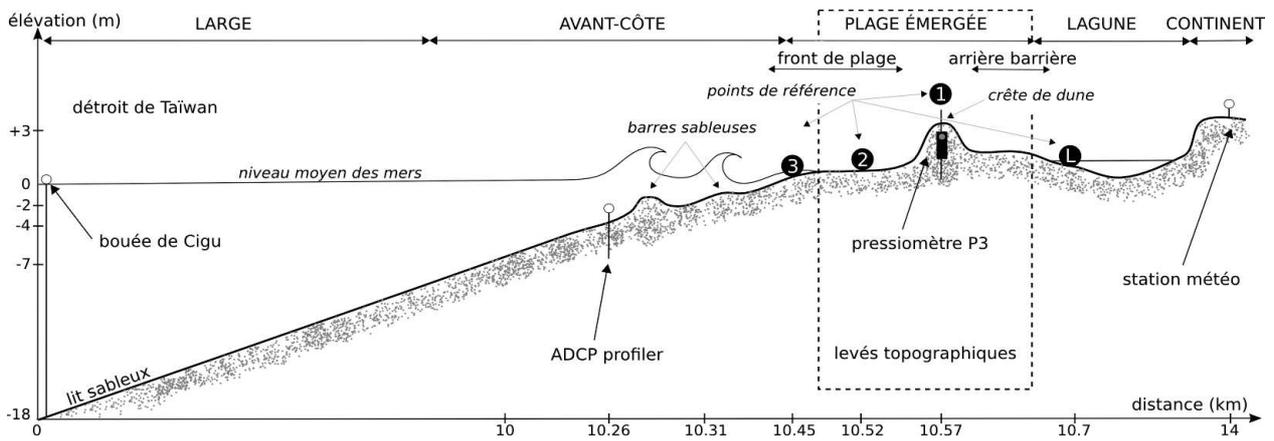


FIGURE 5.2 – Instrumentation déployée le long d'un profil crossshore. Du large jusqu'au continent on retrouve la bouée de Cigu au large, le profileur ADCP-houlographe/courantomètre déployés à 4 m de profondeur en avant-côte, le pressiomètre P3 déployé dans la dune et la station météorologique à terre. Le cadre en pointillés illustre la zone de suivis topographiques étudiée dans ce chapitre.

5.2 Les conditions de forcages météo-marins

Les conditions hydrodynamiques pendant la tempête tropicale Talim ont déjà été décrites dans le chapitre 4. Néanmoins, nous rappellerons ici que dans le cas de cette tempête, la houle se combine à une mer du vent induisant des vagues hautes et cambrées. Dans ces conditions, nous parlerons dans cette étude de vagues plutôt que de houle de typhon. Pendant toute la durée de la tempête, ces vagues viennent majoritairement du Sud-Est (figure 5.3 f). Plus précisément, à l'apex de la tempête, les vagues significatives au large atteignent 10.34 m avec des périodes de 14.6 s. Sur l'avant-côte les vagues mesurées ne dépassent pas 2.3 m et 13.4 s de période (figure 5.3 a et b).

A l'apex de la tempête, les vitesses maximales de vent à terre sont de 12 m/s. Au même moment, les vents violents en mer ont cassé l'anémomètre de la bouée de Cigu et les mesures ont été stoppées (figure 5.3 c).

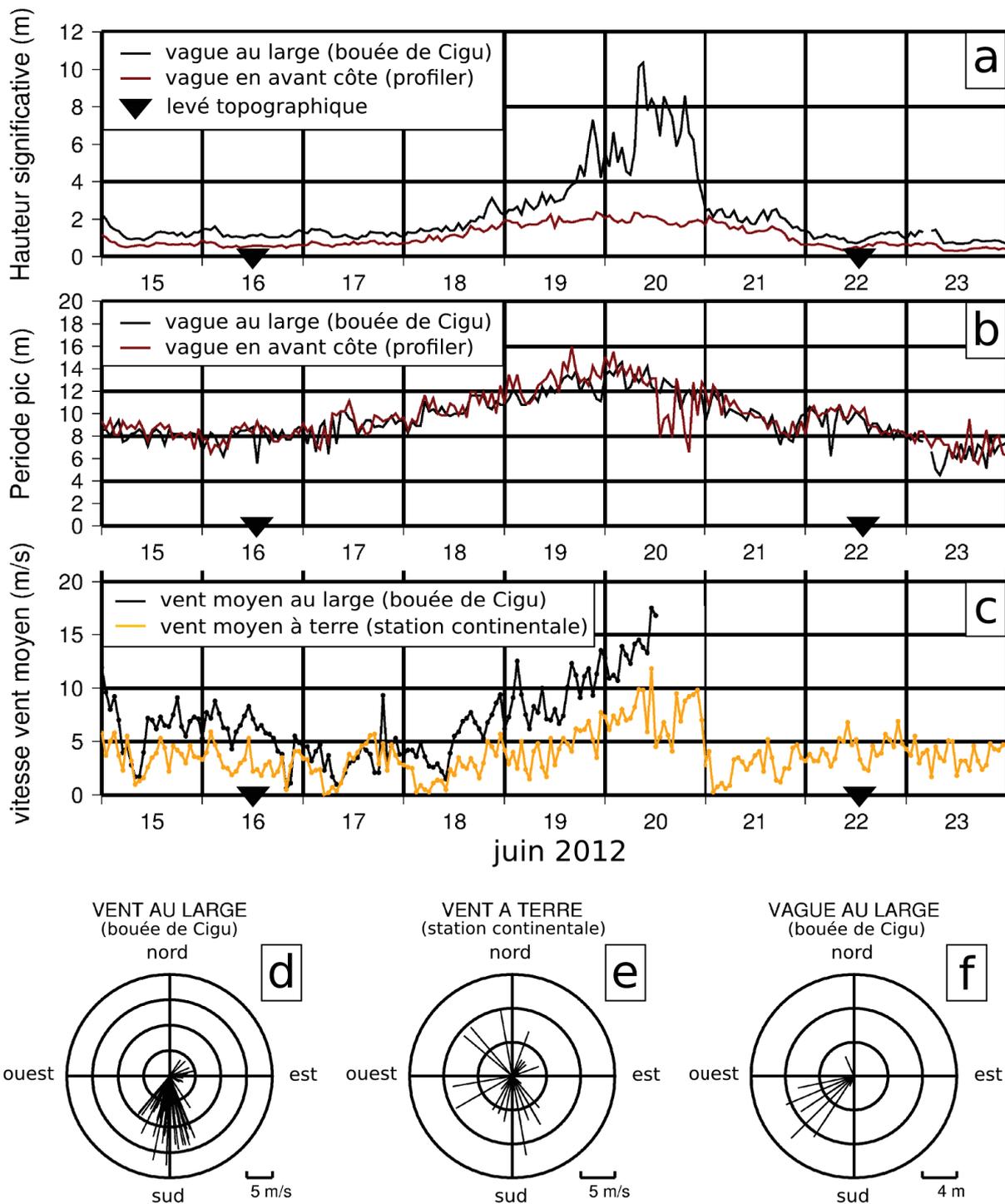


FIGURE 5.3 – Conditions météo-marines pendant la tempête tropicale Talim, juin 2012. Conditions de vagues a) au large et b) sur l'avant-côte. Vitesses (c) et directions (d, e) des vents au large et à terre. f) Directions des vagues au large. Les dates des levés topographiques utilisés dans ce chapitre ont été surimposées aux graphiques a), b) et c) par un triangle noir.

Basés sur une analyse statistique, nous avons cherché à corréliser les mesures de vitesses de vents moyens en mer aux mesures de vitesses de vents moyens à terre afin de 1) modéliser les vents en mer et compléter le jeu de données manquant en fin de tempête et 2) quantifier les vitesses maximales en mer à l'apex de la tempête.

Basée sur l'outil Matlab, cette analyse consiste dans un premier temps à quantifier le décalage dans le temps entre les mesures de vent en mer et à terre. Dans un second temps, ce coefficient de décalage temporel sera intégré à l'équation de corrélation linéaire tel que :

$$V_{terre} = a.V_{mer}(temps + coefficient - de - décalage - dans - le - temps) + b \quad (5.1)$$

où a et b sont les coefficients recherchés, V_{terre} sont les vitesses de vent à terre et V_{mer} les vitesses de vent en mer.

La corrélation en fonction de l'indice temps (figure 5.4 b), montre que c'est pour un indice de temps égal à zéro que la corrélation entre les deux jeux de données est optimum (coefficient de corrélation optimum = 0,92 ; p_{value} optimum = $3,02.10^{-43}$). Les deux jeux de données sont donc déjà bien corrélés et sans décalage dans le temps, tels que (figure 5.4) :

$$V_{mer} = 1.63.V_{terre}t + 0.92 \quad (5.2)$$

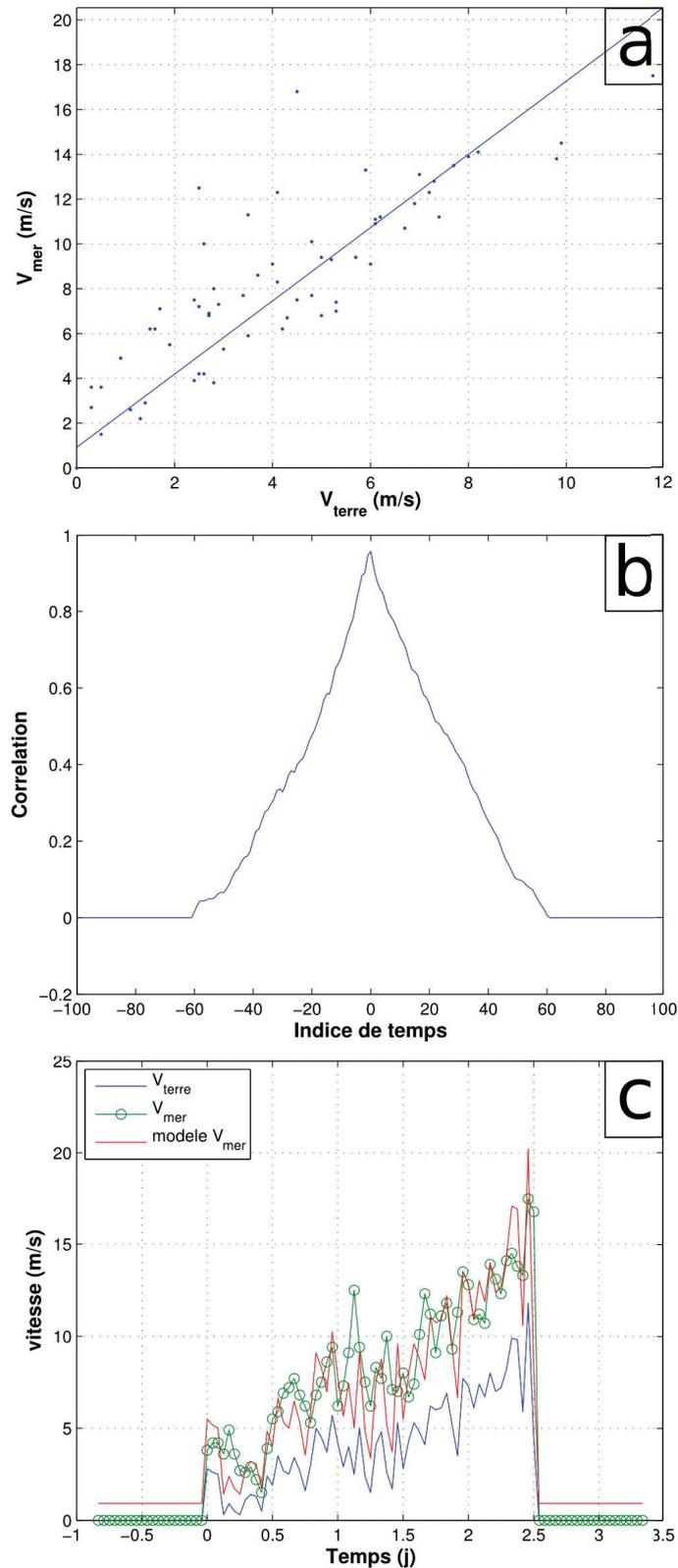


FIGURE 5.4 – Corrélation entre les données de vitesse du vent moyen en mer et à terre. a) Les données de vent en mer en fonction des données de vent à terre. b) Taux de corrélation entre les données de vent en mer et à terre en fonction de l'indice de temps dans le but de caractériser un éventuel décalage dans le temps entre les deux jeux de données. c) Modélisation des vents en mer en appliquant l'équation de corrélation 5.2

Cette modélisation nous permet donc de dire que l'anémomètre à la bouée de Cigu au large à été cassé à l'apex de la tempête alors qu'il mesurait les vitesses de vents les plus fortes, soit des vents moyens de 17.5 m/s. Les vents moyens modélisés lors de cet apex apparaissent légèrement surestimés (20 m/s).

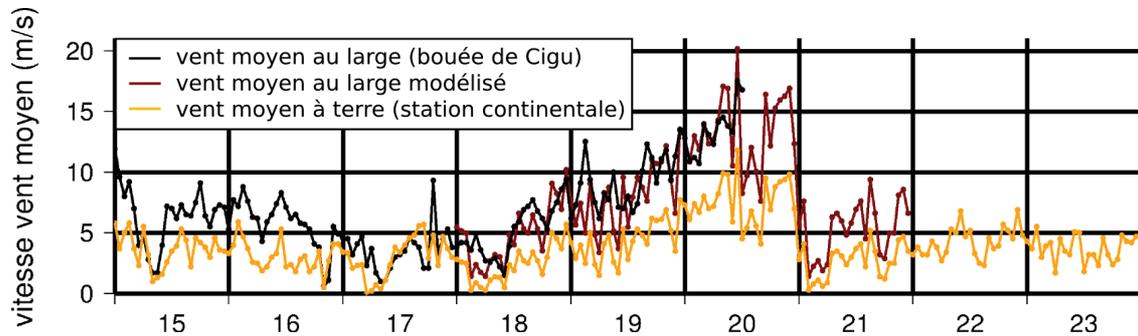


FIGURE 5.5 – a) Modélisation des vitesses de vent au large basée sur l'équation de corrélation 5.2

De même qu'il n'y a pas de décalage dans le temps entre les vitesses de vents en mer et à terre, il n'y a pas non plus de décalage entre les directions moyennes du vent. La corrélation dans le temps s'avère quasi parfaite avec un coefficient de corrélation de 0,98 et une p_{value} de $6,65.10^{-86}$. L'équation de corrélation linéaire est :

$$Dir_{mer} = 1,01.Dir_{terret} - 0,68 \quad (5.3)$$

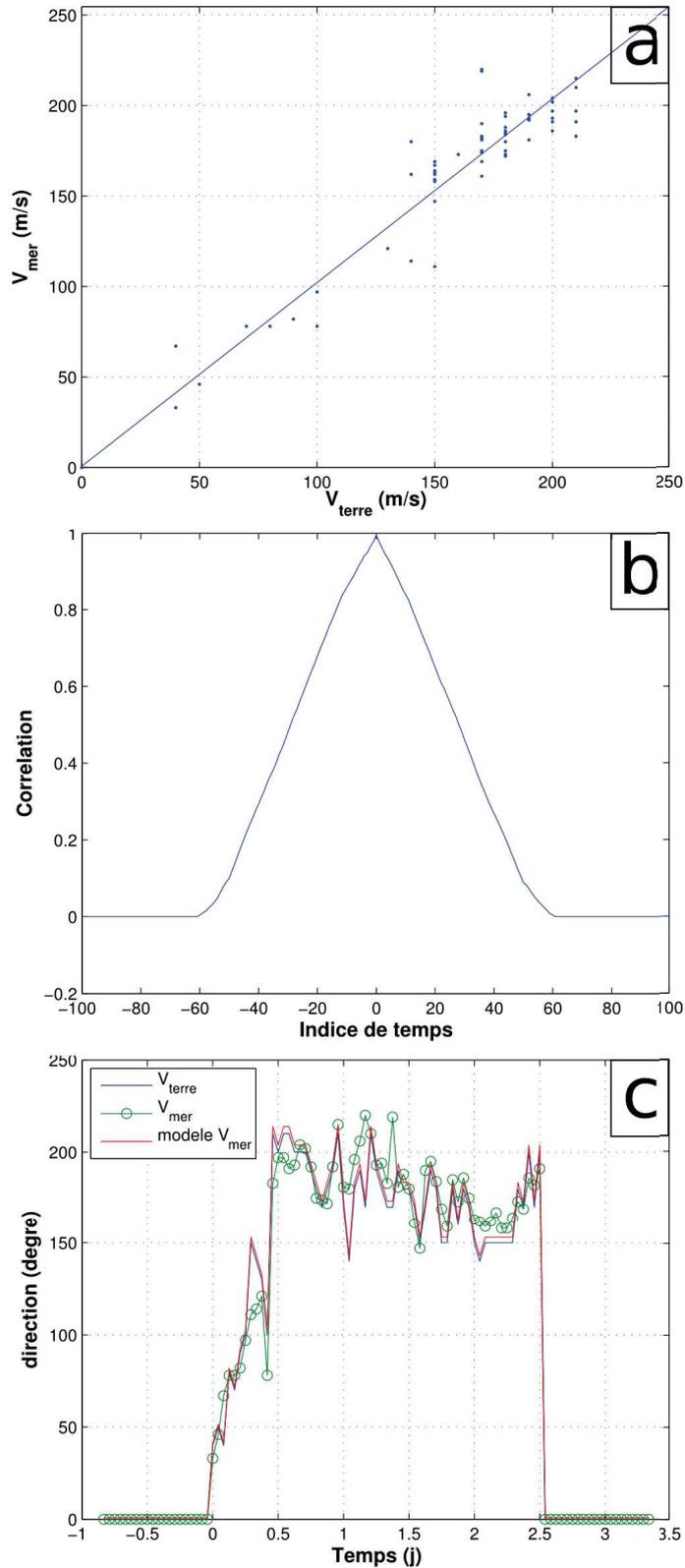


FIGURE 5.6 – Corrélation entre les données de directions du vent moyens en mer et à terre. a) Les données de vent en mer en fonction des données de vent à terre. b) Taux de corrélation entre les données de vent en mer et à terre en fonction de l'indice de temps dans le but de caractériser un éventuel décalage dans le temps entre les deux jeux de données. c) Modélisation des vents en mer en appliquant l'équation de corrélation 5.3

A l'apex de la tempête, le vent est donc majoritairement Sud, Sud-Est aussi bien en mer qu'à terre (figure 5.3 c et figure 5.3 c, d et e).

5.3 Le niveau d'eau à la plage

La largeur et la hauteur de la dune varient le long de la zone suivie. La largeur de la dune est d'environ 70 m au Sud et seulement 20 m au Nord. L'élévation de la crête de dune varie également et montre des zones de dépression topographique au Nord. Ainsi, la dune est plus susceptible d'être submergée au Nord, là où sa hauteur et sa largeur sont moindres (figure 5.7).

Le profil *longshore* 5.7 c) de l'élévation de la crête de dune superposé au niveau d'eau maximum mesuré à l'apex de la tempête par le pressiomètre 3, illustre les zones de dunes qui ont été submergées lors de la tempête Talim.

Ainsi, à l'apex de la tempête, la crête de dune n'a pas été submergée au niveau du pressiomètre P3 au Sud. Cependant elle a été inondée au Nord, là où l'élévation de la crête était inférieure à 2 m au-dessus du niveau moyen des mers.

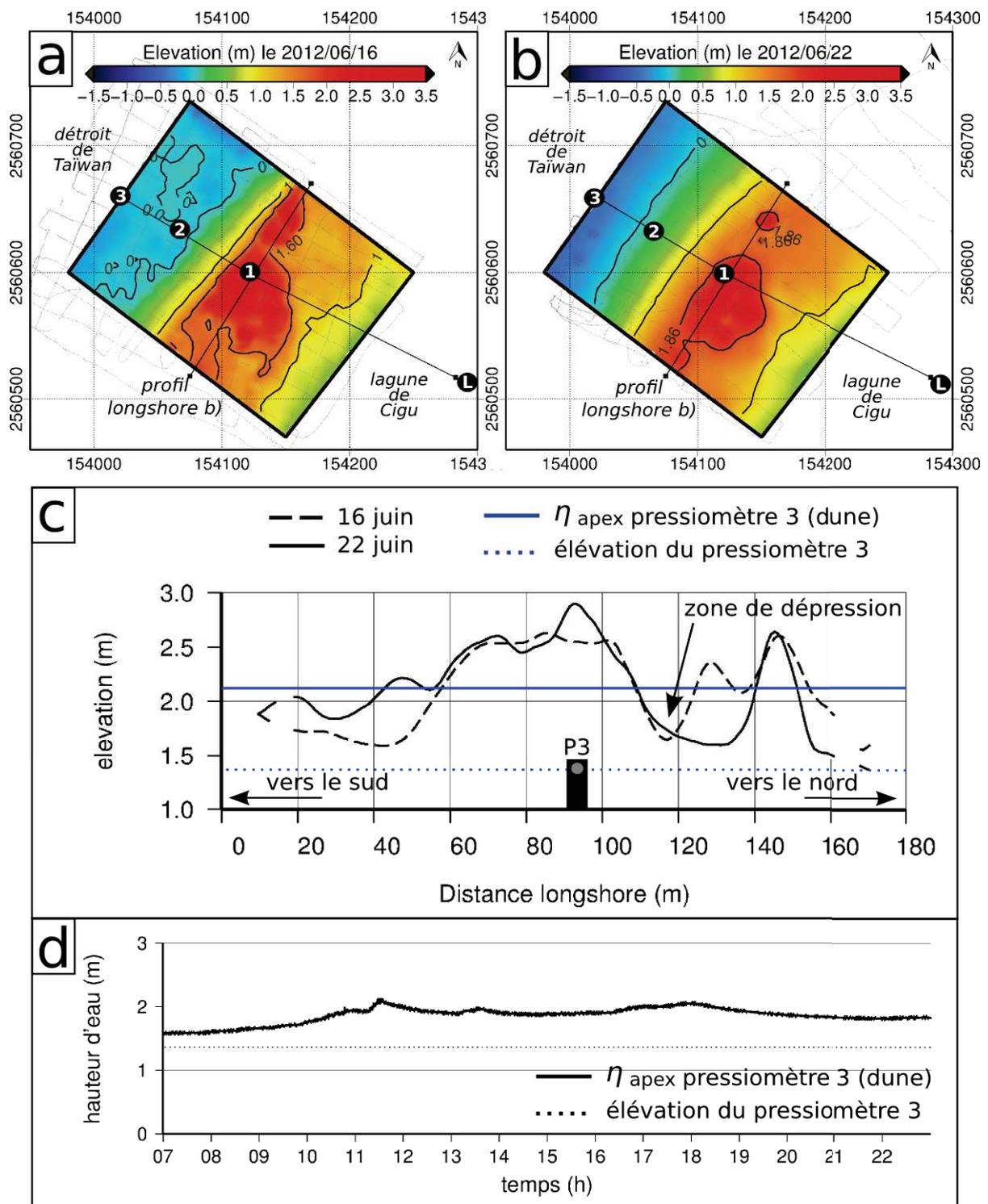


FIGURE 5.7 – Taux de submersion de la dune. Modèle numérique de terrain a) du 16 juin 2012 et b) du 22 juin 2012 illustrant la position géographique du profil *longshore* représenté dans le graphique b). b) Profil *longshore* de la crête de dune superposé au niveau d'eau maximal atteint lors de l'apex de la tempête Talim et mesuré au pressiomètre P3 illustré sur la figure. c) Niveau d'eau dans le temps mesuré au pressiomètre 3 dans la dune.

Ce niveau d'eau atteint à la plage représente finalement une quantification précise de la surcote mesurée *in-situ*. L'étude de Sous et al. (2013) (présenté en annexe 6.8) propose de comparer cette mesure de la surcote (*wave set-up*) à la surcote prédite par les équations empiriques de Stockdon et al. (2006). Ceci afin de valider ou d'infirmer la validité de ces équations sur notre site. Cet article montre ainsi que la surcote (*wave set-up*) mesurée *in-situ* est bien moindre (25 cm à l'apex de la tempête) que celle prédite par les équations empiriques de Stockdon et al. (2006).

5.4 La réponse morphologique de la plage émergée

L'analyse de la réponse morphologique de la plage émergée face aux forcages de la tempête Talim se base sur le différentiel entre les deux Modèles numériques de Terrain (MNT) et les profils *crosshore* et *longshore* du 16 juin 2012 (avant la tempête; figure 5.8 a) et du 22 juin 2012 (après la tempête; figure 5.8 b).

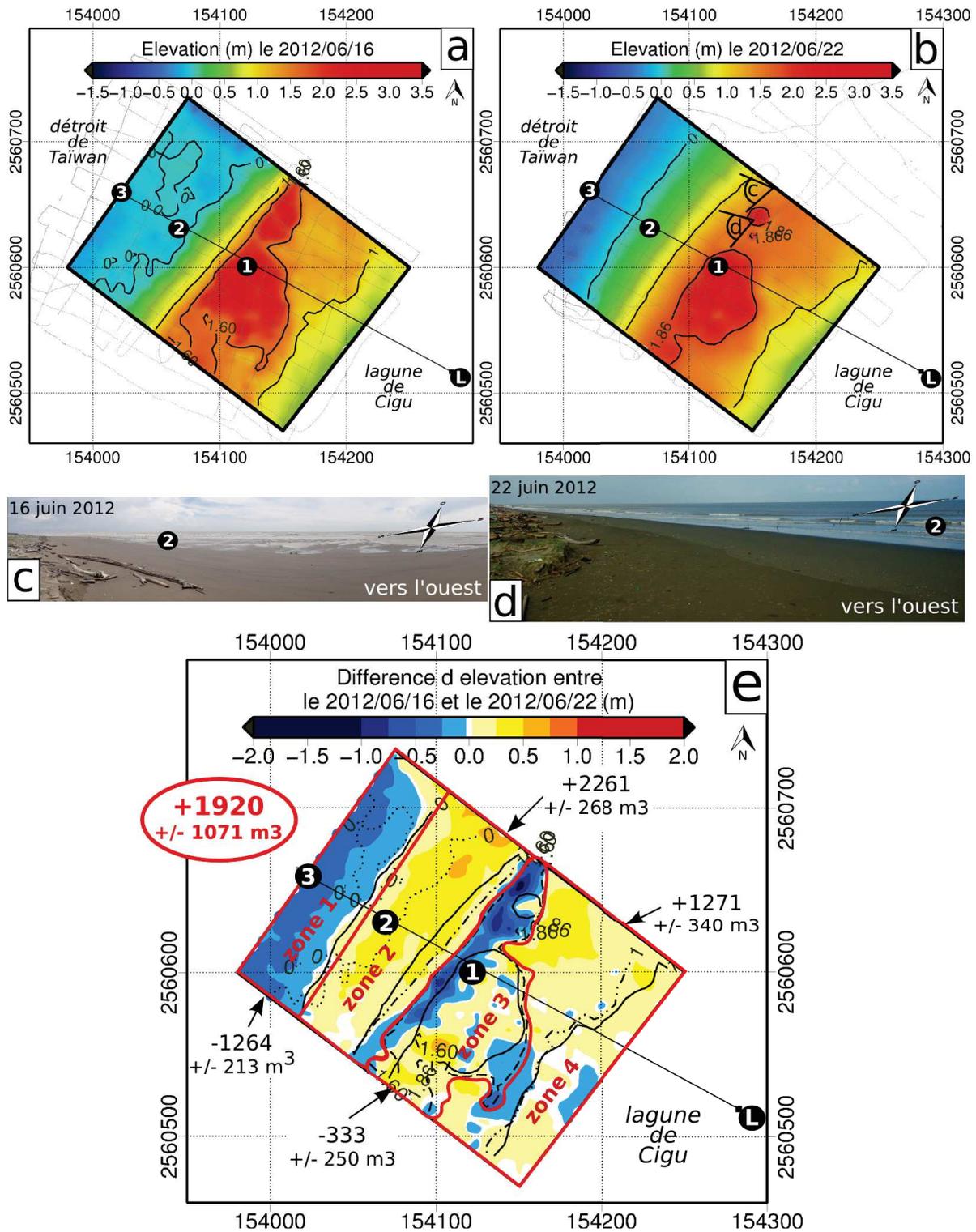


FIGURE 5.8 – Modèles numériques de terrain avant (a) et après (b) la tempête utilisés pour caractériser la réponse morphologique de la plage émergée en réponse à la tempête tropicale Talim. Plusieurs isobathes sont illustrés (à 0 m et 1 m au dessus du niveau moyen des mers ainsi que l'isobathe du pied de dune). c) La différence entre les deux MNTs permet d'obtenir une carte des variations d'élévations entre les deux dates d'acquisition. Les isobathes de chacun des MNTs sont reportés sur la carte en pointillés (point pour l'isobathe 0 m, point/tiret pour l'isobathe 1 m et tiret pour le pied de dune) en date du 16 juin 2012 et en traits pleins en date du 22 juin 2012. Les compartiments rouges représentent les zones de calcul des volumes sableux comme définis dans le chapitre 3.4.2. Le bilan sédimentaire final de la zone d'étude complète est donné en rouge.

Au niveau de la dune bien établie au Sud de la zone (crête de dune plus élevée, largeur de dune plus grande), l'érosion du front de dune a généré le recul du pied de dune vers la terre de 6.7 m (figures 5.8 et 5.10 e). Le système de dune est ainsi érodé de $-333 \text{ m}^3 \pm 250 \text{ m}^3$ (zone 3 sur la figure 5.8 e). On observe également dans cette zone un dépôt de sable sur le haut et l'arrière dune.

Au Sud de la zone où la dune est plus fragile (crête de dune moins haute et dune moins large), on mesure l'ouverture d'une brèche de 20 m de long (au niveau de la dépression topographique ; figure 5.7 et 5.10 c et d) et un dépôt de sédiment sur l'arrière barrière. En face de cette brèche on observe un dépôt de sédiment dans la lagune formant un cône de débordement. Ce cône de débordement n'a pas pu être quantifié car le levé topographique du 16 juin ne couvrait pas cette zone. Il est donc impossible de faire un comparatif avant/après de cette zone en particulier. Néanmoins, ce cône a été identifié par des observations et des photographies de terrain le 22 juin et représente donc bien une réponse morphologique de la plage à la tempête Talim (figure 5.10 b).

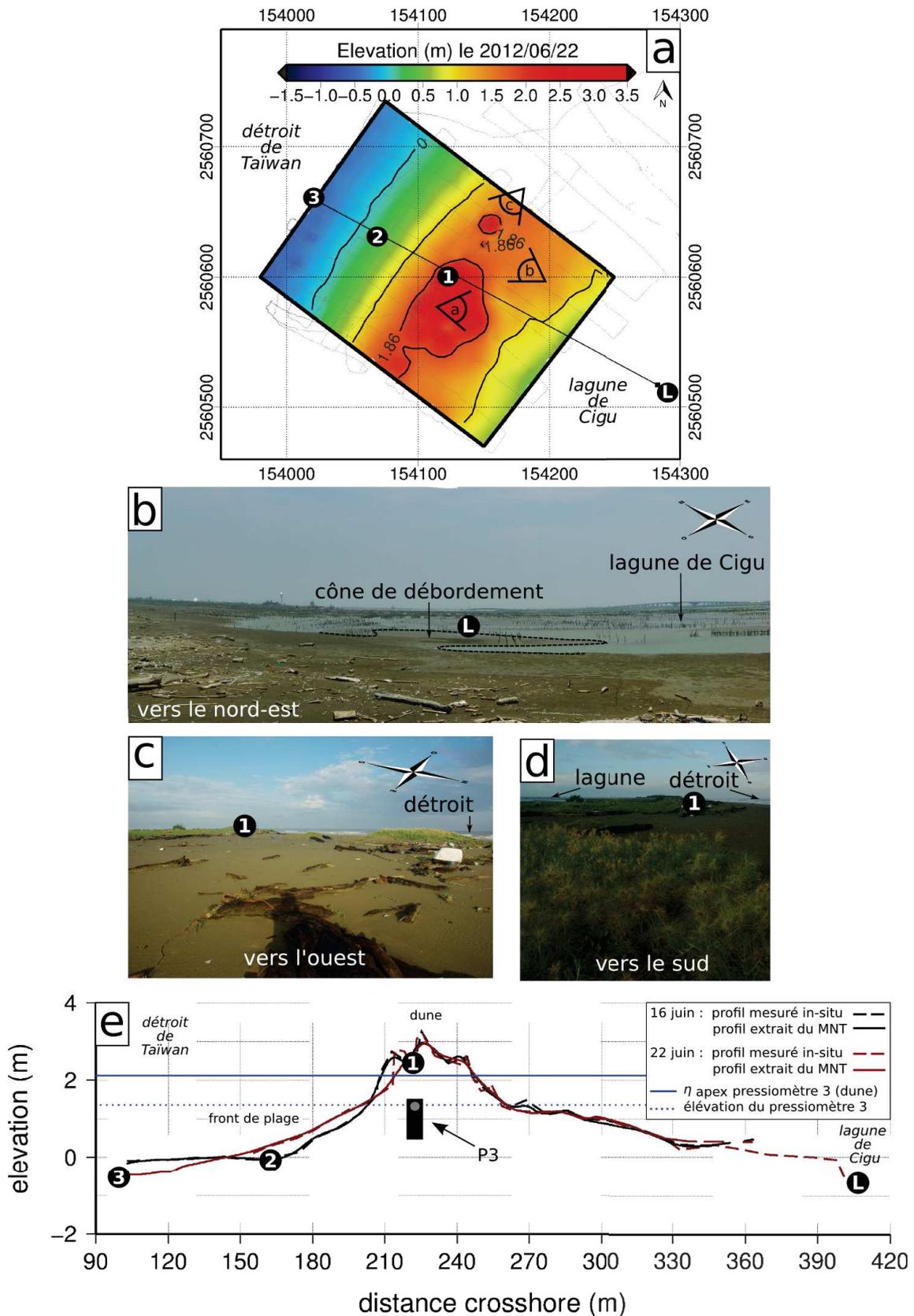


FIGURE 5.9 – Changements morphologiques de la plage émergée en réponse aux conditions de forçages météo-marins de la tempête Talim en juin 2012. a) Localisation des photographies de terrain b, c et d) ainsi que du profil *crossshore* e) sur le MNT du 22 juin. Les numéros 1, 2 et 3 sont des repères visuels.

Néanmoins, les stocks de sable venant de l'érosion du front de dune ($-333 \text{ m}^3 \pm 250 \text{ m}^3$; zone 3 sur la figure 5.8 e) et de l'érosion du bas de plage (zone 1 inférieure au niveau moyen des mers sur la figure 5.8 e; $-1264 \text{ m}^3 \pm 213 \text{ m}^3$) ne suffisent pas à expliquer l'engraissement du haut de plage (zone 2 sur la figure 5.8 e; $+2261 \text{ m}^3 \pm 268 \text{ m}^3$) et le dépôt de sable sur l'arrière barrière (zone 4 sur la figure 5.8 e; $+1271 \text{ m}^3 \pm 340 \text{ m}^3$). Les bilans sédimentaires réalisés à l'échelle du MNT mettent en évidence une entrée de sable dans la zone d'étude de $+1920 \text{ m}^3 \pm 1071 \text{ m}^3$. Cet engraissement inattendu de la plage émergée fait l'originalité de cette étude. Sur le front de plage, le profil de plage passe ainsi d'une forme concave à linéaire en réponse à l'érosion du bas de plage couplé à l'engraissement du haut de plage (figure 5.10 e). En conséquence, le trait de côte migre vers la mer de 8 m.

5.5 Discussion

Sur les côtes de Floride, l'ouragan Opal en 1995 a généré des vagues max de 8 m (Tpic = 13 s) et l'ouragan George a généré des vagues maximales de 10 m (T pic entre 12-14 s) (Stone et al., 2004). Claudino-Sales et al. (2008) rapporte des vagues maximales comprises entre 6 et 16 m lors de l'ouragan Ivan en 2004 et des vagues maximales de 10 m lors de l'ouragan Dennis en 2005. En Louisiane, des vagues max de 6 m (T max = 17 s) et des vents moyens compris entre 13 et 25 m/s ont été enregistrés lors de l'ouragan Andrew en 1992 (Stone et al., 1993). Plus récemment, la fusion de l'ouragan Bill avec une tempête d'hiver a généré une tempête extrême appelée Nor'Ida qui a engendré des vagues maximales de 8 m avec des périodes maximales de 14 s et des vents maximales de 21 m/s (Roberts et al., 2013).

Dans notre cas, la tempête Talim est l'événement le plus énergétique enregistré sur notre zone d'étude pour l'année 2011/2012. En regard de la littérature évoquée, les 10.34 m de hauteur significative des vagues ainsi que les 17.5 m/s de vent moyen max mesurés à la bouée de Cigu rendent cette tempête comparable aux ouragans étudiés sur les côtes Est des États-Unis.

Notre jeu de données nous a permis de caractériser et surtout de quantifier avec précision les forçages météo-marins et l'impact de ces forçages sur la morphologie de la plage émergée. Néanmoins, le manque de donnée sur la morphologie de l'avant-côte nous empêche de caractériser les échanges sédimentaires entre l'avant-côte et la plage émergée. De même, nous ne pouvons pas non plus évaluer l'importance du transport sédimentaire *longshore* ou du transport de sédiments des fleuves jusqu'à la lagune (crue) dans les bilans sédimentaires de la plage émergée.

En réponse aux forçages météo-marins générés par Talim, nous avons mesuré des changements morphologiques attendus et inattendus sur la plage émergée.

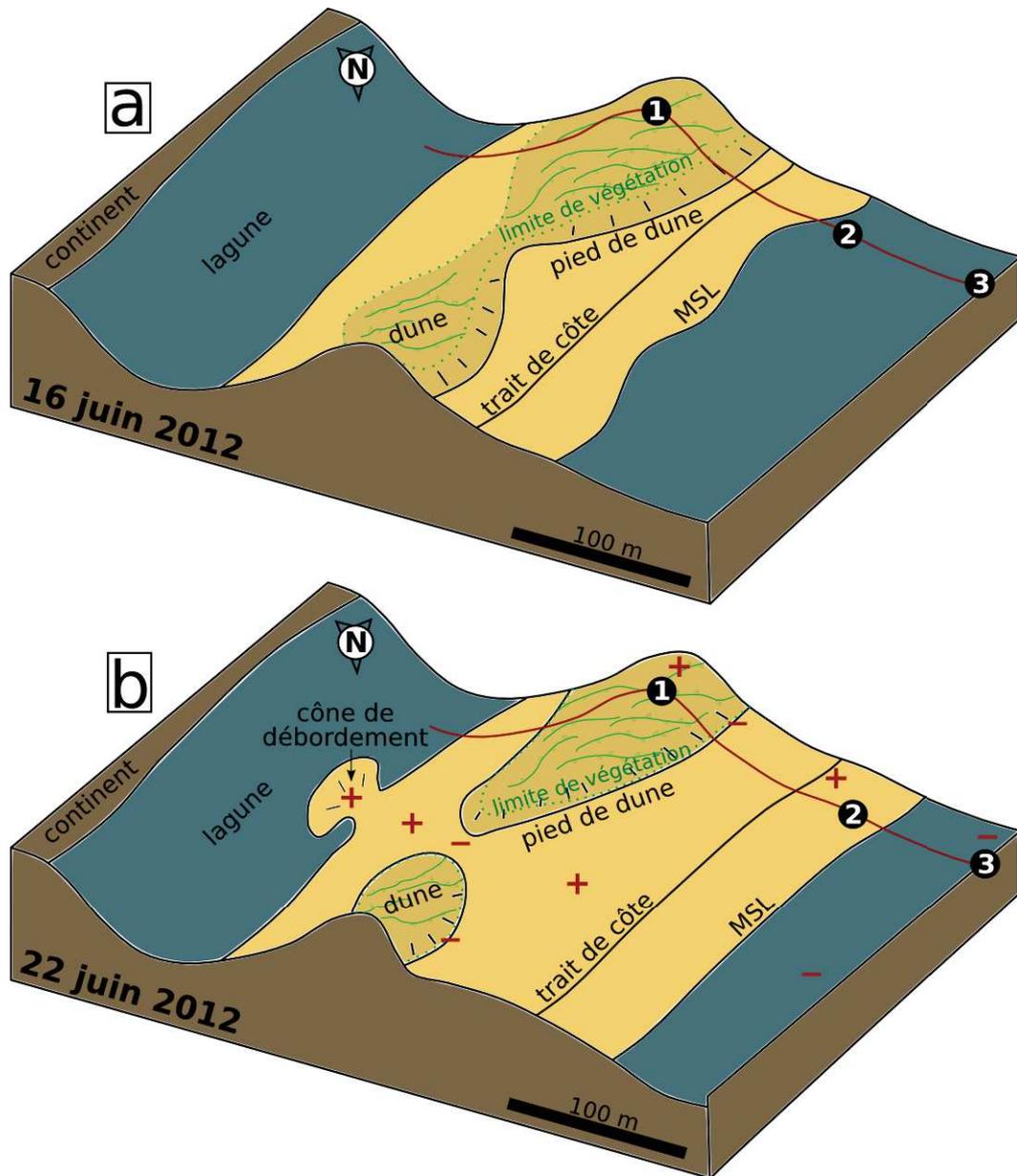


FIGURE 5.10 – Schéma des changements morphologiques de la plage après le passage de la tempête tropicale Talim. a) Schéma de la plage émergée avant le passage de la tempête et b) après la tempête. Le profil rouge ainsi que les numéros 1, 2 et 3 sont des référentiels visuels que l'on peut retrouver sur les figures 5.2, 5.8 et 5.10. Les + et - rouges représentent respectivement les zones d'accrétion et d'érosion.

D'une part, nous avons observé une érosion du front de dune, la mise en place d'une brèche, le dépôt de sable sur le haut de dune et l'arrière barrière ainsi que dans la lagune sous forme de cône de débordement. Ces changements morphologiques illustrent l'impact attendu d'une dune discontinue en largeur et en hauteur face à des régimes de submersion et d'inondation (Sallenger, 2000). Dans la partie où la crête de dune est la plus haute et où la dune est la plus large, le régime de collision des vagues sur le front de dune a généré un transfert de sable jusqu'à la crête de dune et un recul du pied de dune. Dans la partie la plus fragile de la dune où la crête est moins élevée et où la dune est moins large, le régime d'inondation a généré l'ouverture d'une brèche à l'endroit où existait déjà une dépression topographique. Le sédiment ainsi arraché à la dune a été transporté sur l'arrière barrière, jusqu'à la lagune pour être déposé sous forme d'un cône de débordement. Ces changements morphologiques ont déjà été décrits en réponse à des tempêtes modérées (Komar, 1998) ainsi qu'en réponse à des ouragans. Soumises aux ouragans Andrew 1992, George 1998, Ivan 2004, Dennis 2005 et Katrina 2005, les îles barrières du golfe du Mexique ont subi des régimes de collision dans les parties de dune végétalisées bien établies et des régimes d'inondation dans les parties de dune moins bien établies ou inexistantes. Des brèches ainsi que des cônes de débordement ont finalement été observés (Stone et al., 1993, 2004; Wang et al., 2006; Fritz et al., 2007; Claudino-Sales et al., 2008; Houser et al., 2008; Priestas and Fagherazzi, 2010; Masselink and van Heteren, 2014). Lentz et al. (2013) conclut que le potentiel de formation des cônes de débordement est inversement proportionnel à l'élévation et à la position de la dune.

D'autre part, la tempête Talim a également généré des changements morphologiques plus inattendus. Les bilans sédimentaires nous ont permis de mettre en évidence une entrée de sable dans la zone d'étude avec un engraissement du haut de plage.

Ce type de réponse morphologique de la plage émergée est généralement attribué à des phases de reconstruction de la plage après la tempête (Aagaard et al., 2005; Wang et al., 2006). Néanmoins, quelques études récentes ont également mesuré des arrivées de sable sur la plage subaérienne en réponse à des conditions très énergétiques d'ouragans. Sur la côte Nord-Est des États-Unis (Delaware), Roberts et al. (2013) évoque le dépôt d'une couche de sédiment sur la plage subaérienne après l'ouragan Bill en 2009 ($H_{max} = 3.56$ m et $T_{max} = 19$ s). Cependant, cet apport de sédiment est attribué à la mise en place de barres intertidales qui évoque un processus précoce de reconstruction de la plage post-tempête. Cette morphologie a été formée lors de la phase de tombant de la tempête quand les conditions énergétiques des vagues ont déjà fortement diminué. Dans notre cas, l'analyse court-terme de la dynamique du jet de rive lors de la tempête Talim (chapitre 4) montre que le processus d'engraissement du haut de plage est le plus intense lors de la phase du montant de tempête. Cet engraissement ne peut donc pas être corrélé à une phase de reconstruction de plage après la tempête comme dans le cas de l'ouragan Bill décrit par Roberts et al. (2013).

Une autre étude présentée au congrès ICCE de Séoul en 2014, montre un engraissement de la plage de Puerto Morelos (Mexique) ainsi qu'une migration du trait de côte vers la mer après le passage de l'ouragan Wilma en 2005 (Tapia et al., 2014). Cette étude compare l'impact morphologique de la tempête sur deux plages sableuses dont l'une est protégée par un récif corallien et l'autre non. Lors de l'ouragan Wilma, les deux plages ont été soumises aux mêmes conditions de vagues mais l'une a été fortement érodée alors que l'autre plage, protégée par le récif, a été engraisée. Dans notre cas, il n'existe pas de récif corallien en face de notre site d'étude. Néanmoins, les barres sableuses d'avant-côte observées au début du déploiement d'été (mai 2012) pourraient jouer un rôle identique à celui d'un récif corallien. Malheureusement, le manque de donnée sur la dynamique de ces barres nous empêche de tester cette hypothèse et

le rôle des barres dans la protection de la plage lors de la tempête ainsi que leurs rôles dans les échanges sédimentaires avec le haut de plage.

Fritz et al. (2007), Claudino-Sales et al. (2008) ou encore Roberts et al. (2013) évoquent des reculs du trait de côte vers la terre de 100 m pour l'ouragan Katrina, 50 m pour l'ouragan Dennis et 3 à 4 m pour la tempête Nor'Ida (fusion de l'ouragan Ida et d'une tempête d'hiver). Seul Priestas and Fagherazzi (2010) évoque une avancée du trait de côte de 10 m dans les zones soumises au régime de collision, due à l'apport de sédiment érodé du front de dune et déposé sur le bas de plage. En regard de ces valeurs, l'avancée de 8 m du trait de côte que nous avons mesuré est une réponse morphologique inattendue et une originalité. Néanmoins, en terme quantitatif, cette migration du trait de côte apparaît être de faible amplitude.

Pour conclure, les forçages météo-marins ne sont pas les seuls facteurs régissant l'impact morphologique d'une tempête extrême sur une plage sableuse. Auquel cas, nous aurions pour un même type de forçages, aux Etats-Unis et à Taiwan, les mêmes réponses morphologiques. Or, l'engraissement du haut de plage et l'avancée du trait de côte sont des changements morphologiques très inattendus en réponse à des conditions de forçages comparables aux ouragans d'Atlantique. L'héritage morphologique du site (profil de plage, présence de barres d'avant-côte, forme et hauteur de la dune) apparaît donc jouer également un rôle dans la réponse morphologique de la plage face à une tempête extrême. Malheureusement, la plupart des études sont basées sur des levés topographiques relativement éloignés dans le temps de la tempête. Le levé d'après la tempête est généralement relativement proche de l'apex de la tempête (quelques jours ou semaines le plus souvent) alors que le levé d'avant la tempête s'avère souvent très éloigné dans le temps (plusieurs mois voir années). Il est donc plus difficile d'étudier le rôle de la morphologie initiale du site avec ce type de données. Dans ce contexte, l'étude présentée ici apporte une quantifications précise et originale des changements morphologiques de la plage grâce à l'encadrement stricte de la tempête dans le temps par des levés topographiques juste avant et après la tempête.

L'ÉCHELLE SAISONNIÈRE

Sommaire

6.1	Introduction	122
6.2	Les conditions de forçages météo-marins	124
6.3	Le niveau d'eau à la plage	126
6.4	La réponse morphologique de la plage émergée	128
6.4.1	La saison d'hiver	128
6.4.2	La saison d'été	129
6.4.3	Le bilan annuel	138
6.5	Discussion	140
6.5.1	Les groupes de tempêtes	140
6.5.2	La remontée des barres intertidales vers le haut du profil de plage	141
6.5.3	L'érosion pendant la saison de mousson versus l'accrétion pendant la saison des typhons	142

6.1 Introduction

Le chapitre précédent montre un engraissement de la plage émergée en réponse à un événement de tempête extrême. Dans ce chapitre nous cherchons à savoir si ce schéma morphodynamique est représentatif de tous les événements extrêmes. Le travail présenté ici vise maintenant à décrire et quantifier la réponse morphologique de la plage émergée en réponse aux forçages météo-marins de plusieurs événements de tempêtes tropicales/typhons, d'une saison complète de typhons ainsi que d'une saison de mousson et d'une année complète.

Dans ce chapitre, nous utiliserons (figure 6.1) :

- les mesures de hauteur de vagues et vitesse/direction de vents de la bouée de Cigu au large ;
- les mesures de hauteur d'eau du pressiomètre P3 déployé dans la dune ainsi que les pressiomètres P5 et P6 déployés dans la zone intertidale ;
- les levés topographiques de la plage émergée ;
- les mesures de vitesse/direction du vent de la station météorologique à terre.

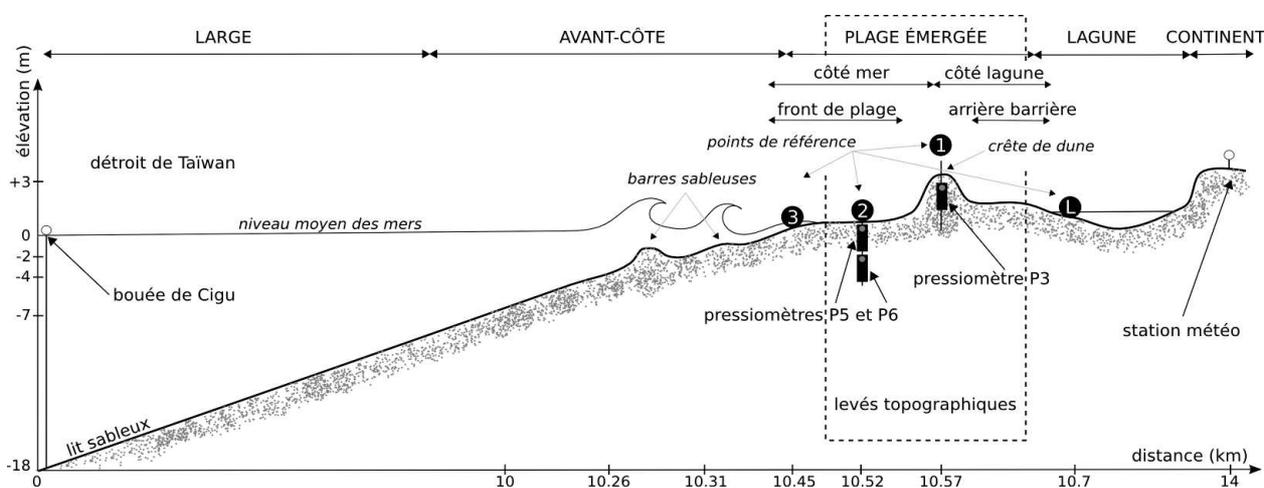


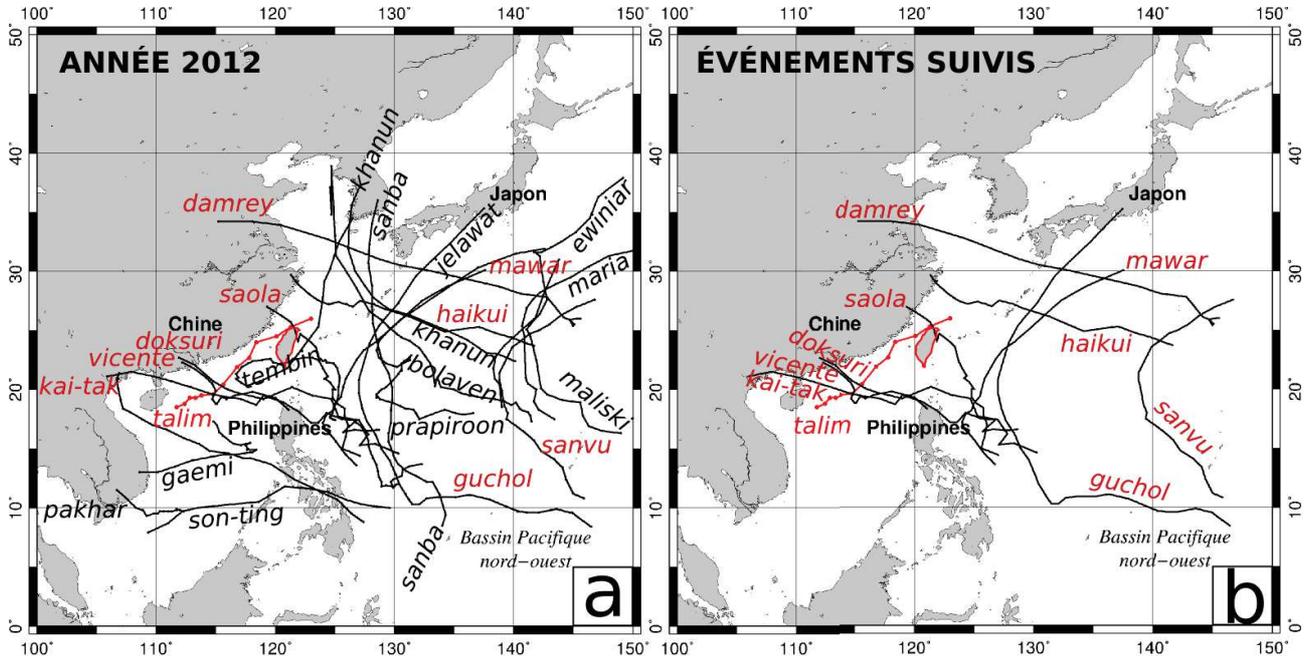
FIGURE 6.1 – Instrumentation déployée le long d'un profil *crossshore*. Du large jusqu'au continent on retrouve la bouée de Cigu au large, les pressiomètres P5, P6, P3 et la station météorologique à terre. Le cadre en pointillés illustre la zone de suivis topographiques étudiée dans ce chapitre.

En se basant sur les dates des levés topographiques disponibles, les saisons de mousson et de typhons sont définies sur les périodes suivantes :

- entre le 21 octobre 2011 et le 3 mai 2012 pour la saison de mousson (hiver) ;
- entre le 3 mai 2012 et le 21 août 2012 pour la saison des typhons (été).

L'année étudiée dans ce chapitre s'étend donc du 21 octobre 2011 au 21 août 2012.

23 événements de tempêtes tropicales/typhons ont eu lieu pendant l'année 2012. La saison des typhons définie dans ce chapitre englobe seulement 14 événements de tempêtes tropicales/typhons sur les 23 qui ont eu lieu dans l'année. Le typhon Pakhar au mois de mars ainsi que tous les typhons du mois de septembre et octobre 2012 n'ont pas fait l'objet d'un suivi morphologique et ne sont donc pas pris en compte dans notre étude. Parmi ces 14 événements de tempêtes qui définissent notre saison d'été, 8 événements (Sanvu, Mawar, Guchol, Talim, Doksuri, Vicente, Damrey, Saola) ont été suivis par des mesures topographiques juste avant et juste après la tempête (figure 6.2 b et c). De plus, le mois d'avril est inclus dans la saison de mousson alors qu'il est normalement défini dans la littérature comme un mois intermédiaire entre les deux saisons principales lors duquel les conditions de vague et de vent sont calmes.



C	Nom	Date de début	Date de fin	Date apex tempête sur site	Topo avant	Topo après
	sanvu	20 mai	30 mai	31 mai	30 mai	5 juin
	mawar	31 mai	13 juin	12 juin	5 juin	14 juin
	guchol	10 juin	22 juin	14 juin	14 juin	16 juin
	talim	16 juin	20 juin	20 juin	16 juin	22 juin
	doksuri	25 juin	30 juin	29 juin	28 juin	13 juillet
	vicente	18 juillet	25 juillet	23 juillet	13 juillet	30 juillet
	saola	26 juillet	5 août	1 août	30 juillet	6 août
	damrey	27 juillet	4 août	1 août	30 juillet	6 août

FIGURE 6.2 – Récapitulatif des événements de tempête étudiés dans ce chapitre. a) Trajectoires des événements extrêmes observés par le Japan Meteorological Center pendant l’année 2012. b) Trajectoires des événements extrêmes étudiés dans ce chapitre. c) Tableau récapitulatif des événements suivis et étudiés dans ce chapitre sur la base des levés topographiques avant et après tempête.

L'objectif de ce chapitre est de 1) caractériser les conditions de forçage météo-marin pendant chacune des saisons, 2) caractériser le niveau d'eau atteint à la plage pendant chacune des saisons et 3) quantifier la réponse morphologique de la plage émergée pour chacune des saisons ainsi que pour une année complète.

6.2 Les conditions de forçages météo-marins

Pendant la saison de mousson, les vents sont forts et réguliers et les tempêtes d'hiver se succèdent (figure 6.4 a). Les seuils et les caractéristiques choisis pour différencier les catégories de tempêtes sont très débattus dans la littérature (Certain, 2002; Isèbe et al., 2008). Certain et al. (2005) classent les tempêtes en fonction de la fréquence en pourcentage des hauteurs significatives des vagues (H_s) sur le site d'étude.

Dans ce travail de thèse, le plus judicieux aurait été de différencier les catégories de tempêtes par leurs impacts morphologiques sur la plage émergée. Malheureusement, nous ne sommes pas en mesure de discuter de l'impact morphologique de chacune des tempêtes pendant la saison d'hiver. La fréquence des levés topographiques de la plage émergée pendant cette saison reste trop faible pour caractériser l'impact morphologique de chacune des tempêtes beaucoup trop fréquentes dans le temps. En suivant l'approche de Certain et al. (2005), nous avons donc décidé de classer les tempêtes en fonction des hauteurs significatives des vagues qu'elles génèrent au large (bouée de Cigu).

Ainsi, les tempêtes d'hiver sont classées dans deux catégories qui sont :

- les tempêtes faibles, lorsque les H_s sont comprises entre 1 et 2 m au large (40% des H_s , 6.3);
- les tempêtes modérées, lorsque les H_s sont comprises entre 2 et 3 m au large (6% des H_s , 6.3).

Les périodes où les H_s sont inférieures ou égales à 1 m au large représentent des périodes de temps calmes (54% des H_s).

Classe de H_s (m)	Fréquence (nombre d'événement)	Fréquence (%)
1,0	2311	54,03
2,0	1721	40,24
3,1	245	5,73
> 3,1	0	0,00

FIGURE 6.3 – Fréquences des hauteurs significatives de vagues au large (bouée de Cigu) pendant la saison de mousson 2011/12

En moyenne, on observe 5.1 tempêtes par mois dont 20 tempêtes modérées et 11 tempêtes faibles (figure 6.4). Les périodes significatives sont comprises entre 3 et 9.8 s. La vitesse moyenne des vents de mousson venant du nord pendant cette saison est de 7.6 m/s.

La saison des typhons est une période de temps calme entrecoupée d'événements de tempêtes extrêmes. Pendant les périodes de temps calme inter-tempêtes, les hauteurs de vagues significatives sont inférieures à 1 m avec des périodes inférieures à 5 s. Pendant les typhons ou

les tempêtes tropicales, les hauteurs et périodes significatives des vagues atteignent respectivement 10 m et 13 s au maximum (lors de la tempête tropicale Talim).

Le tableau 6.4 b présente les différents événements suivis ainsi que les conditions de vagues et de vent générés par chacun d'eux.

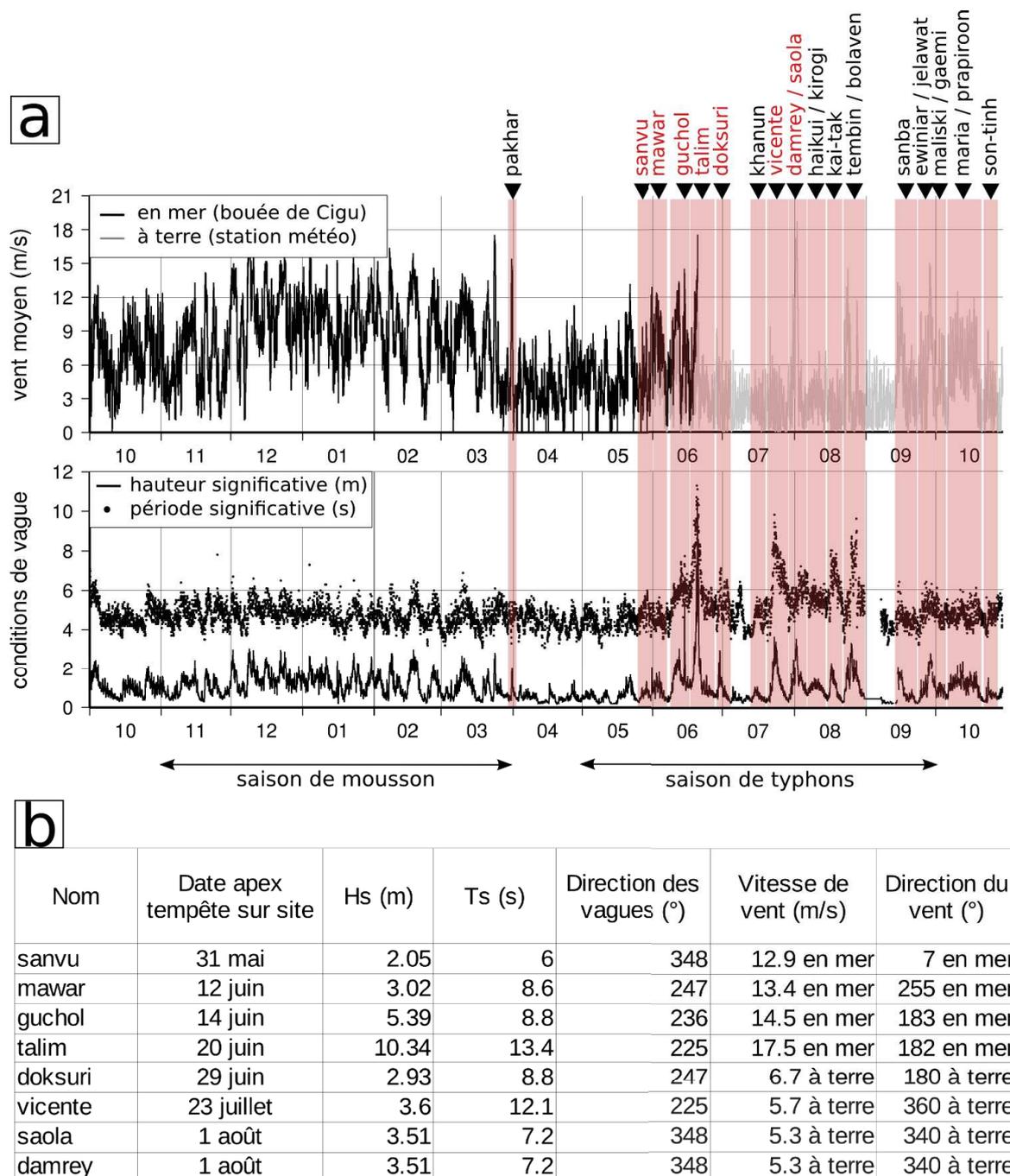


FIGURE 6.4 – Conditions météo-marines pendant l'année 2011 / 2012. a) Conditions de vent à terre et en mer ainsi que les conditions de vague au large (bouée de Cigu) sur l'année. b) Récapitulatif des conditions de forçages météo-marins lors de chacun des événements de tempêtes extrêmes suivis par des levés topographiques de la plage émergée.

6.3 Le niveau d'eau à la plage

Le niveau maximum d'eau atteint à la plage pendant la saison d'hiver est de 1.1 m au dessus du niveau moyen des mers (mesuré au niveau du pressiomètre P3 enterré dans la dune). La figure 6.5 e) illustre le profil *longshore* de la crête de dune au début et à la fin de l'hiver. La localisation spatiale de ce profil est illustrée sur la figure 6.5 a. En positionnant le niveau d'eau maximal atteint pendant cette saison, on remarque qu'aucune submersion ou inondation de la dune n'a eu lieu (élévation maximum de la crête de dune = 2.8 m du dessus du NM). Même les zones en dépression topographique de la dune (élévation minimum de 1.7 au dessus du NM) n'ont pas pu être submergées. La figure 6.5 f) reprend ainsi ces élévations minimales et maximales de la crête de dune couplées aux variations du niveau d'eau atteint sur la plage pendant cette saison.

De même, les graphiques 6.5 d et g illustrent les élévations maximales et minimales de la crête de dune couplées aux niveaux d'eau maximum atteint sur la plage pendant la saison des typhons. Ainsi, pendant cette saison d'été, le niveau d'eau n'atteint jamais la crête de dune au niveau du profil *crosshore* (zone la plus haute de la dune reportée dans le graphique 6.5 g). Cependant, les zones de dépression de la dune (illustrées sur la figure 6.5 d et reportées sur le graphique g) ont été submergées à plusieurs reprises lors de la tempête tropicale Talim et les typhons Vicente et Saola / Damrey (figure 6.5 g).

L'ÉCHELLE SAISONNIÈRE

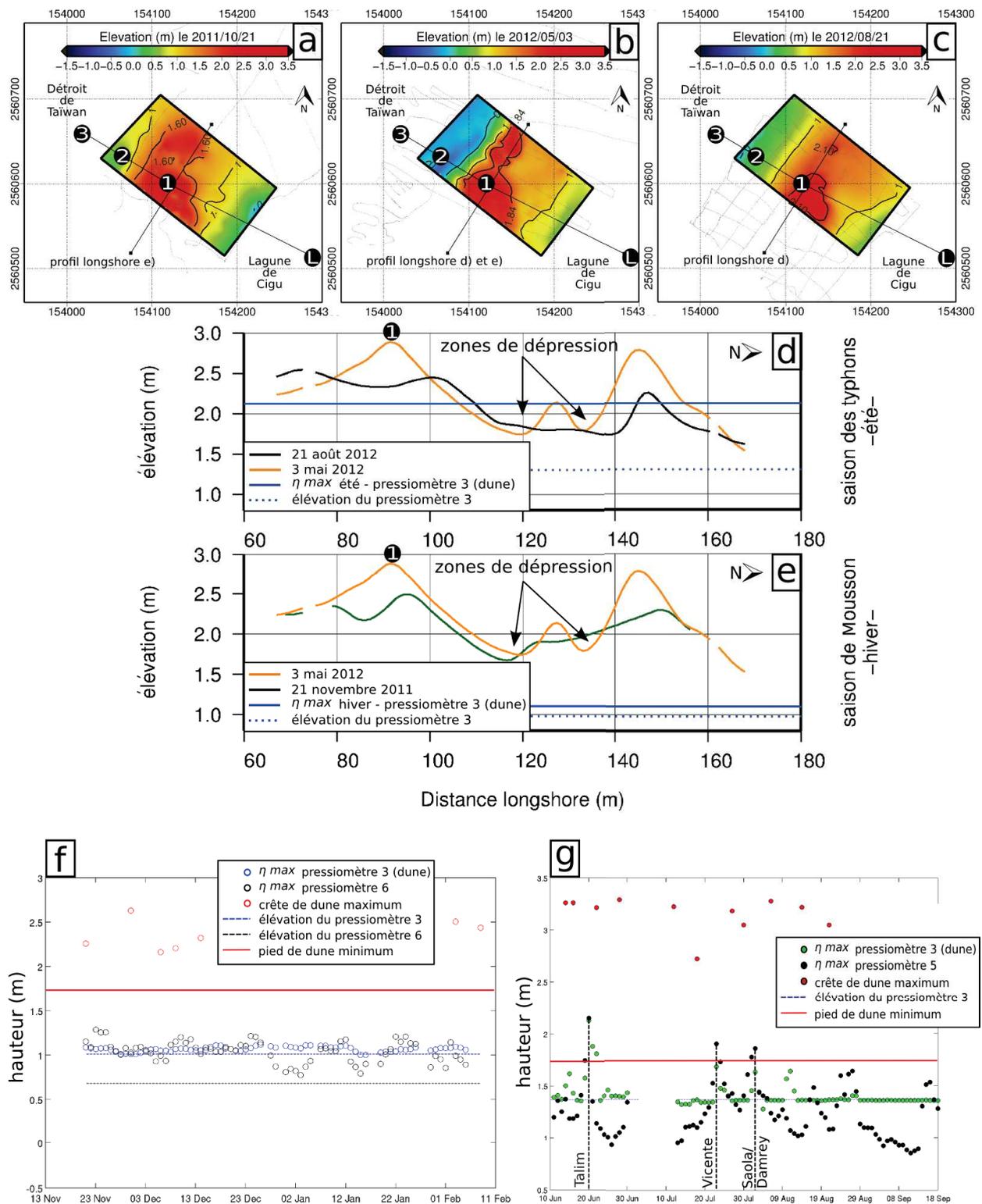


FIGURE 6.5 – Taux de submersion de la dune au cours des saisons. a, b et c) MNTs utilisés pour caractériser le début et la fin de chacune des saisons (hiver, du 21 octobre 2011 au 3 mai 2012 et été, du 3 mai 2012 au 21 août 2012). d et e) Profils *longshore* de la crête de dune couplé au niveau d'eau maximal atteint pendant chacune des saisons. f et g) Variations des niveaux d'eaux dans le temps couplés aux élévations maximales (crête) et minimales (pied) de la dune.

6.4 La réponse morphologique de la plage émergée

6.4.1 La saison d'hiver

Sollicité par les régulières tempêtes d'hiver, le front de plage et le front de dune ont été intensément érodés. 4419 m^3 de sable ($\pm 190 \text{ m}^3$) ont été arrachés au front de plage faisant ainsi migrer le trait de côte de 28.9 m vers la terre. Le pied de dune migre également vers la terre de 28 m dû à l'érosion du front de dune. La crête de dune est engraisée et le bilan sédimentaire total de la dune est de $-2268 \text{ m}^3 \pm 328 \text{ m}^3$. Inversement, l'arrière barrière est engraisée de $+1684 \text{ m}^3 \pm 392 \text{ m}^3$. Le bilan sédimentaire total de la saison sur la plage émergée met en évidence une érosion et donc, une sortie de sable de la zone étudiée de $-4995 \text{ m}^3 \pm 912 \text{ m}^3$ (figure 6.6).

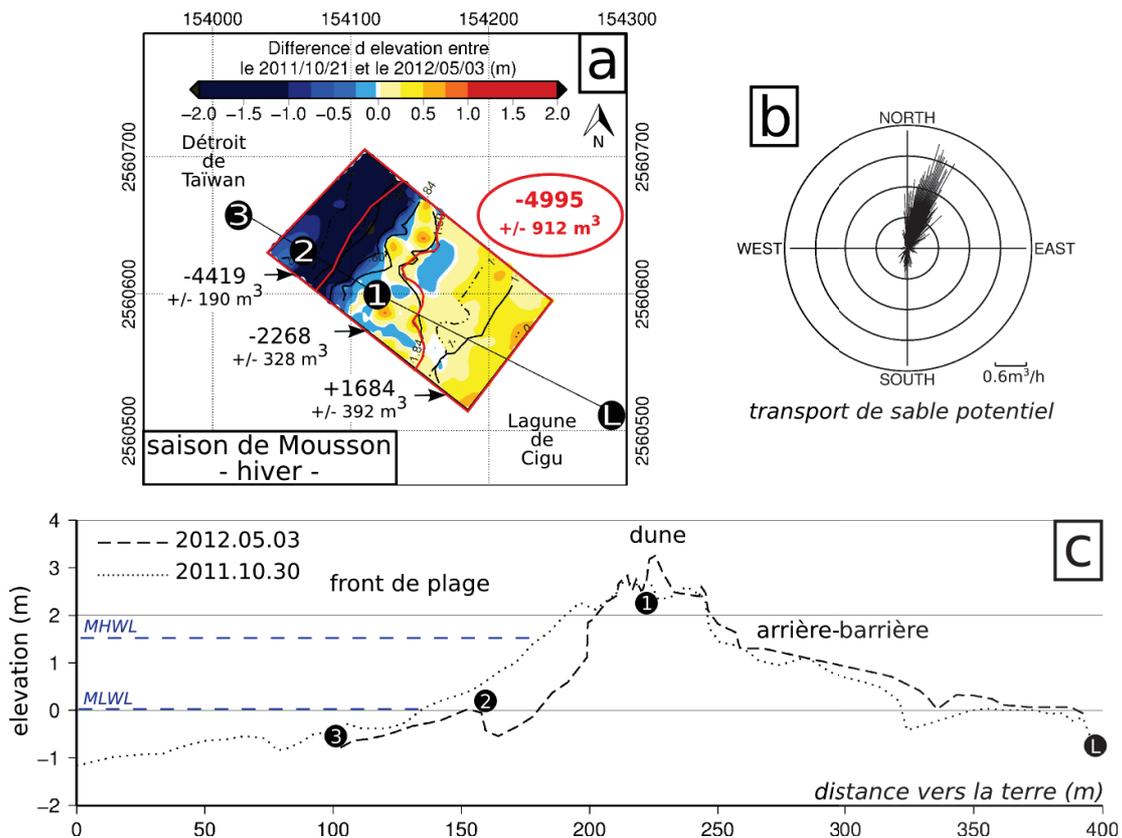


FIGURE 6.6 – Morphodynamique de la plage émergée pendant la saison de mousson 2011/2012. a) MNT différentiel entre le 21 octobre 2011 (début de l'hiver) et le 3 mai 2012 (fin de l'hiver) avec les bilans sédimentaires calculés dans différents compartiments de la plage. Le bilan sédimentaire total est inscrit en rouge. b) Transport éolien potentiel pendant la saison d'hiver. c) Profils *crosshore* de la plage émergée du 21 octobre 2011 et du 3 mai 2012.

On observe sur le terrain la formation de dunes éoliennes en forme de croissants de plusieurs mètres de long et 50 cm à 1 m de haut (figure 6.7). La dynamique de ces croissants n'a pas été spécifiquement suivie, nous ne sommes donc pas en mesure de quantifier les volumes de ces structures ni leurs vitesses de déplacement en fonction de la force du vent. Cependant, l'observation de ces structures met en évidence l'existence d'un transport éolien qui doit être discuté dans les bilans sédimentaires de la dune et de l'arrière barrière.

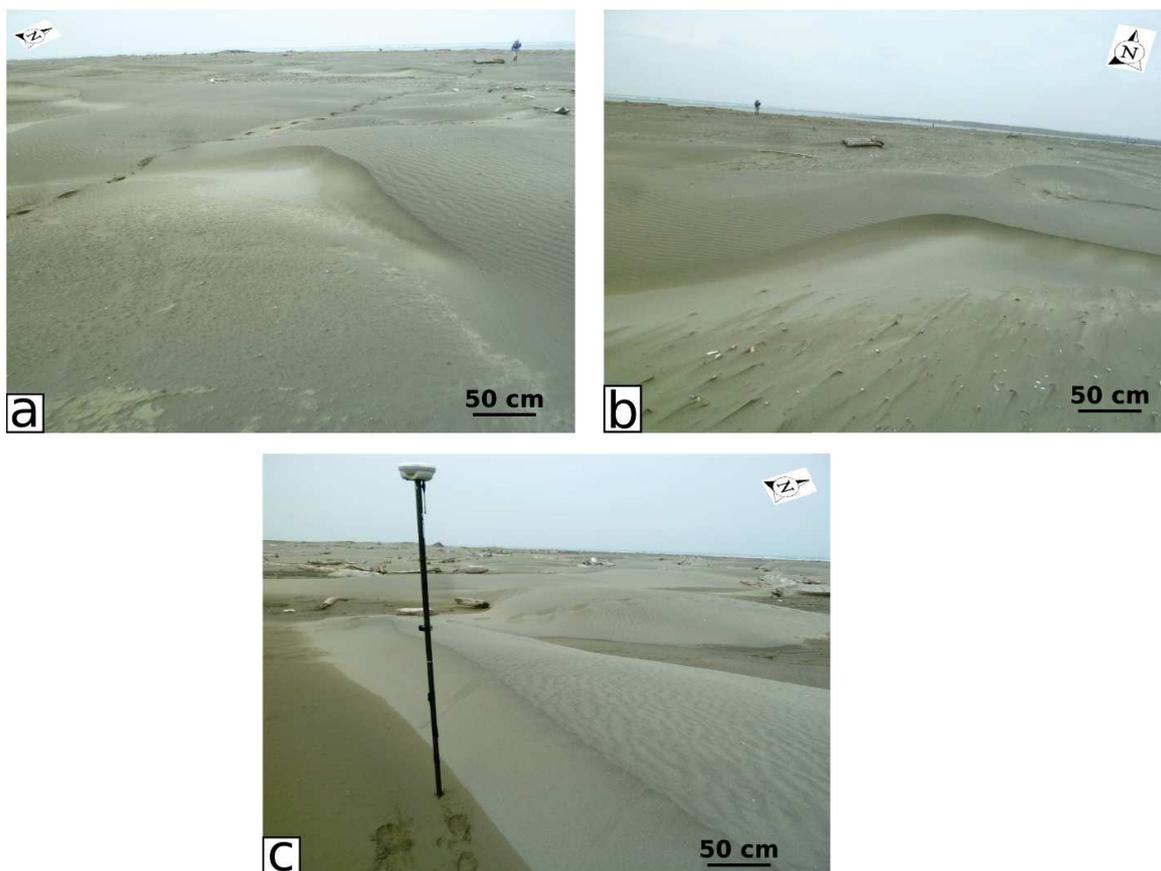


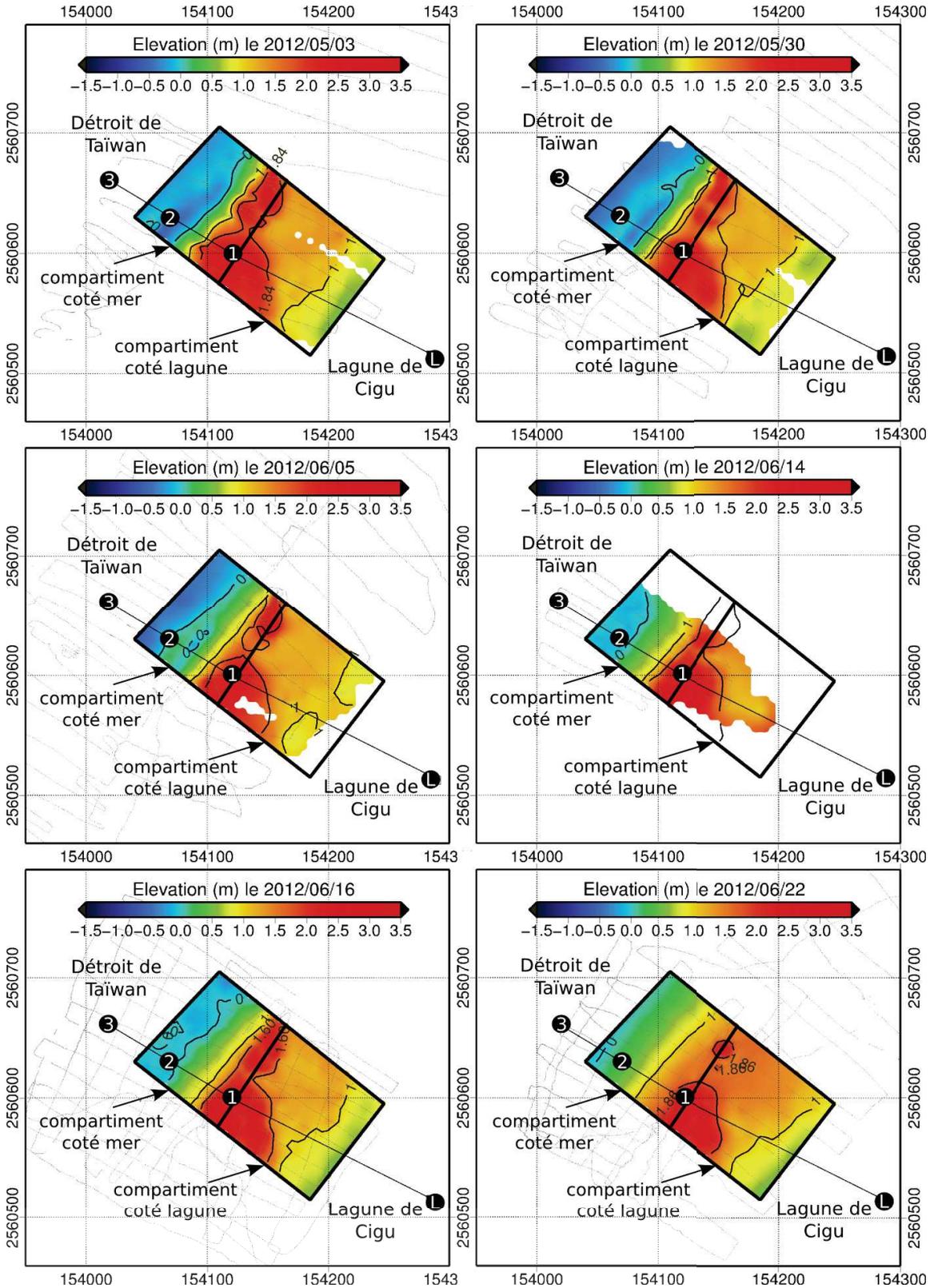
FIGURE 6.7 – Photographies de terrain. a, b et c) Dunes éoliennes

Afin d'obtenir un ordre de grandeur du transport éolien potentiel, nous avons utilisé l'équation de Bagnold. En utilisant la granulométrie moyenne du site et les conditions des vents au large (voir 3.5.2) l'ordre de grandeur du transport éolien sur la plage émergée est donc de $0.23 \text{ m}^3/\text{h}$ pendant cette saison (figure 6.6 b). Néanmoins, l'humidité, qui est un facteur majeur dans la remobilisation sédimentaire n'est pas prise en compte dans ce calcul, qui illustre donc un ordre de grandeur dont la marge d'erreur est aussi grande que la valeur annoncée.

6.4.2 La saison d'été

Du 3 mai au 21 août 2012, 14 typhons et tempêtes tropicales se sont succédés. Parmi eux, 8 événements ont été suivis par des mesures de la morphologie de la plage émergée avant et après la tempête. La réponse morphologique de la plage émergée face à chacun de ces 8 événements n'a pas été analysée dans le détail comme dans le chapitre 5 (échelle événementielle). Néanmoins, la dynamique des principaux marqueurs a été relevée. Ces marqueurs sont 1) les changements de volumes sableux (calculés à partir des différentiels de MNTs encadrant l'événement) sur le côté mer et le côté lagune de l'île barrière, 2) les variations *crosshore* du trait de côte et du pied de dune ainsi que 3) les variations du profil de plage.

Les compartiments dans lesquels sont calculés les volumes sableux côté mer et côté lagune sont illustrés sur les figures 6.1 et 6.8. Nous avons choisi la position finale de la crête de dune à la fin de cette saison pour délimiter ces deux compartiments. Ces volumes ne sont pas représentés dans le tableau récapitulatif 6.9 a) pour les levés incomplets comme par exemple, la campagne de mesure du 14 juin 2012 (voir le MNT de la campagne de mesure sur la figure 6.8).



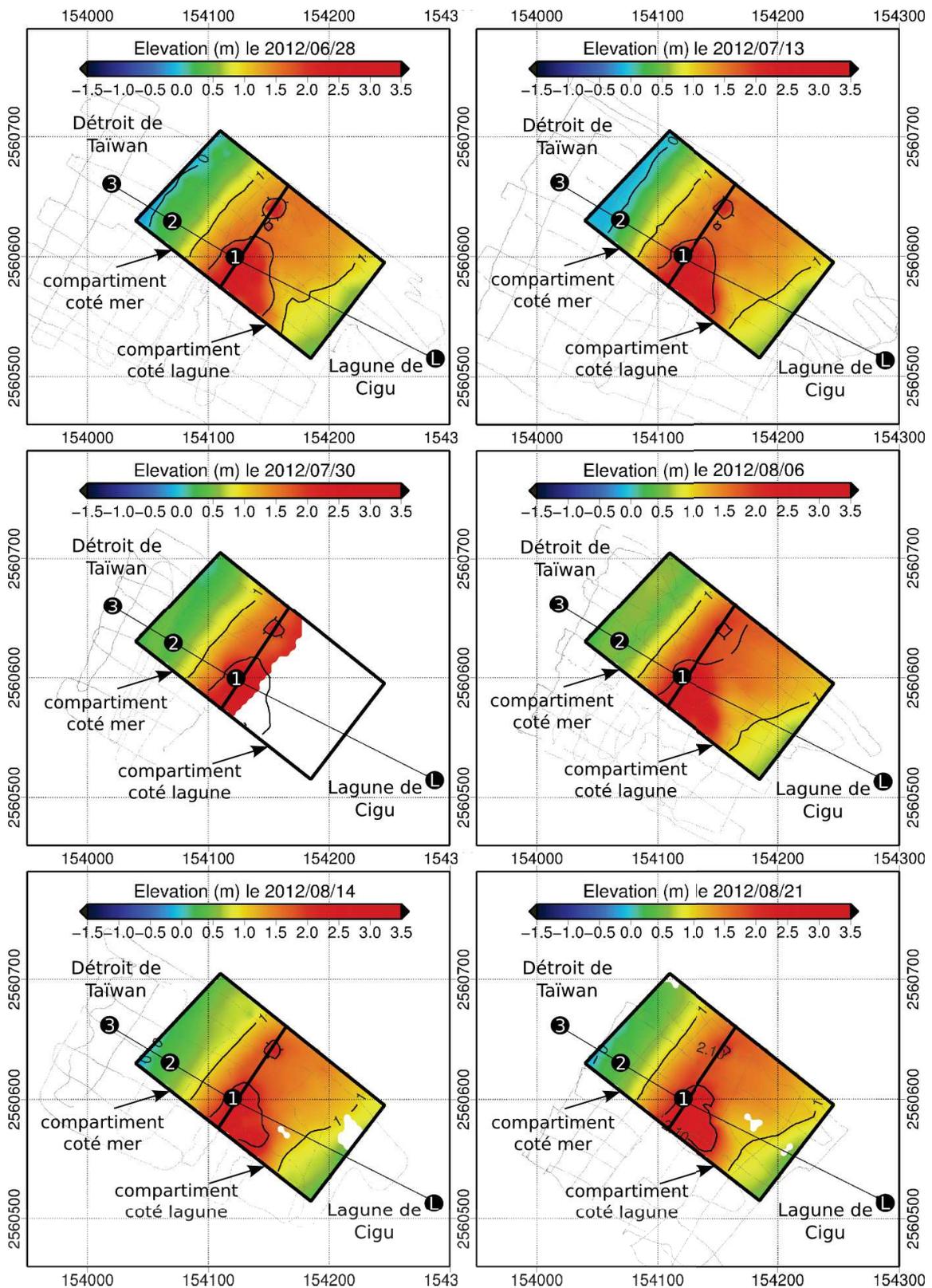
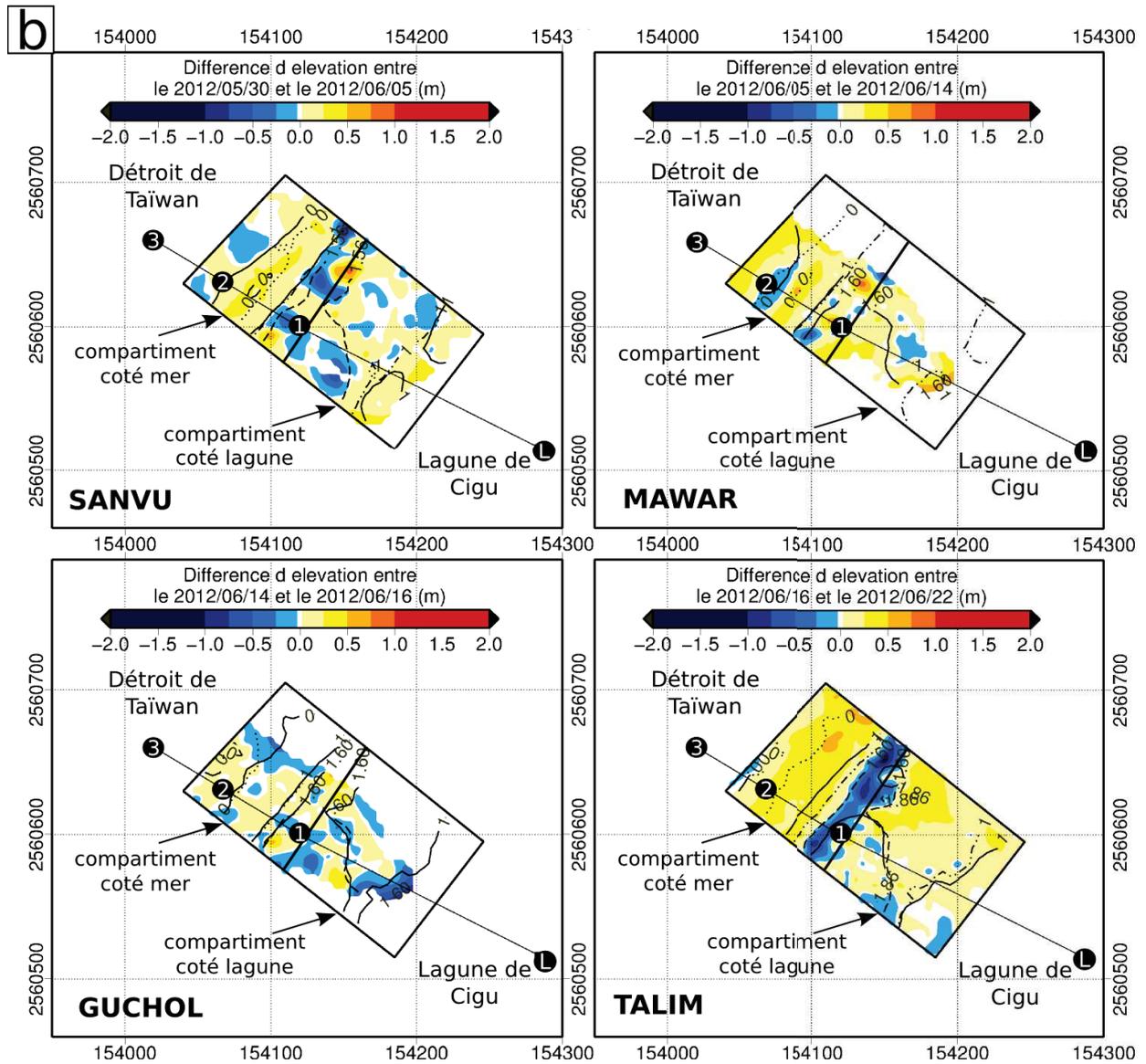


FIGURE 6.8 – Modèles numériques de terrain des levés réalisés pendant la saison 2012. Les numéros 1, 2 et 3 sont des repères visuels. Les petits points gris représentent les points de mesure D-GPS.

L'ÉCHELLE SAISONNIÈRE

a	Nom	Topo avant	Topo après	Trait de côte (m)	Pied de dune (m)	Volume front de plage (m ³ +/- 371)	Volume arrière barrière (m ³ +/- 550)	Volume total (m ³ +/- 973)
	sanvu	30 mai	5 juin	-0,66 vers la mer	0,78 vers la terre	578	798	1385
	mawar	5 juin	14 juin	0,21 vers la terre	-0,18 vers la mer	-	-	-
	guchol	14 juin	16 juin	-0,46 vers la mer	0,24 vers la terre	-	-	-
	talim	16 juin	22 juin	-7,99 vers la mer	6,69 vers la terre	1115	1194	2310
	doksuri	28 juin	13 juillet	-0,85 vers la mer	-0,8 vers la mer	-8	641	634
	vicente	13 juillet	30 juillet	0,75 vers la terre	1,5 vers la terre	1076	-	-
	Saola / Damrey	30 juillet	6 août	1,21 vers la terre	0,84 vers la terre	427	-	-



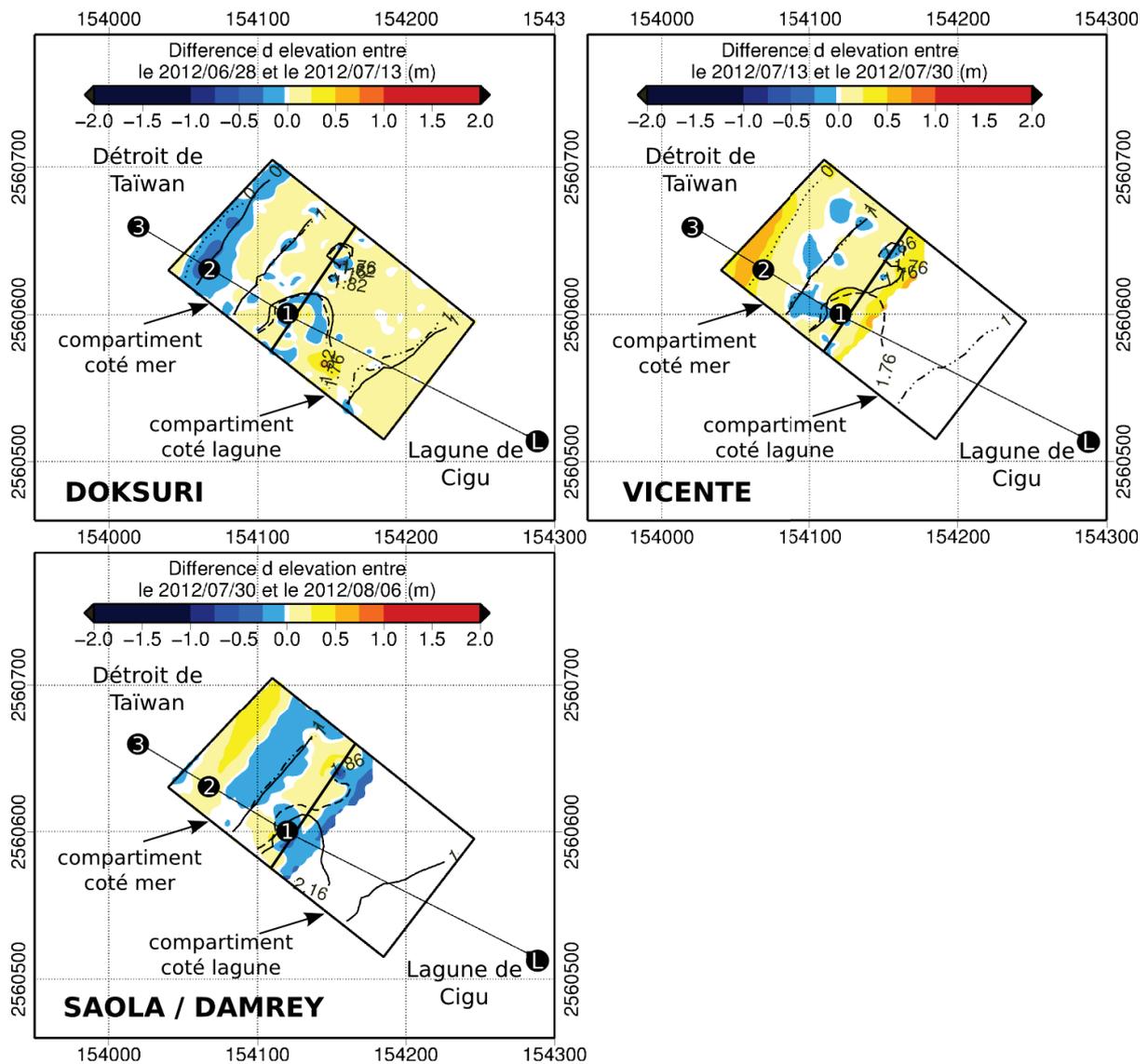


FIGURE 6.9 – Les événements de tempête observés pendant la saison d’été 2012. a) Récapitulatif des événements et des dates de levés topographiques utilisés pour caractériser l’impact de chacune des tempêtes sur la morphologie de la plage émergée. Dans ce tableau, sont reportés les changements de volume sur le côté mer, le côté lagune et la zone complète ainsi que les variations *crosshore* du trait de côte et du pied de dune. b) Les différentiels de MNTs pour chacune des tempêtes. Les isobathes de chacun des MNTs sont reportés sur la carte en pointillés (point pour l’isobathe 0 m, point/tiret pour l’isobathe 1 m et tiret pour le pied de dune) pour l’avant tempête et en traits pleins pour l’après tempête. Les numéros 1, 2 et 3 sont des repères visuels.

Pendant cette saison, on remarque que tous les événements de typhon ont engendré un dépôt plus ou moins important de sable sur la plage côté mer (figure 6.9). Cet engraissement régulier du front de plage (i.e de la zone subtidale au pied de dune, figure 6.10 a, $3174 \text{ m}^3 \pm 311 \text{ m}^3$) aboutit à un bilan sédimentaire saisonnier de $+3556 \text{ m}^3 \pm 912 \text{ m}^3$. Cette entrée de sable engendre la migration du trait de côte de 10.44 m vers la mer (figure 6.10 b).

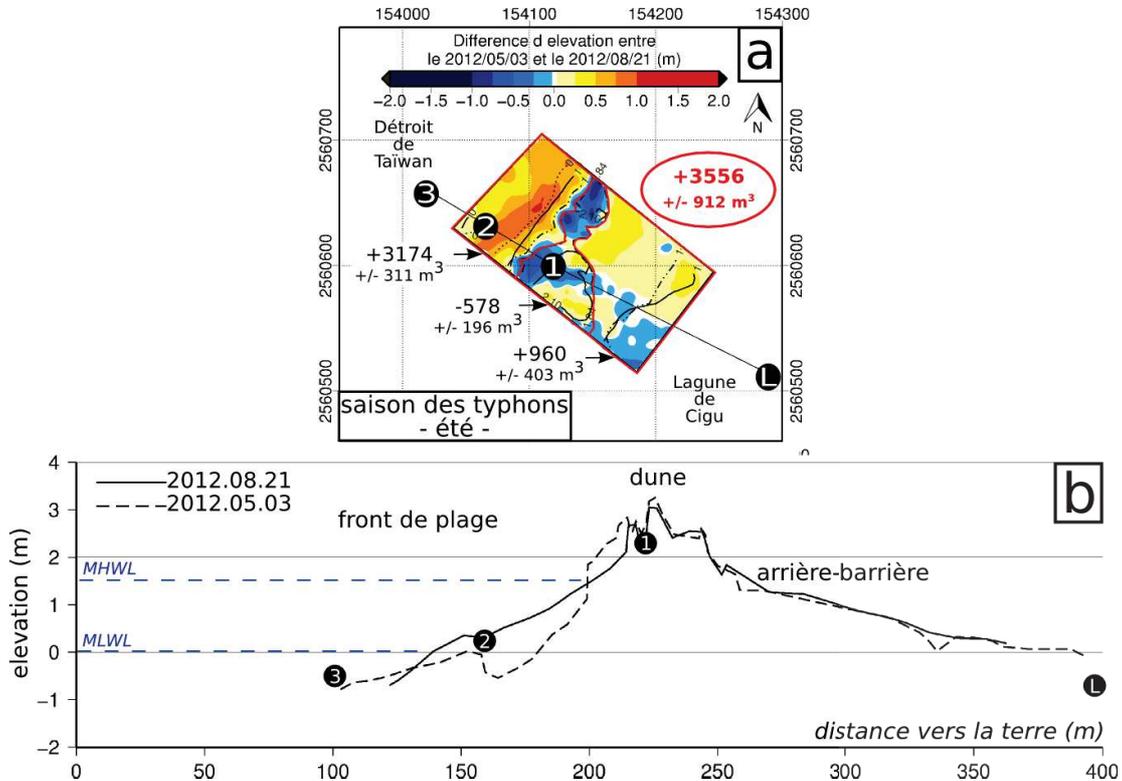


FIGURE 6.10 – Morphodynamique de la plage émergée pendant la saison des typhons 2012. a) MNT différentiel entre le 3 mai 2012 (début de l'été) et le 21 septembre 2012 (fin de l'été) avec les bilans sédimentaires calculés dans différents compartiments de la plage. Le bilan sédimentaire total est inscrit en rouge. b) Profil *crosshore* de la plage émergée du 3 mai 2012 et 21 septembre 2012.

On observe des barres sableuses dans la zone de battement de la marée sur le profil de plage. Ces barres sableuses rectilignes s'étendent sur les 110 m *longshore* de la zone étudiée et représentent des objets morphologiques de 30 à 50 cm de hauteur et 40 à 50 m de largeur environ (figure 6.11 b, c et d). Une à deux barres peuvent être présentes sur le profil de plage en même temps, l'une en zone subtidale et l'autre en zone intertidale. Ces objets morphologiques représentent donc des volumes sableux conséquents qui ne sont pas ou peu influencés par le jet de rive. Ce ne sont donc pas des barres de jet de rive, ni des barres d'avant-côte puisqu'elles évoluent dans la zone intertidale. Dans ce chapitre, ces barres sont donc nommées barres rectilignes intertidales d'après la typologie classiquement utilisée dans la littérature (Dronkers, 2005; Castelle et al., 2007; Sénéchal et al., 2009; Almar et al., 2010; Aleman et al., 2011). La fosse de lévigation représente la dépression topographique en avant de la barre subtidale dans laquelle l'action des vagues et des courants est encore présente. Lorsque la barre passe en domaine intertidale, cette fosse se transforme en chenal dans lequel l'eau et les sédiments s'écoulent lorsque la marée redescend (voir les figures 6.11 b et c pour la fosse de lévigation et 6.11 d pour le chenal).

De la zone subtidale vers la zone supratidale, on observe un cycle de remontée de ces

barres sableuses. Ce cycle s'étale sur sept semaines et se termine après la destruction et la redistribution, sur la plage émergée, du stock de sable contenu dans les barres (figure 6.11 a).

La première barre a été observée le 3 mai 2012 à la limite de la zone subtidale et intertidale (figure 6.11 a). Entre le 3 et le 30 mai, cette barre a migré vers la zone intertidale à la vitesse de 0.48 m/j. On observe ainsi l'arrivée d'une nouvelle barre en bas de la zone subtidale le 30 mai. La tempête Sanvu entre le 30 mai et le 5 juin va faire migrer ces deux barres vers le haut de plage à des vitesses de 2.5 m/j pour la barre en zone subtidale et 1 m/j pour la barre en zone intertidale. Ces deux barres vont ensuite être détruites lors de la tempête Mawar pour aboutir à un profil de plage concave et sans barre. Le passage de la tempête Guchol n'aura que peu d'effet sur le profil de plage alors que le passage de la tempête Talim va redistribuer le stock sédimentaire et lisser complètement le profil de plage (pour plus de détails sur la réponse morphologique de la plage émergée au passage de la tempête Talim, voir le chapitre 5).

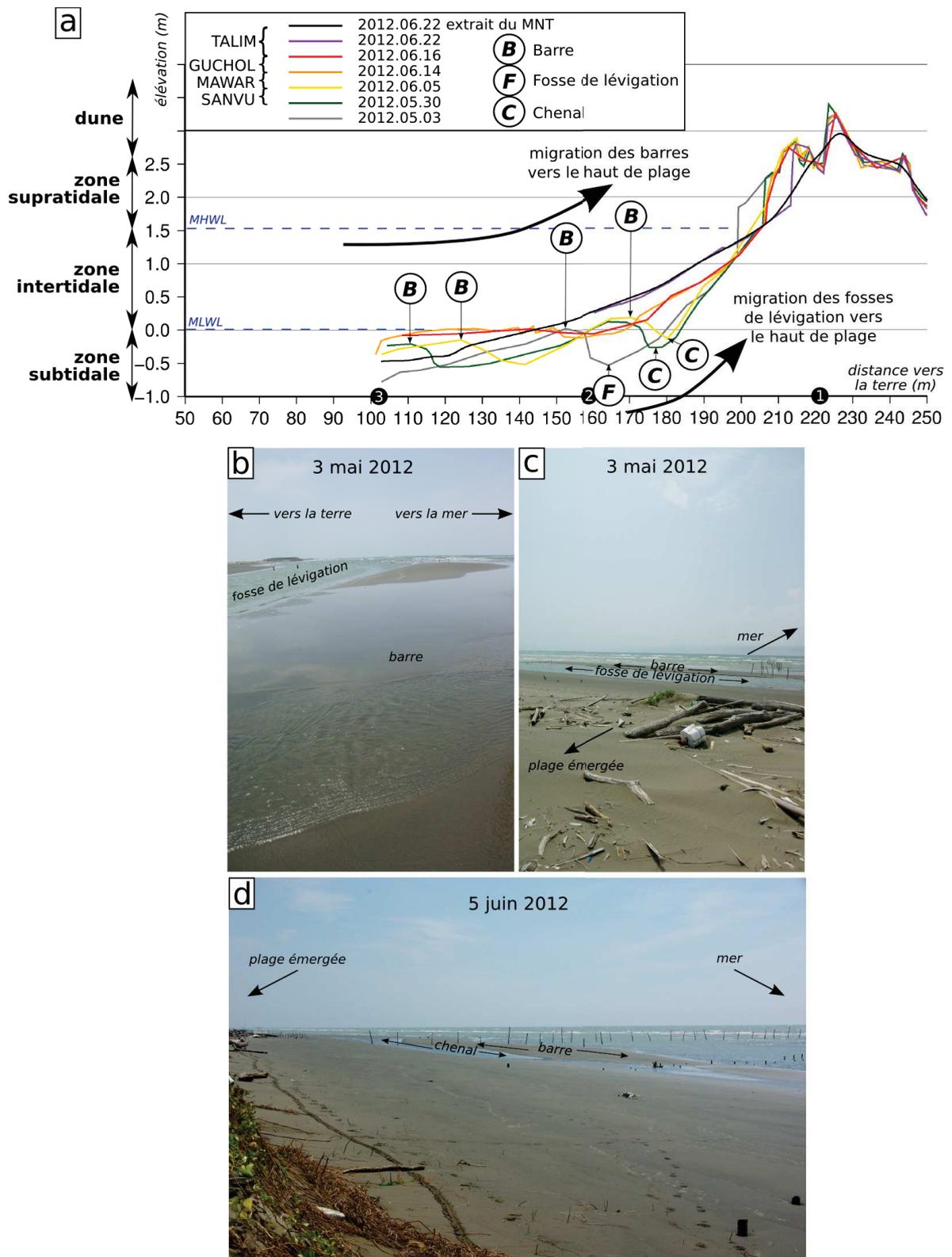


FIGURE 6.11 – Cycle de remontée des barres intertidales vers le haut du profil de plage du 3 mai au 22 juin 2012. a) Profils *crosshore*. b, c et d) Photographies de terrain des barres sableuses.

Au cours de cette saison, la dune est érodée par les tempêtes successives ($-578 \text{ m}^3 \pm 196 \text{ m}^3$) et le pied de dune recule de 15.06 m vers la terre. La brèche créée lors de la tempête Talim a également changé la forme de la dune laissant un îlot de dune au nord. Cet îlot isolé du reste de la dune représente un objet morphologique d'environ 2.6 m de haut et 20 m de diamètre fragilisé par la submersion ou l'inondation (Sallenger, 2000) lors des tempêtes (figure 5.7 b et c). Cet îlot est donc érodé au cours du temps mais reste présent à la fin du mois d'août (figure 6.8).

L'arrière barrière est également engraisée de $+960 \text{ m}^3 \pm 403 \text{ m}^3$. Pendant cette saison d'été, aucun transport de sable éolien sur l'arrière barrière ne peut avoir lieu du fait des conditions de vent trop faible entre deux tempêtes et des pluies intenses pendant les événements de tempête.

6.4.3 Le bilan annuel

Après une année, on mesure un recul du trait de côte de 18.5 m avec un recul intense vers les terres pendant l'hiver (28.9 m) et une migration vers la mer pendant l'été (10.44 m) (figure 6.12 d). Le front de dune est érodé tout au long de l'année avec un recul final du pied de dune de 29.6 m vers la terre (figure 6.12 c et d). La dune perd ainsi $1838 \text{ m}^3 \pm 328 \text{ m}^3$ de sable. Au niveau de la dune bien établie (hauteur de crête de dune maximale le long du profil *crossshore*), la crête de dune n'est pas érodée. L'arrière barrière est engraisée tout au long de l'année et gagne $+2609 \text{ m}^3 \pm 392 \text{ m}^3$ de sable.

Le bilan sédimentaire final met en évidence une perte de $1439 \text{ m}^3 \pm 912 \text{ m}^3$ de sable qui illustre une sortie de sédiment en dehors de la zone étudiée.

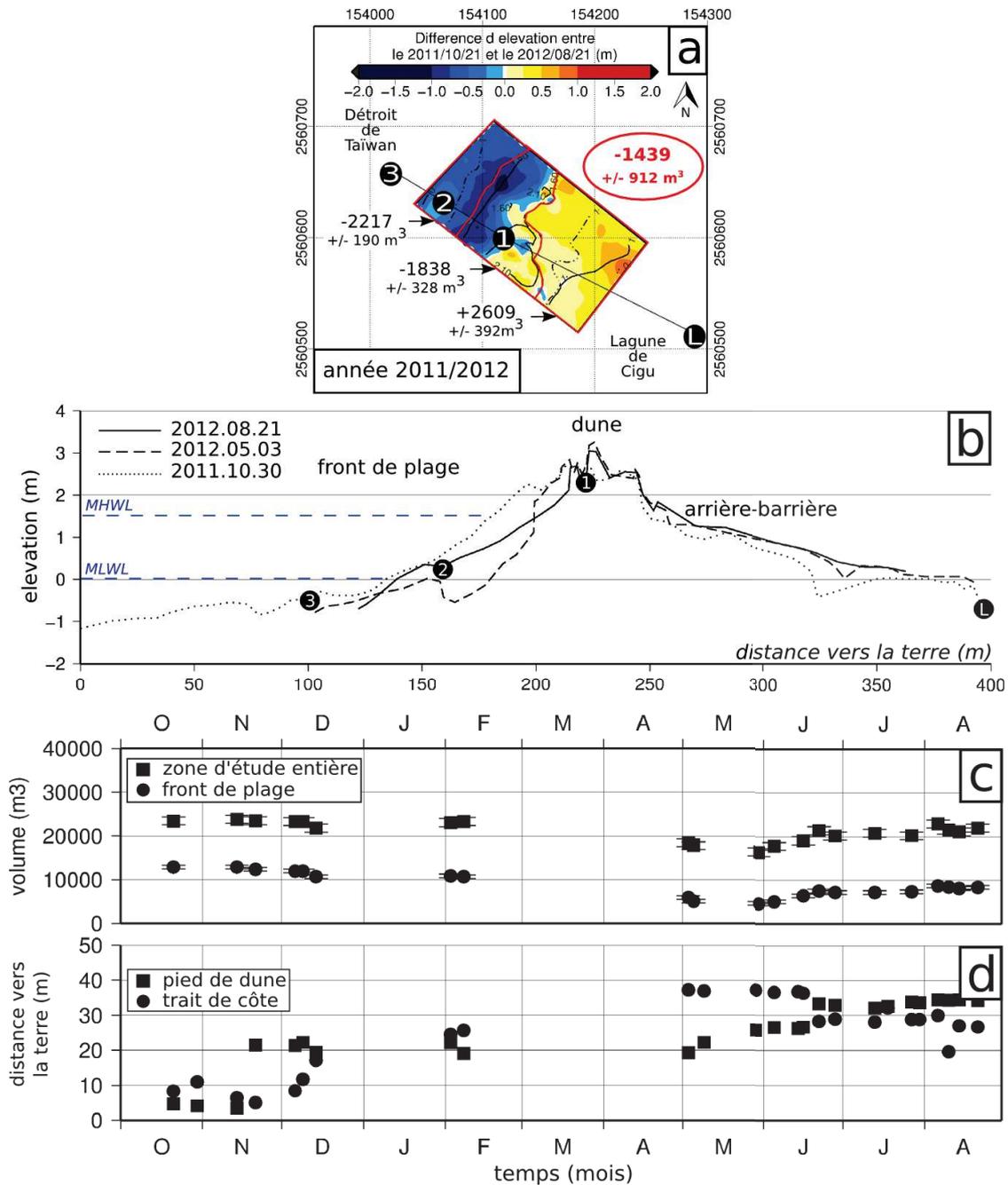


FIGURE 6.12 – Morphodynamique de la plage émergée pendant l’année 2011/12. a) MNT différentiel entre le 21 octobre 2011 (début de l’hiver) et le 21 septembre 2012 (fin de l’été) avec les bilans sédimentaires calculés dans différents compartiments de la plage. Le bilan sédimentaire total est inscrit en rouge. b) Profil *crosshore* de la plage émergée entre les deux levés utilisés pour construire le différentiel de MNT a). c) Variations des volumes du front de plage et de toute la plage émergée sur entre octobre 2011 et août 2012. c) Variations *crosshore* de proxys entre octobre 2011 et août 2012.

6.5 Discussion

6.5.1 Les groupes de tempêtes

Nous avons vu dans le chapitre 5 que beaucoup d'études sont focalisées sur la morphodynamique d'un événement de tempête unique. Néanmoins, Ferreira (2005) souligne le manque de littérature sur l'impact des groupes de tempêtes sur les littoraux. Il met en évidence l'effet cumulatif des tempêtes de petite énergie sur les côtes Portugaises. Ainsi, plusieurs petites tempêtes peuvent avoir un effet cumulé bien plus important sur le littoral qu'une unique tempête extrême. Plus précisément, il montre qu'un groupe de deux tempêtes générant des hauteurs de vagues au large inférieures à 6 m aura un impact morphologique cumulé plus important qu'une seule tempête extrême générant des vagues de 10 m au large environ. Un groupe de trois tempêtes générant des vagues inférieures à 6 m au large peut également avoir plus d'impact qu'une seule tempête générant des vagues d'environ 11 m au large.

Dans notre cas, nous avons vu que les tempêtes se succèdent tout au long de la saison de mousson formant ainsi des groupes de tempêtes. Ferreira (2005) appelle un groupe de tempêtes une succession d'au moins 2 tempêtes (hauteur de vague au large < 6 m) sur une période de moins de 21 jours entre les pics des tempêtes. Sur notre site, nous observons des tempêtes modérées générant des H_s au large comprises entre 2 et 3 m ainsi que des tempêtes faibles générant des H_s au large comprises entre 1 et 2 m. On mesure ainsi de 3 à 7 tempêtes par mois (sur l'année 2011/2012) :

- octobre : 1 tempête modérée et 3 tempêtes faibles
- novembre : 1 tempête modérée et 3 tempêtes faibles
- décembre : 6 tempêtes modérées et 1 tempête faible
- janvier : 7 tempêtes modérées
- février : 3 tempêtes modérées et 2 tempêtes faibles
- mars : 2 tempêtes modérées et 2 tempêtes faibles

Les deux mois les plus intenses sont donc les mois de décembre 2011 et janvier 2012 où se succèdent les tempêtes les plus intenses et les plus nombreuses.

Malheureusement, nous ne pouvons pas quantifier l'impact d'un groupe de tempêtes en particulier compte tenu de la fréquence dans le temps des levés topographiques qui est trop faible pendant cette saison. Un levé par semaine ne suffit pas à encadrer chacun des groupes de tempêtes. De plus, les levés topographiques pendant cette période ont été réalisés régulièrement dans le temps mais non programmés spécialement pour encadrer ces groupes de tempêtes.

Néanmoins, Lee et al. (1998) montrent que la succession de groupes de tempêtes (minimum 2 tempêtes dont les hauteurs de vagues générées au large sont supérieures à 4 m) va avoir un effet cumulatif sur le profil de plage. Ainsi, le premier groupe va remettre du sédiment en suspension et créer de nouvelles formes morphologiques. Par la suite, ces stocks de sable nouvellement déposés vont être plus facilement mobilisables par le second groupe de tempêtes et ainsi de suite. Dans notre cas, la succession intense de groupes de tempêtes (de 4 à 7 tempêtes/mois) tout au long de la saison (et encore plus intensément entre les mois de décembre 2011 et février 2012), aboutit à un bilan sédimentaire saisonnier (en valeur absolue) aussi important que celui de la saison de typhons (respectivement -4995 m^3 +/- 912 m^3 en hiver et $+3556 \text{ m}^3$ +/- 912 m^3 en été). En terme de mouvements sédimentaires, il y a donc autant de changements morphologiques de la plage émergée lors de la saison de mousson (contrôlés par les groupes de tempêtes faibles et modérées) que lors de la saison d'été (contrôlés par les tempêtes extrêmes).

6.5.2 La remontée des barres intertidales vers le haut du profil de plage

Comme décrit dans le paragraphe précédent, Lee et al. (1998) démontrent que le sable nouvellement déposé par un groupe de tempêtes est plus facilement mobilisable par le groupe de tempêtes suivant. La succession rapide des tempêtes dans le temps empêche en effet la compaction du sable et la stabilisation du profil qui a normalement lieu pendant les périodes inter-tempêtes. Ainsi, le premier groupe de tempêtes va classiquement remettre en suspension du sable qui peut potentiellement être transporté vers la mer pour former une barre sableuse (Komar, 1998). Cette barre nouvellement formée va donc être plus facilement déplacée et/ou remodelée par les groupes de tempêtes suivants.

Masselink et al. (2011) observent la migration, vers le haut de plage, d'une barre intertidale pendant un événement de tempête ayant généré des hauteurs de vagues de 3.6 m au large. Cette barre intertidale migre vers la terre pendant la tempête tant que le chenal en avant de la barre est présent. A partir du moment où ce chenal est comblé, la crête de barre commence à être érodée. Un processus de rétroaction se met alors en place entre la submersion de la barre et l'érosion de la crête : plus la crête de barre est érodée, plus le taux de submersion de la barre par les vagues augmente, et réciproquement jusqu'à la destruction complète de la barre. Dans ce chapitre, nous avons observé la migration vers la terre des barres intertidales, contrôlée par des événements de tempêtes faibles à extrêmes lors des premiers mois d'été 2012 (mai à juin). Plus précisément, nous avons mesuré la migration de deux barres (subtidale et intertidale) vers le haut de plage jusqu'à leur complète destruction, la redistribution des stocks sédimentaires sur la plage émergée et l'aplanissement du profil. Ce cycle apparaît être principalement contrôlé par un groupe de tempêtes ayant généré des vagues de hauteur significative au large de plus en plus fortes, allant de moins de 2 m à plus de 10 m. Les tempêtes faibles ($H_s \leq 2$ m au large) ont fait migrer les barres vers le haut de plage alors que les tempêtes plus fortes ($H_s \geq 3$ m) les ont détruites (comblement du chenal et érosion de la crête des barres qui aboutissent à un profil de plage concave). Le profil a finalement été complètement lissé lors de la dernière tempête du groupe, la plus extrême (Talim, $H_s \geq 10$ m).

La succession sur une courte période (7 semaines) d'un groupe de tempêtes aux conditions de forçages de vagues croissant, a donc eu pour effets de 1) faire migrer les barres vers le haut de plage, 2) détruire ces barres pour 3) redistribuer le sédiment sur la plage émergée et lisser le profil de plage. Comme déjà décrit par plusieurs auteurs (Morton et al., 1995; Aagaard et al., 2005; Roberts et al., 2013), ces barres déjà présentes en mai 2012, sont le résultat de la mise en place du processus de recouvrement de la plage lors des conditions de temps calme qui ont eu lieu au mois d'avril et mai 2012.

De la formation des barres en zone subtidale à l'engraissement de la plage émergée, ce cycle de migration des barres apparaît comme un agent d'accrétion de la plage émergée pendant la saison des typhons et met en évidence la rétroaction existante entre la morphologie et l'hydrodynamique. Dans ce chapitre, l'impact morphologique d'une tempête extrême apparaît être aussi dépendant des conditions de vagues au large que du profil morphologique laissé en héritage par les tempêtes antérieures.

Ce rôle de l'héritage morphologique dans la caractérisation de la réponse morphologique d'une plage sableuse face à une tempête est aujourd'hui très étudié. La thèse de Grasso (2009) montre, via un modèle analogique dans un canal à houle, que la morphologie initiale du site est un facteur important dans la prédiction des changements morphologiques de l'avant-côte et du

haut de plage. Plus spécifiquement à la dynamique des barres sableuses, Almar et al. (2010) soulignent qu'une barre ne peut pas être étudiée séparément des autres barres du système. Ils montrent ainsi que la dynamique d'une barre intertidale est dépendante de la dynamique et de la morphologie de la barre interne elle-même dépendante de la dynamique et de la morphologie de la barre externe. La formation, la forme et l'évolution spatiale de chacune des barres du système est donc dépendante des conditions hydrodynamiques (marée, niveau d'eau, hauteur et énergie des vagues) mais également de l'héritage morphologique du site. Il existe donc des interactions et rétroactions permanentes entre les différentes morphologies du système. Ces conclusions sont également valables dans ce chapitre d'étude de l'impact des tempêtes extrêmes sur une île barrière en domaine mésotidale où, le profil de plage hérité d'une tempête va jouer un rôle majeur dans la dynamique des barres intertidales, et donc dans la réponse morphologique de la plage émergée.

6.5.3 L'érosion pendant la saison de mousson versus l'accrétion pendant la saison des typhons

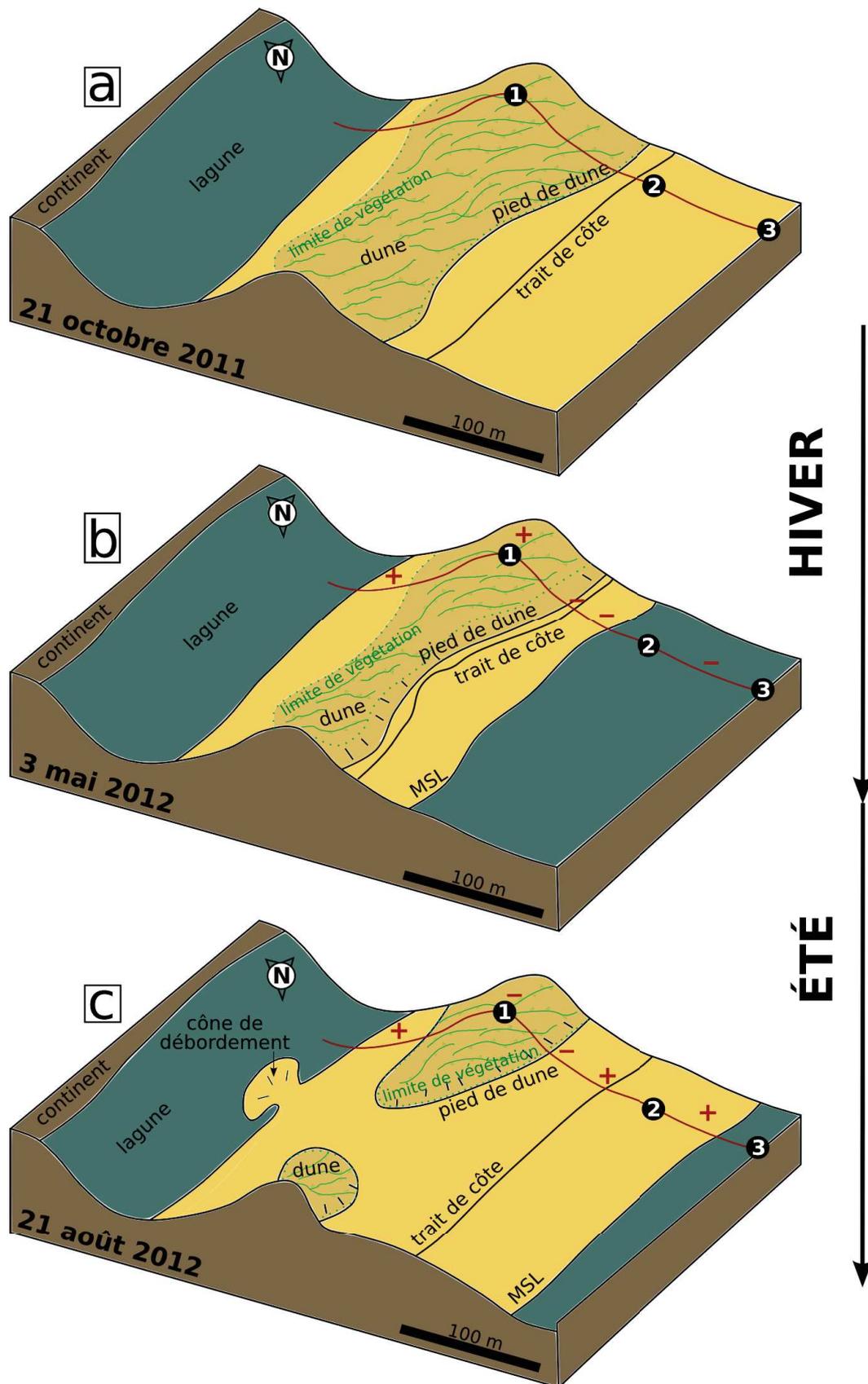


FIGURE 6.13 – Schéma des changements morphologiques de la plage au cours des saisons de mousson et de typhons 2011/12. a) Schéma de la plage émergée avant la saison d’hiver puis b) après la saison d’hiver et enfin c) après la saison d’été. Le profil rouge ainsi que les numéros 1, 2 et 3 sont des référentiels visuels. Les + et - rouges représentent respectivement les zones d’accrétion et d’érosion.

22 à 25 tempêtes tropicales/typhons traversent le bassin Nord-Ouest Pacifique chaque année. 6 à 8 typhons par an en moyenne passent à proximité ou traversent l'île de Taïwan (Lin, 2013; Zhang et al., 2013). L'année 2012 comptabilise 23 événements de tempêtes tropicales/typhons dans le bassin et 14 événements mesurés sur le site d'étude qui ont donc un impact direct potentiel sur Taïwan.

L'étude présentée dans ce chapitre montre que, contrairement à ce qui était attendu, les typhons peuvent donc être des agents d'engraissement de la plage. La saison des typhons 2012 apparaît ainsi comme une période de ré-engraissement du front de plage. Nous avons vu que l'héritage morphologique et la fréquence des événements peuvent être des facteurs importants à prendre en compte dans la prédiction des changements morphologiques de la plage émergée. Étant donné la fréquence relativement exceptionnelle des typhons cette année là, nous ne sommes pas en mesure de caractériser l'impact morphologique sur la plage émergée d'un seul et unique événement extrême qui pourrait potentiellement avoir un impact très érosif sur le profil de plage. La saison 2012 apparaît donc comme une saison de reconstruction de la plage mais ces résultats demandent à être renouvelés lors d'une autre saison de typhons où la fréquence des événements est moindre.

Inversement, la saison de mousson 2011 apparaît comme une saison d'érosion intense du front de plage (figure 6.13). Finalement, à l'échelle annuelle, le bilan des mouvements du trait de côte montre un recul de 18.5 m vers l'intérieur des terres. Néanmoins, à cette échelle de temps, nous ne sommes pas en mesure de savoir si le profil de plage annuel est le résultat cumulé des variations saisonnières ou si il existe des processus à plus long terme régissant la dynamique générale de la barrière. Certain (2002) montre dans sa thèse que l'échelle annuelle est une échelle transitoire peu représentative. L'échelle saisonnière illustre des changements morphologiques caractéristiques d'une période, par exemple, la mousson ou la période des typhons. Ces modèles morphodynamiques reproductibles dans le temps sont représentatifs d'un type de climat. L'échelle annuelle n'est finalement que le résultat de la balance entre ces deux saisons. Par exemple, si l'intensité des tempêtes augmente pendant la saison de mousson, alors le recul annuel du trait de côte sera probablement amplifié. L'échelle annuel dépend donc du poids de chacune des saisons dans la balance d'une année et ne représente finalement pas une morphodynamique reproductible dans le temps. Pour caractériser la morphodynamique de l'île barrière à l'échelle de l'année il faudrait finalement augmenter l'échelle de temps étudiée et regarder l'évolution du trait de côte sur plusieurs années.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Sommaire

6.6	Les principaux résultats	146
6.6.1	L'échelle instantanée	146
6.6.2	L'échelle événementielle	148
6.6.3	L'échelle saisonnière	150
6.6.4	L'échelle annuelle	151
6.6.5	L'échelle décennale	151
6.7	Bilan	154
6.8	Les perspectives	156

6.6 Les principaux résultats

L'un des enjeux majeurs des géosciences est de réussir à prédire les périodes de retour des processus extrêmes. Que ce soit pour les crues, les tempêtes, les tsunamis, les séismes ou les glissements de terrain, les problématiques de prédiction de leurs impacts et de leurs périodes de retour, sont identiques.

Dans le domaine de la sismotectonique par exemple, un cycle sismique comprend la durée d'accumulation des contraintes, le temps du séisme qui est un relachement brutal d'une partie des contraintes, ainsi qu'une période post-sismique où les contraintes sont relaxées. On entre dans le cycle sismique suivant lorsque le système se bloque à nouveau et que les contraintes recommencent à s'accumuler. La période de retour des séismes correspond au temps de récurrence. Ces temps de récurrence peuvent être de plusieurs siècles. Comme le montre l'actualité avec le récent séisme de magnitude 7.9 qui a eu lieu au Népal le 25 avril 2015, la prédiction en terme de taille et de temps d'occurrence des séismes, est un enjeu majeur pour la protection des populations. Comme dans l'étude présentée ici, à travers l'observation d'un événement très court terme (échelle instantanée), les sismotectoniciens cherchent donc à caractériser la probabilité d'occurrence sur le long terme (échelle pluri-centennale).

Dans le domaine de la morphologie littorale, l'impact d'une tempête peut avoir des effets extrêmement importants autant sur les systèmes naturels que sur les aménagements humains. Mais, contrairement au domaine de la sismotectonique, la récurrence des tempêtes est beaucoup plus courte. Il est donc plus facile d'observer la récurrence des événements de tempêtes marines puisque leur période de retour est mesurable sur des périodes allant de quelques jours à plusieurs dizaines d'années maximum.

Dans ce travail de thèse, les processus court-terme (échelles instantanée, événementielle) ont été étudiés et quantifiés avec précision afin de caractériser la dynamique morphologique d'une plage sableuse lorsqu'elle est soumise à des forçages extrêmes. Cette quantification précise des processus et des mécanismes a permis d'une part, d'apporter un jeu de mesures inédit dans la littérature et d'autre part, de caractériser la morphodynamique d'une plage soumise à des forçages extrêmes en comparaison avec des systèmes soumis à des tempêtes plus modérées. La seconde étape de cette thèse a été de suivre ces mécanismes sur des périodes plus long terme. Ce suivi aux échelles saisonnière et annuelle visait à caractériser la reproductibilité de ces processus dans le temps.

6.6.1 L'échelle instantanée

La réponse morphologique de la zone de jet de rive face à la tempête extrême Talim (juin 2012, $H_s = 10.34$ m avec des périodes de 14.6 s au large et $H_s = 2.3$ m avec des périodes de 13.4 s en avant-côte) conduit à une élévation du lit sableux de 14.6 cm (figure 6.14).

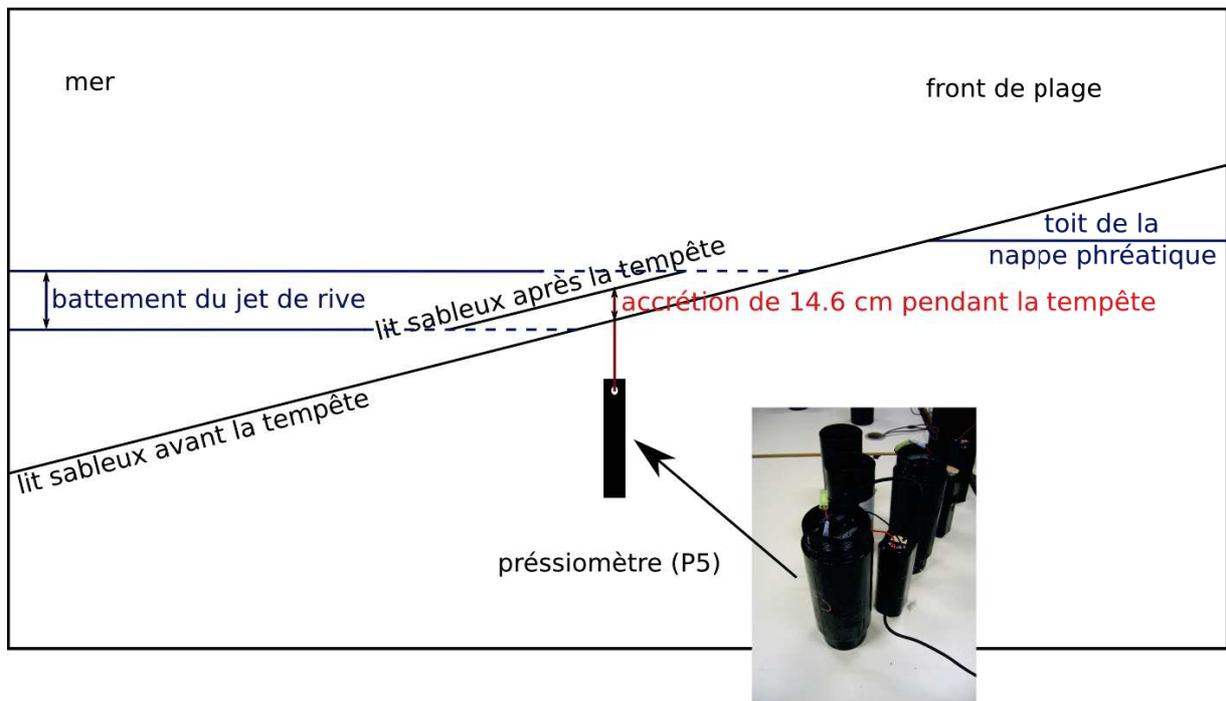


FIGURE 6.14 – Schéma récapitulatif de l'accrétion de la zone de jet de rive mesurée par le pressiomètre P5 lors de la tempête Talim en juin 2012.

Cette accrétion de la plage est plus rapide pendant des phases de montant et de tombant de tempête, alors que la zone est soumise à la dynamique de jet de rive que pendant l'apex de la tempête, alors que la zone est soumise à la dynamique de surf (0.19 cm/h). A l'échelle instantanée, l'analyse des variations de l'élévation du lit sableux et de la surface libre de l'eau nous a permis de montrer que ce sont les vagues de jet de rive homogènes en amplitude et en durée qui génèrent le plus d'accrétion (3.02 cm/h au montant de tempête). Les vagues plus hétérogènes (une vague qui transporte plusieurs vagues de jet de rive qui se succèdent et se rencontrent) pendant le tombant de tempête génèrent une grande variabilité de changements morphologiques instantanés et donc, une accrétion moyenne plus lente (0.23 cm/h). Seule la phase de fin du tombant de tempête et de retour aux conditions normales est érosive à des vitesses de -0.39 cm/h (figure 6.15).

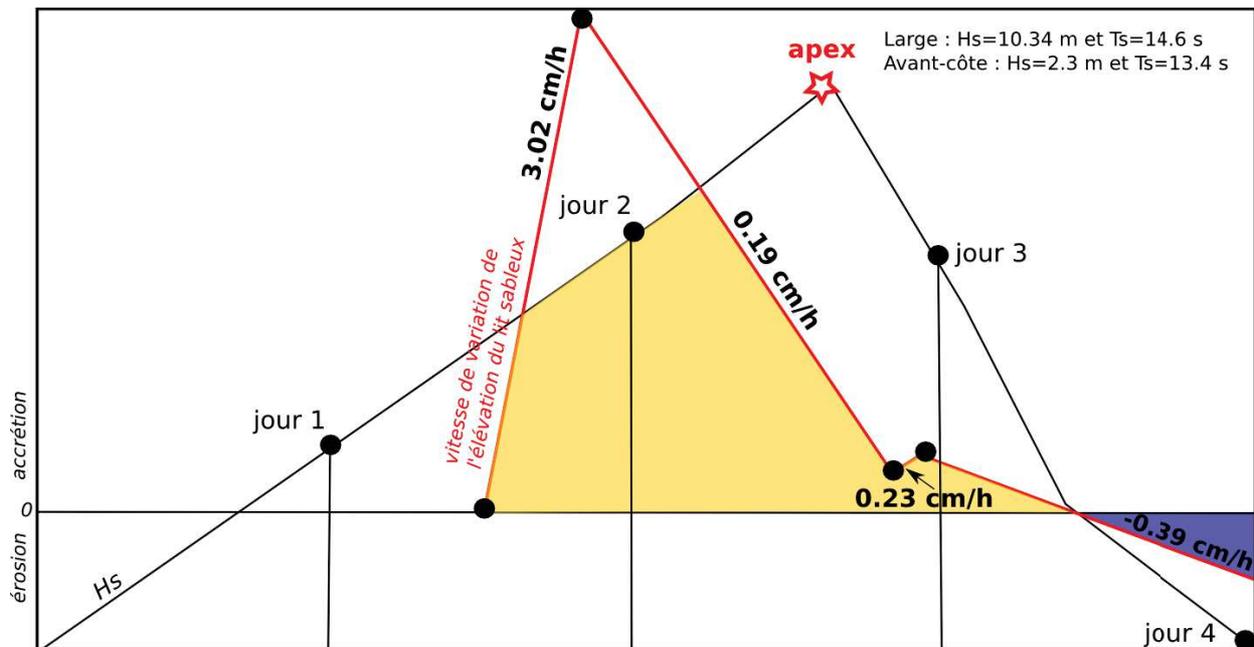


FIGURE 6.15 – Schéma récapitulatif des variations de l'élévation du lit sableux au dessus du capteur (P5) tout au long de la tempête Talim, juin 2012.

Cette caractérisation des régimes d'accrétion/érosion pendant les différentes phases de la tempête n'aurait pas été possible sans le jeu de données haute résolution que nous avons obtenu grâce au déploiement de pressiomètres enfouis dans le sable (mesure en continu à la fréquence de 5 Hz). Seules les études de Blenkinsopp et al. (2011) et Turner et al. (2009) ont employé les mêmes méthodologies de terrain mais seulement lors de temps calmes sur quelques cycles de marées. L'étude de Blenkinsopp et al. (2011) évoque ainsi une variation totale d'élévation du lit sableux inférieure à 10 mm à la fin d'un cycle complet de marée avec des variations instantanées maximum de 43 mm. Des changements comparables de l'élévation du lit sableux ont pu être observés dans d'autres études *in-situ* (Turner et al., 2009), des modèles analogiques (Baldock et al., 2005) ou des modèles numériques (Brocchini and Baldock, 2008). Tous ces changements morphologiques restent bien moins rapides que ceux observés sur notre site lors de la tempête tropicale Talim.

Notre analyse souligne la difficulté de déterminer les évolutions long terme (à l'échelle de plusieurs heures) à partir de la succession des événements de jet de rive car ils peuvent induire des changements bien plus importants voir opposés à la tendance moyenne. Le travail de terrain réalisé dans le cadre de cette thèse a également permis l'acquisition d'un jeu de données de la morphologie de la plage émergée juste avant et après cette tempête (levés D-GPS, résolution centimétrique). Basée sur ces mesures, la réponse morphologique de toute la plage émergée a pu être caractérisée et quantifiée avec précision.

6.6.2 L'échelle événementielle

La réponse de la plage émergée à ces conditions de forçages extrêmes montre des changements morphologiques attendus et inattendus.

D'une part, on observe l'érosion du front de dune (régime de collision dans le modèle de Sallenger, 2000), le dépôt de sable sur le haut de dune, l'arrière barrière et la lagune sous forme d'un cône de débordement (régime de submersion), ainsi que la mise en place d'une brèche dans

la dune (régime d'inondation). On retrouve donc sur notre site d'étude à Taiwan des changements morphologiques déjà observés sur d'autres sites dans le monde soumis à des tempêtes modérées (Komar, 1998) comme à des tempêtes extrêmes (Plant and Stockdon, 2012; Masselink and van Heteren, 2014).

D'autre part, on observe également une entrée de $1920 \text{ m}^3 \pm 1071 \text{ m}^3$ de sable et donc, un engraissement de la plage émergée dont un dépôt significatif de sable sur le haut du profil de plage. Le processus d'accrétion de la zone de jet de rive mesuré en un point de la plage à l'échelle instantanée décrit le mécanisme d'engraissement de la plage émergée observé à l'échelle événementielle.

Dans la littérature, ce processus est plus généralement attribué à des phases de reconstruction de la plage après des événements de tempêtes modérées (Aagaard et al., 2005) ou extrêmes (Wang et al., 2006; Fritz et al., 2007; Claudino-Sales et al., 2008; Roberts et al., 2013). Seule une étude exposée lors du Congrès ICCE de Séoul en 2014 (Tapia et al., 2014) montre un engraissement de la plage sub-aérienne en réponse à un ouragan dans le golfe du Mexique. Cette accrétion est attribuée à la présence d'un récif corallien protecteur en avant-côte. Dans notre cas, ce sont les barres d'avant-côte qui pourraient jouer ce rôle de protection de la plage émergée.

Dans ce travail, nous avons donc décrit et quantifié avec précision l'impact strict d'un événement de tempête extrême sur la plage émergée (figure 6.16). Certains mouvements sableux valident les modèles conceptuels déjà décrits dans la littérature (Komar, 1998; Short, 1999; Sallenger, 2000; Plant and Stockdon, 2012; Masselink and van Heteren, 2014) et d'autres sont inédits.

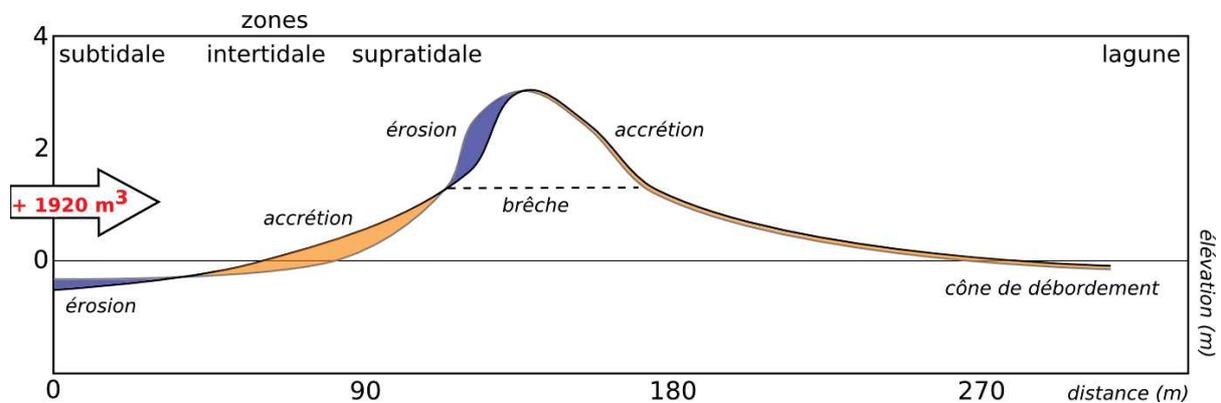


FIGURE 6.16 – Schéma récapitulatif de la réponse morphologique de la plage émergée face aux forçages météo-marins extrêmes générés pas la tempête Talim, juin 2012.

En comparaison avec les changements morphologiques mesurés sur les plages de la côte Est des Etats-Unis soumises à des forçages extrêmes similaires générés par les ouragans, l'impact de la tempête Talim sur notre site d'étude semble donc partiellement différent. Même en condition de tempête extrême, les forçages météo-marins ne semblent donc pas être les seuls agents contrôlant la réponse morphologique d'une plage sableuse.

Dans ce contexte, l'étude de la morphodynamique de la plage émergée à l'échelle temporelle supérieure (saisonnnière) nous permet de montrer que le profil hérité joue également un rôle très important.

6.6.3 L'échelle saisonnière

Le lissage du profil de plage pendant la tempête Talim semble incarner la phase finale d'un cycle morphologique observé dans la zone intertidale. Ce cycle semble contrôlé par la succession dans le temps de tempêtes aux conditions de forçages de vagues croissants. Ces tempêtes successives de plus en plus fortes ont fait migrer étape par étape, les barres intertidales vers le haut de plage. Finalement, la dernière tempête du cycle la plus forte, a détruit ces barres et redistribué le stock de sable sur la plage émergée en lissant le profil. C'est la succession de ces tempêtes sur une durée de temps relativement courte (7 semaines) qui a permis ce cycle de remontée des barres intertidales. Le profil hérité laissé par les tempêtes antérieures semble donc jouer un rôle majeur dans la réponse morphologique de la plage face à des tempêtes extrêmes.

Néanmoins, la redistribution du sable des barres intertidales sur le haut de plage n'explique pas l'entrée de sable dans le système. En effet, le bilan sédimentaire de la saison des typhons est positif ($+3556 \text{ m}^3 \pm 912 \text{ m}^3$) et illustre une tendance à l'engraissement et à la reconstruction de la plage émergée. L'analyse de l'impact morphologique de chacune des tempêtes extrêmes de la saison a montré une large diversité (en terme de déplacement de sable) des réponses morphologiques. Parmi elles, la tempête Talim apparaît comme un événement ayant généré une réponse morphologique de la plage émergée inédite et en partie exceptionnelle. Cet événement ne peut donc pas être utilisé et extrapolé dans le temps dans le but de prédire l'évolution long terme du système. La quantification des mouvements de volumes sableux sur la saison ne se réduit finalement pas à la multiplication des bilans sédimentaires observés pour un événement comme la tempête Talim, par le nombre de tempêtes extrêmes observées sur la saison. Notre étude démontre donc que ces observations faites à court-terme (une tempête) ne sont, dans ce cas, pas reproductibles dans le temps sur une échelle spatio-temporelle plus grande (échelle saisonnière).

Cet engraissement pendant l'été est ensuite contrebalancé par une forte érosion du front de plage pendant l'hiver (mousson) et un départ de $4995 \text{ m}^3 \pm 912 \text{ m}^3$ de sable. La haute fréquence dans le temps des groupes de tempêtes (4-7 tempêtes/mois) modérées et faibles inhibe le processus de reconstruction de la plage inter-tempêtes et aboutit à une érosion intense du front de plage. Lee et al. (1998) montrent que du sable remis en suspension pendant un groupe de tempête et nouvellement déposé, sera plus facilement mobilisable par les groupes de tempêtes qui suivent. Plusieurs tempêtes successives peuvent ainsi avoir un effet cumulatif et engendrer des changements morphologiques aussi importants que ceux générés par une tempête extrême (Ferreira, 2005). A Taïwan, les bilans sédimentaires des saisons de mousson et de typhons sont différents en terme d'impact morphologique (érosion en hiver et accrétion en été) mais ils sont similaires en terme de volumes de sable déplacés (valeurs absolues). La succession de groupes de tempêtes tout au long de la saison de mousson (31 tempêtes modérées et faibles, H_s inférieure à 3 m au large) génère donc autant de changements morphologiques sur la plage émergée que le cumul des tempêtes extrêmes pendant l'été (14 tempêtes extrêmes).

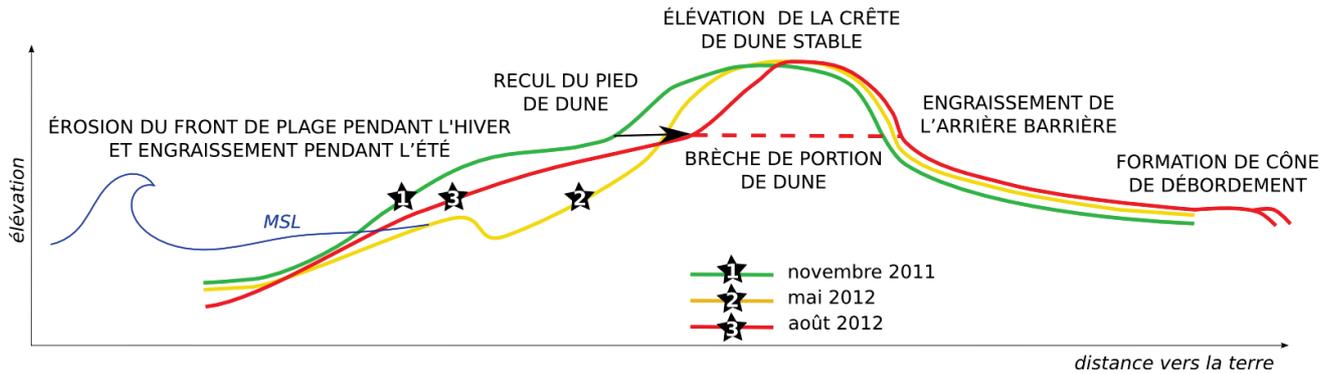


FIGURE 6.17 – Schéma récapitulatif de la réponse morphologique de la plage émergée face aux forçages météo-marins extrêmes de mousson pendant l’hiver 2011 et de tempêtes tropicales/typhons pendant l’été 2012. Les étoiles noires représentent la position du trait de côte sur le profil de plage correspondant.

6.6.4 L’échelle annuelle

Finalement, le bilan sédimentaire annuel est un cumul des bilans sédimentaires de l’été et de l’hiver. Cette quantification des mouvements sableux annuels illustre donc la balance entre les bilans sédimentaires de chacune des saisons. Pour l’année 2011/12 ce bilan est négatif et aboutit au recul du trait de côte de 18.5 m vers les terres (avancée du trait de côte de 10.44 m vers la mer pendant l’été et recul vers les terres de 28.9 m pendant l’hiver). Néanmoins, comme décrit par Certain, 2002 l’échelle annuelle est une échelle transitoire qui ne reflète pas forcément la dynamique générale du site. Là où les échelles saisonnières montrent des modèles morphodynamiques reproductibles dans le temps et représentatifs d’un type de climat, l’échelle annuelle n’illustre finalement que le résultat du déséquilibre entre les deux saisons. Pour caractériser la morphodynamique de l’île barrière à l’échelle de l’année il faudrait donc augmenter l’échelle de temps et d’espace étudiée et regarder l’évolution du trait de côte sur plusieurs années voir décennies.

6.6.5 L’échelle décennale

Un travail préliminaire sur la dynamique décennale du trait de côte de l’île barrière depuis 1993 a été réalisé et présenté en annexe 6.8. La méthodologie est présentée dans le chapitre 3.6. Cette étude préliminaire se base sur les positions du trait de côte de l’intégralité de l’île barrière mesurées par l’équipe du laboratoire de THL aux mois de septembre/octobre 1993, 1999, 2004 et 2009. La résolution des données brutes (trait de côte) ne nous permet pas d’aboutir à des résultats précis mais nous offre néanmoins une première approche de la dynamique générale de la barrière. Les principaux résultats (figure 6.18) montrent que 1) la superficie de l’île barrière diminue rapidement depuis 2004 alors qu’elle était relativement stable depuis 1993 et que 2) les vitesses de recul du trait de côte apparaissent irrégulières dans le temps.

CONCLUSION GÉNÉRALE

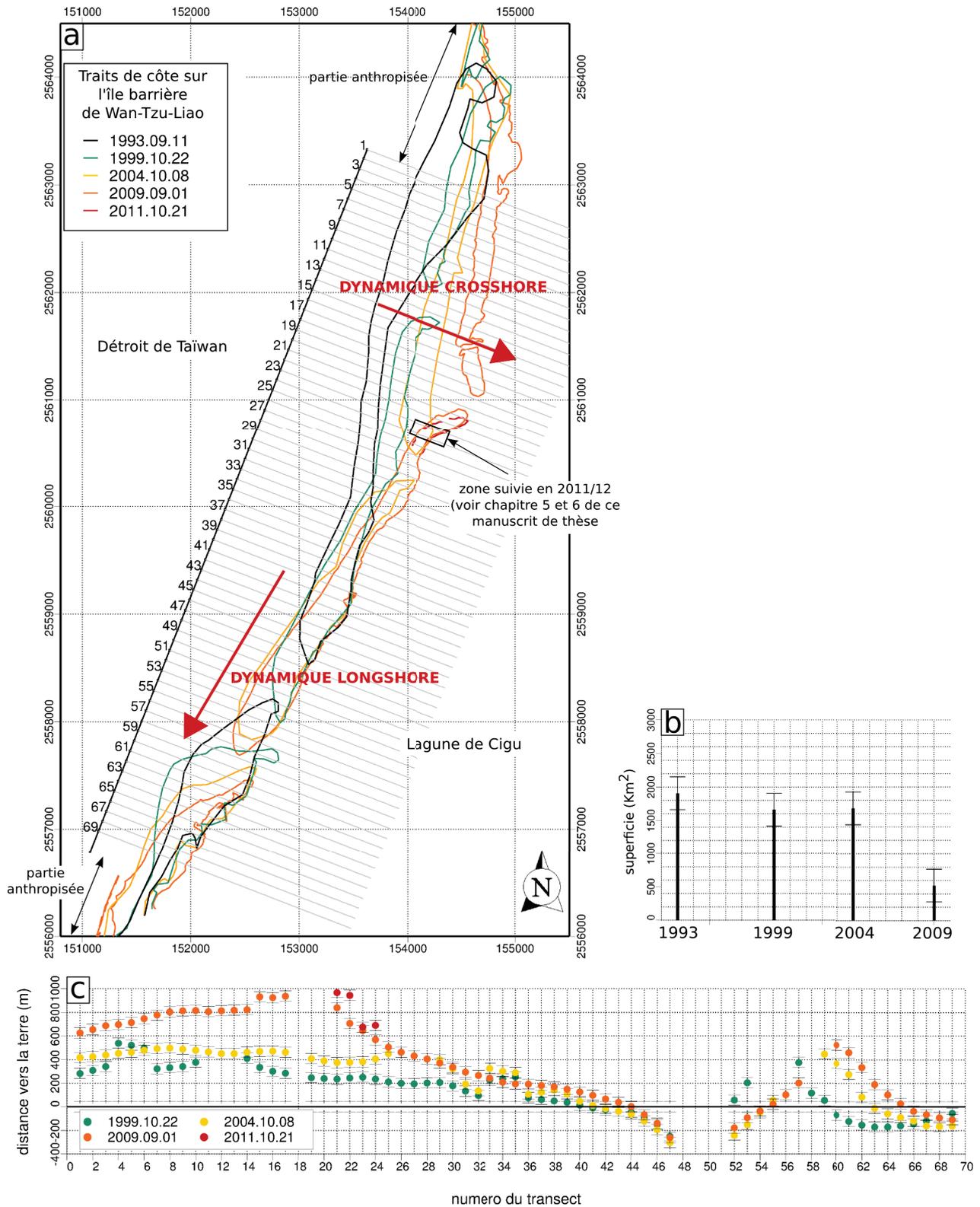


FIGURE 6.18 – Extrait de l'étude préliminaire sur la dynamique décennale du trait de côte depuis 1993 présentée en annexe 6.8. a) Position du trait de côte depuis 1993 et illustration de la dynamique *crossshore* au Nord de l'île barrière et *longshore* au Sud. b) Variations de la superficie de la barrière de 1993 à 2009. c) Position du trait de côte depuis 1993.

Dans la partie Nord de l'île barrière soumise à une dynamique *crossshore*, le trait de côte migre vers la terre à des vitesses moyennes de 48 m/an pendant les périodes de 1993-99 (recul moyen de 289 m) et 2004-09 (recul moyen de 245 m) et seulement 25 m/an entre 1999 et 2004

(recul moyen de 130 m). Bien que la résolution de ce travail préliminaire doive être améliorée, cette première approche montre que les vitesses de recul du trait de côte mesurées sur l'année 2011/12 sur une petite portion de la barrière, sont bien moins rapides que la tendance pluri-annuelle et ne reflètent donc pas la dynamique décennale de l'île barrière dans son ensemble. Encore une fois, les observations faites à court-terme (échelle annuelle) ne semblent pas être reproductibles à long-terme sur une échelle spatio-temporelle plus grande (échelle décennale).

Ces vitesses de recul de l'île barrière de Wan-Tzu-Liao (de 48 à 18.5 m/an entre 1993 et 2012) semblent plus importantes que celles mentionnées pour d'autres barrières le long des côtes Ouest Atlantique (Doughty et al., 2004; Penland et al., 2005; Houser et al., 2008; Ruggiero et al., 2009; Rosati et al., 2010) alors que les conditions de forçages météo-marines sont similaires (soumis chaque années à des ouragans) (figure 6.19). Les forçages météo-marins n'apparaissent donc pas comme le facteur unique contrôlant la dynamique de la barrière.

Principalement attribuées aux effets de site (proximité d'une passe, profil de plage particulier dans de petites portions le long de la barrière) quelques études évoquent néanmoins des vitesses de recul long-terme du trait de côte plus importantes que celles observées sur la barrière de Wan-Tzu-Liao (Sallenger and Guy, 2009; Doughty et al., 2004).

Localisation	Période d'étude	Vitesse de recul	Source
Waisanding, Taïwan	20 ans (1986/2005)	65 à 80 m/an	Chen et al, 2008
Caroline, USA	3 ans (1993/1996)	1 à 2 m/an	Doughty et al, 2004
Caroline, USA	3 ans (1996/1999)	20 m/an	Doughty et al, 2004
Caroline, USA	8 ans (1993/2002)	5.4 à 9.7 m/an	Doughty et al, 2004
Louisiane, USA	100 ans (1905/2005)	6.1 m/an	Penland et al, 2005
Louisiane, USA	30 ans (1975/2005)	9.4 m/an	Penland et al, 2005
Virginie, USA	40 ans (1970/2010)	3.8 m à 4.8 m/an	Rosati et al, 2010
Floride, USA	1 an (2004/2005)	2.1 m/an	Houser, 2008
Louisiane, USA	22 mois (2005/2006)	~250 m/an	Sallenger, 2009
Caroline, USA	3 ans (1996/1999)	60 m/an	Doughty et al, 2004
Wan-Tzu-Liao, Taïwan	1 an (2011/12)	18.5 m/an	Campmas, 2015
Wan-Tzu-Liao, Taïwan	16 ans (1993/2009)	41 m/an	Campmas, 2015

FIGURE 6.19 – Revue bibliographique des vitesses de recul des barrières dans le monde.

Si l'on s'intéresse à la dynamique régionale, on remarque également que les vitesses de recul des îles barrières de Wan-Tzu-Liao et Waisanding (quelques kilomètres au Nord) ne sont pas les mêmes bien qu'elles soient toutes les deux soumises aux mêmes régimes de forçages météo-marins. En effet, les vitesses de recul du trait de côte mesurées sur l'île barrière de Wan-Tzu-Liao (de 48 à 18.5 m/an entre 1993 et 2012) sont bien moindres que celles mesurées sur l'île barrière de Waisanding (65 à 80 m/an) (Chen and Kuo, 2008). Là encore, les forçages de vents et de vagues n'apparaissent donc pas comme les agents exclusifs contrôlant la dynamique du trait de côte dans des environnements soumis à des régimes extrêmes. La trajectoire des typhons n'apparaît pas non plus comme le facteur déterminant la dynamique du trait de côte. La comparaison de la dynamique du trait de côte et des conditions météorologiques décrites dans le paragraphe 2, nous permet de voir que les irrégularités de vitesses de recul du trait de côte de l'île barrière de Wan-Tzu-Liao n'apparaissent pas être dépendantes de la fréquence ou de la trajectoire des tempêtes extrêmes autour de l'île de Taïwan depuis 1993.

6.7 Bilan

Cette thèse s'est concentrée sur la morphodynamique d'une île barrière soumise à des forçages extrêmes. Ce travail inclut l'acquisition d'un jeu de données haute résolution encore inédit dans la littérature ainsi qu'une analyse de la morphodynamique réalisée à plusieurs échelles spatio-temporelles croissantes.

Les mesures *in-situ* ont permis de caractériser la morphodynamique d'une île barrière soumise à des forçages de vents et de vagues extrêmes lors des tempêtes tropicales, des typhons et de la mousson. La description et la quantification de la dynamique des volumes de sable effectuées à ce niveau de résolution apportent des informations essentielles pour les futurs travaux de modélisation qui suivront ce travail de thèse.

Grâce à l'analyse pluri-spatio-temporelle des processus sédimentaires, notre étude souligne 1) l'intérêt et l'importance d'une étude à plusieurs échelles spatio-temporelles, 2) l'importance de la morphologie héritée ainsi que 3) le rôle de la récurrence des événements exceptionnels dans les prédictions d'évolution future d'une île barrière soumise à des conditions de forçages extrêmes.

Ainsi, toutes les échelles apparaissent complémentaires les unes des autres. Les petites échelles de temps (instantanée et événementielle) ont permis de caractériser les processus et les plus grandes échelles de temps (saisonnière et annuelle) ont permis de caractériser la récurrence de ces processus dans le temps. Le suivi saisonnier met ainsi en évidence le caractère exceptionnel de la réponse morphologique de la plage lors de la tempête tropicale Talim et le rôle essentiel qu'a joué la morphologie héritée des tempêtes antérieures. Même dans un environnement soumis à des forçages extrêmes, les conditions météorologiques ou hydrodynamiques n'apparaissent pas être les facteurs exclusifs contrôlant la réponse morphologique d'une plage. Le changement d'un seul paramètre météorologique, hydrodynamique ou morphologique semble amener à une diversité importante de réponses morphologiques.

Ce schéma morphodynamique particulier mesuré pendant la tempête Talim montre qu'un processus court terme, même très bien décrit et quantifié, n'est pas forcément reproductible à l'identique dans le temps. Plus précisément, dans cet environnement soumis à un climat de forçages extrêmes nous ne pouvons pas reproduire plusieurs fois à l'identique un mécanisme court terme observé, dans le but de l'extrapoler sur une période de temps plus longue.

Bien souvent, le manque de précision dans les projections long terme vient de la difficulté à quantifier les périodes de retour des événements inattendus. Dans cette étude, deux schémas morphodynamiques apparaissent comme des événements inattendus. Le premier est l'accrétion importante de la plage émergée lors de la tempête Talim et le second est la vitesse de recul du trait de côte mesurées en 2011/12 qui apparaît exceptionnellement faibles comparées aux 16 dernières années. Ces événements inattendus pourraient néanmoins être ré-observables sur une échelle décennale. Comparées aux échelles de temps utilisées dans l'étude des cycles sismiques, les périodes de retour de ces événements exceptionnels sont donc plus courtes dans le domaine littoral. Il apparaît donc plus aisé de travailler sur ces thématiques d'occurrence en domaine littoral qu'en sismotectonique sachant que certaines des conclusions de ce travail de thèse peuvent être applicables à de nombreux domaines des géosciences. Dans le cas du cycle sismique, cela se traduirait par une non représentativité dans un modèle long terme, d'un séisme type même très bien caractérisé et quantifié. Néanmoins, la quantification de quelques événements types peuvent apporter des informations sur les tendances et permettre l'évaluation d'un ordre de

grandeur de la période de retour d'un séisme le long d'une faille (Rizza et al., 2015). De même, la contrainte héritée du site doit également être un facteur majeur dans la dynamique de la faille à l'échelle du cycle mais également de plusieurs cycles sismiques.

Ce travail de thèse à également permis de mettre en évidence des tendances et de caractériser ainsi des schémas morphodynamiques à différentes échelles de temps allant de la saison à l'année et la décennie. Ces tendances se retrouvent :

1. aux échelles instantanée et événementielle avec une tendance à l'accrétion de la plage émergée par les vagues de jet de rive lors d'événements extrêmes de très forte intensité ;
2. à l'échelle saisonnière avec une tendance à la reconstruction du front de plage pendant l'été soumis à des tempêtes tropicales/typhons et une tendance à l'érosion pendant l'hiver soumis à un climat de mousson ;
3. à l'échelle annuelle et pluri-annuelle avec une tendance au recul du trait de côte vers les terres pour une barrière soumise à deux saisons de forçages extrêmes (mousson et tempêtes tropicales/typhons).

L'évolution long-terme d'un système peut donc être approximée par des tendances qu'il convient de quantifier et de comprendre grâce à des suivis plus court-termes.

6.8 Les perspectives

Bien que le jeu de données acquis lors de cette année 2011/12 dans le cadre du projet Kunshen soit robuste, exhaustif et inédit, les travaux réalisés dans cette thèse ont mis en évidence un certain nombre de questions que de nouvelles mesures *in-situ* permettraient éclaircir.

Ces études complémentaires sont principalement :

- le suivi morphologique de l'avant-côte dans le but de caractériser et de quantifier les relations entre la plage émergée et immergée lors d'événements extrêmes.
- le suivi du transport éolien dans le but de quantifier précisément son rôle dans les bilans sédimentaires et la morphodynamique de la plage émergée lors de la saison de mousson.
- le suivi du transport sédimentaire *longshore* dans la dérive littorale dans le but de quantifier son rôle précis dans les bilans sédimentaires et la morphodynamique de la plage.

De plus, Doughty et al. (2004) et Montreuil and Bullard (2012) soulignent l'importance d'une étude à l'échelle spatio-temporelle de la cellule sédimentaire littorale. Le but d'un suivi à cette échelle de temps et d'espace supérieure, est de quantifier les volumes sableux entrants et sortants du système de l'île barrière dans sa totalité. Une étude des budgets sédimentaires entrants et sortants du système nous permettrait de connaître l'origine des apports sédimentaires et la destination des volumes érodés. Connaître la destination des sédiments sortants pourrait nous renseigner sur la probabilité ou non d'un retour de ces volumes sur la barrière. Connaître l'origine des volumes entrants nous permettrait de mettre en évidence un éventuel impact d'aménagement humain. Sur l'île barrière de Wan-Tzu-Liao, ces aménagements humains pourraient être à l'origine de la brutale diminution de la superficie de l'île à partir de 2004 en bloquant l'arrivée normale du sédiment. Ruggiero et al. (2005) montrent d'ailleurs l'intérêt majeur d'étudier un système à une échelle spatiale supérieure à 10 km sur des périodes de temps allant de la décennie au siècle lorsque l'on s'intéresse aux aménagements humains littoraux.

De plus en plus, ces enjeux de suivi long terme mènent à la mise en place d'observatoires. Ces observatoires sont aujourd'hui un enjeu majeur dans le domaine de la géomorphologie car ils permettent la mesure de terrain instantanés pour la caractérisation des mécanismes/processus et le suivi long terme de ces mécanismes pour savoir si ils sont reproductibles dans le temps ou non.

Sur le site de Wan-Tzu-Liao la mise en place d'un observatoire nous permettrait de coupler les mesures ponctuelles aux suivis pérennes.

La mise en place de vidéos fixes permettrait d'appréhender la dynamique des barres sableuses d'avant-côte et de la plage émergée.

La mise en place d'une station météorologique fixe nous permettrait d'avoir les données de vents sur site.

Le déploiement de pressiomètres, de houlographes et de courantmètres fixes nous permettrait de caractériser les régimes hydrodynamiques et leurs périodes de retour.

L'extension de la zone d'étude sur différents profils de plage le long de la barrière nous permettrait également de caractériser la dynamique de chacune des îles/portion de la barrière.

Des levés LIDAR plus réguliers (bi-annuel) pourraient également venir compléter le manque d'information sur la morphodynamique générale de l'île barrière.

Avec ce type d'observatoire, nous serions en mesure de caractériser les processus hydro-morphodynamiques, leurs rétroactions ainsi que leurs reproductibilités dans le temps grâce aux suivis sur le long terme. Seul ce genre de suivis exhaustifs, dans le temps et dans l'espace, peut nous offrir la possibilité de prédire l'évolution future d'un système.

Bibliographie

- Aagaard, T. and Hughes, M. (2006). Sediment suspension and turbulence in the swash zone of dissipative beaches. *Marine Geology*, 228 :117–135.
- Aagaard, T., Kroon, A., Andersen, S., Sørensen, R. M., Quartel, S., and Vinther, N. (2005). Intertidal beach change during storm conditions ; egmond, the netherlands. *Marine Geology*, 218(1-4) :65 – 80.
- Aagaard, T. and Masselink, G. (1999). *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*, chapter The surf zone, pages 72–113. Wiley & Sons, New York.
- Aagaard, T., Nielsen, J., and Greenwood, B. (1998). Suspended sediment transport and near-shore bar formation on a shallow intermediate-state beach. *Marine Geology*, 148(3-4) :203 – 225.
- Akima (1970). Interpolation and smooth curve fitting based on local procedures. *Communications of the ACM (AssociationforComputingMachinery)*, 15 :914–918.
- Aleman, N., Robin, N., Certain, R., Vanroye, C., Barusseau, J., and Bouchette, F. (2011). Typology of nearshore bars in the gulf of lions (france) using lidar technology. In *Journal of Coastal Research*, volume SI64, pages 721–725.
- Almar, R., Castelle, B., Ruessink, B., Sénéchal, N., Bonneton, P., and Marieu, V. (2010). Two- and three-dimensional double-sandbar system behaviour under intense wave forcing and a meso–macro tidal range. *Continental Shelf Research*, 30(7) :781–792.
- Almeida, L., Vousdoukas, M., Ferreira, , Rodrigues, B., and Matias, A. (2012). Thresholds for storm impacts on an exposed sandy coastal area in southern portugal. *Geomorphology*, 143–144 :3 – 12. Thresholds for storm impacts along European coastlines.
- Alsina, J. M., Cáceres, I., Brocchini, M., and Baldock, T. E. (2012). An experimental study on sediment transport and bed evolution under different swash zone morphological conditions. *Coastal Engineering*, 68 :31 – 43.
- Angelier, J., Chang, T.-Y., Hu, J.-C., Chang, C.-P., Siame, L., Lee, J.-C., Deffontaines, B., Chu, H.-T., and Lu, C.-Y. (2009). Does extrusion occur at both tips of the taiwan collision belt? insights from active deformation studies in the ilan plain and pingtung plain regions. *Tectonophysics*, 466(3–4) :356 – 376.
- 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.
- Ashton, A., List, J., Murray, A., and Farris, A. (2003). Links between erosional hotspots and alongshore sediment transport. In *International Conference on Coastal Sediments 2003, World Scientific Publishing Corp. and East Meets West Productions, Clearwater Beach, FL*.
- Bagnold, R. (1941). The physics of blown sand and desert dunes. london : Methuen. page 265.
- Baldock, T., Alsina, J., Cáceres, I., Vicinanza, D., Contestabile, P., Power, H., and Sanchez-Arcilla, A. (2011). Large-scale experiments on beach profile evolution and surf and swash zone sediment transport induced by long waves, wave groups and random waves. *Coastal Engineering*, 58(2) :214 – 227.

- Baldock, T. and Holmes, P. (1999). Simulation and prediction of swash oscillations on a steep beach. *Coastal Engineering*, 36 :219–242.
- Baldock, T., Hughes, M., Day, K., and Louys, J. (2005). Swash overtopping and sediment overwash on a truncated beach. *Coastal Engineering*, 52(7) :633 – 645.
- Baldock, T., Weir, F., and Hughes, M. (2008). Morphodynamic evolution of a coastal lagoon entrance during swash overwash. *Geomorphology*, 95 :398–411.
- Battjes, J. (1974). Surf similarity. In of Civil Engineers, A. S., editor, *14th International Coastal Engineering Conference*, volume 1, pages 466–480.
- Bird, E. (1996). *Sea Level Rise and Coastal Subsidence*, chapter Coastal erosion and rising sea level, page 87–103. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, the Netherlands.
- Blenkinsopp, C., Mole, M., Turner, I., and Peirson, W. (2010a). Measurements of the time-varying free-surface profile across the swash zone obtained using an industrial {LIDAR}. *Coastal Engineering*, 57(11–12) :1059–1065.
- Blenkinsopp, C., Turner, I., Masselink, G., and Russell, P. (2010b). Validation of volume continuity method for estimation of cross-shore swash flow velocity. *Coastal Engineering*, 57(10) :953 – 958.
- Blenkinsopp, C., Turner, I., Masselink, G., and Russell, P. (2011). Swash zone sediment fluxes : Field observations. *Coastal Engineering*, 58(1) :28–44.
- Boak, E. H. and Turner, I. L. (2005). Shoreline definition and detection : A review. *Journal of Coastal Research*, 21(4) :688–703. C'est un ereview de toutes definitions du TC qu'on peut voir dans la literature. + quels types de data ont peut utiliser pour une etude d'evolution du TC.
- Bonte, Y. (2013). *Effet du swash sur l'érosion d'un escarpement de haut de plage*. PhD thesis, Université de Caen Basse-Normandie.
- Bowen, A., Inman, D., and Simmons, V. (1968). Wave set-down and set-up. *J. Geophys. Res*, 73 (8) :2569–2577.
- Brocchini, M. and Baldock, T. E. (2008). Recent advances in modeling swash zone dynamics : Influence of surf-swash interaction on nearshore hydrodynamics and morphodynamics. *Reviews of Geophysics*, 46(3).
- Bruun, P. (1962). Sea-level rise as a cause of shore erosion. *Journal of Waterways and Harbors Division*, pages 117–130.
- Butt, T. and Russell, P. (1999). Hydrodynamics and cross-shore sediment transport in the swash-zone of natural beaches : A review. *Journal of Coastal Research*, 16(2) :pp. 255–268.
- Campmas, L., Bouchette, F., Liou, J., Brambilla, E., Meulé, S., Sylaios, G., Sabatier, P., Certain, C., Robin, N., and Hwung, H. (2012). Upper beach reconstruction patterns after moderate storms events. *Paralia*.
- Castelle, B., Bonneton, P., Dupuis, H., and Sénéchal, N. (2007). Double bar beach dynamics on the high-energy meso-macrotidal french aquitanian coast : A review. *Marine Geology*, 245 :141–159.

- Certain, C. (2002). *Morphodynamique d'une côte sableuse microtidale à barres : le golfe du lion (languedoc-roussillon)*. PhD thesis, Université de Perpignan.
- Certain, R., Meulé, S., Rey, V., and Pinazo, C. (2005). Wave transformation on a microtidal barred beach (sète, france). *Journal of Marine Systems*, 38 :19–34.
- Chaibi, M., Maanan, M., Sabatier, F., Charif, A., Ayt Ougougdal, M., and Ait Malek, H. (2014). Modélisation du transport éolien dans le système plage-dune de la baie d'el haouzia (côte atlantique marocaine). *Physio-Géo*, 8.
- Chang, Y.-C., Chu, P. C., Centurioni, L. R., and Tseng, R.-S. (2014). Observed near-surface currents under four super typhoons. *Journal of Marine Systems*.
- Chang, Y.-C., Tseng, R.-S., and Centurioni, L. (2010). Typhoon-induced strong surface flows in the taiwan strait and pacific. *Journal of Oceanography*, 66(2) :175–182.
- Chen, W.-J. and Kuo, C.-T. (2008). Study on the evolution of sand barriers in taiwan coast. In *River, Coastal and Estuarine Morphodynamics : RCEM 2007, Two Volume Set*, pages 85–91–. Taylor & Francis.
- Church, J. and White, N. (2011). Sea-level rise from the late 19th to the early 21st century. *Surv. Geophys*, 32 (4–5) :585–602.
- Claudino-Sales, V., Wang, P., and Horwitz, M. (2008). Factors controlling the survival of coastal dunes during multiple hurricane impacts in 2004 and 2005 ; santa rosa barrier island, florida. *Geomorphology*, 95 :295–315.
- Coco, G., Senechal, N., Rejas, A., Bryan, K., Capo, S., Parisot, J., Brown, J., and MacMahan, J. (2014). Beach response to a sequence of extreme storms. *Geomorphology*, 204 :493 – 501.
- Cozannet, G. L., Garcin, M., Yates, M., Idier, D., and Meyssignac, B. (2014). Approaches to evaluate the recent impacts of sea-level rise on shoreline changes. *Earth-Science Reviews*, 138(0) :47–60.
- Cáceres, I. and Alsina, J. M. (2012). A detailed, event-by-event analysis of suspended sediment concentration in the swash zone. *Continental Shelf Research*, 41 :61 – 76.
- Davis, R. (1994). *Geology of Holocene Barrier Island Systems*.
- Dean, R. (1991). Equilibrium beach profiles : characteristics and applications. *Journal of Coastal Research*, 7(1) :53–84.
- Dean, R. and Walton, T. (2006). *HANDBOOK OF COASTAL AND OCEAN ENGINEERING*, Chapter1 *Wave Setup*. World Scientific, Co. Pte. Ltd.
- Dezileau, L., Sabatier, P., Blanchemanche, P., Joly, B., Swingedouw, D., Cassou, C., Castaings, J., Martinez, P., and Grafenstein, U. V. (2011). Intense storm activity during the little ice age on the french mediterranean coast. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 299(1–2) :289 – 297.
- Dolata, L. and Rosenthal, W. (1984). Wave setup and wave-induced currents in coastal zones. *Journal of Geophysical Research*, 89 :1973–1982.
- Donnelly, C., Kraus, N., and Larson, M. (2006). State of knowledge on measurement and modeling of coastal overwash. *Journal of Coastal Research*, pages 965–991.

- Donnelly, J. P., Butler, J., Roll, S., Wengren, M., and III, T. W. (2004). A backbarrier overwash record of intense storms from brigantine, new jersey. *Marine Geology*, 210(1-4) :107–121.
- Donnelly, J. P., Roll, S., Wengren, M., Butler, J., Lederer, R., and Webb, T. (2011). Sedimentary evidence of intense hurricane strikes from new jersey. *Geology*, 29 :615–618.
- Donnelly, J. P., Smith Bryant, S., Butler, J., Dowling, J., Fan, L., Hausmann, N., Newby, P., Shuman, B., Westover, K., and Webb, T. (2001). 700 yr sedimentary record of intense hurricane landfalls in southern new england. *Geological Society of America Bulletin*, 113 :714–727.
- Doughty, S., Cleary, W., and Mc Ginnis, W. (2004). The recent evolution of storm-influenced retrograding barriers in southeastern north carolina, USA. *Journal of Coastal Research*, 39.
- Dronkers, J. (2005). *Dynamics of coastal systems*. World Scientific.
- Elfrink, B. and Baldock, T. (2002). Hydrodynamics and sediment transport in the swash zone : a review and perspectives. *Coastal Engineering*, 45 :49–167.
- Elko, N., Sallenger, N., Guy, K., Stockdon, H., and Morgan, K. (2002). Barrier island elevations relevant to potential storm impacts : 1.techniques. *U.S. Geological Survey*, 02 :287.
- Emanuel, K., Sundararajan, R., and Williams, J. (2008). Hurricanes and global warming : Results from downscaling ipcc ar4 simulations. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 89(3) :347–367.
- Erikson, L., Larson, M., and Hanson, H. (2005). Prediction of swash motion and run-up including the effects of swash interaction. *Coastal Engineering*, 52(3) :285 – 302.
- Ferreira, (2005). Storm groups versus extreme single storms : Predicted erosion and management consequences. *Journal of Coastal Research*, pages pp. 221–227.
- Fritz, H. M., Blount, C., Sokoloski, R., Singleton, J., Fuggle, A., McAdoo, B. G., Moore, A., Grass, C., and Tate, B. (2007). Hurricane katrina storm surge distribution and field observations on the mississippi barrier islands. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 74(1–2) :12 – 20.
- Gallagher, E., Elgar, S., and Guza, R. (1998). Observations of sand bar evolution on a natural beach. *Journal of Coastal Research*, 103 :3203–3215.
- Grasso, F. (2009). *Modélisation physique de la dynamique hydro-sédimentaire des plages*. PhD thesis, Université Joseph Fourier.
- Guza, R. and Inman, D. (1975). Edge waves and beach cusps. *Journal of Geophysical Research*, 80 :2997–3012.
- Guza, R. and Thornton, E. (1981). Wave setup on a natural beach. *Journal of Geophysical Research*, 86 :4133–4137.
- Hawkes, A. and Horton, B. (2012). Sedimentary record of storm deposits from hurricane ike, galveston and san luis islands, texas. *Geomorphology*, 171–172(0) :180 – 189.
- Hayes, M. (1994). The georgia bight barrier system. In Davis, RichardA., J., editor, *Geology of Holocene Barrier Island Systems*, pages 233–304. Springer Berlin Heidelberg.

- Hequette, A. and Hill, P. R. (1995). Response of the seabed to storm-generated combined flows on a sandy arctic shoreface, canadian beaufort sea. *Journal of Sedimentary Research*, 65(3a) :461–471.
- Holland, K., Puleo, J., and Kooney, T. (2001). Quantification of swash flows using video-based particle image velocimetry. *Coastal Engineering*, 44(2) :65 – 77.
- Holland, K. T. and Puleo, J. A. (2001). Variable swash motions associated with foreshore profile change. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 106(C3) :4613–4623.
- Holman, R. and Sallenger, J. (1985). Setup and swash on a natural beach. *Journal of Geophysical Research*, 90 :945–953.
- Houser, C. and Barrett, G. (2010). Divergent behavior of the swash zone in response to different foreshore slopes and nearshore states. *Marine Geology*, 271(1–2) :106–118.
- Houser, C. and Greenwood, B. (2007). Onshore migration of a swash bar during a storm. *Journal of Coastal Research*, 23(1) :1–14.
- Houser, C., Hapke, C., and Hamilton, S. (2008). Controls on coastal dune morphology, shoreline erosion and barrier island response to extreme storms. *Geomorphology*, 100(3–4) :223–240.
- Hsu, T.-W., Lin, T.-Y., and Tseng, I.-F. (2007). Human impact on coastal erosion in taiwan. *Journal of Coastal Research*, pages 961–973.
- Hubbard, M. and Dodd, N. (2002). A 2d numerical model of wave run-up and overtopping. *Coastal Engineering*, 47 :1–26.
- Hughes, M. and Turner, I. (1999). *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics.*, chapter The beach face., page 119–144. Wiley, Chichester.
- Hughes, M. G., Aagaard, T., Baldock, T. E., and Power, H. E. (2014). Spectral signatures for swash on reflective, intermediate and dissipative beaches. *Marine Geology*, 355(0) :88 – 97.
- Isèbe, D., Azérad, P., Mohammadi, B., and Bouchette, F. (2008). Optimal shape design of defense structures for minimizing short wave impact. *Coastal Engineering*, 55 :35–46.
- Jackson, N., Masselink, G., and Nordstrom, K. (2004). The role of bore collapse and local shear stresses on the spatial distribution of sediment load in the uprush of an intermediate-state beach. *Marine Geology*, 203(1) :109–118.
- Jan, S., Wang, Y.-H., Wang, D.-P., and Chao, S.-Y. (2004). Incremental inference of boundary forcing for a three-dimensional tidal model : tides in the taiwan strait. *Continental Shelf Research*, 24(3) :337–351.
- Kannan, S., Lippmann, T., and List, J. (2003). The relationship of nearshore sandbar configuration to shoreline change. In *International Conference on Coastal Sediments 2003, World Scientific Publishing Corp. and East Meets West Productions, Clearwater Beach*.
- Karunarathna, H. and Reeve, D. E. (2013). A hybrid approach to model shoreline change at multiple timescales. *Continental Shelf Research*, 66(0) :29 – 35.
- Komar, P. (1998). *Beach Processes and Sedimentation*. Prentice-Hall, London, UK.

- Kraft, J., Chrzastowski, M., Belknap, D., Toscano, M., and Fletcher, C. (1987). *The transgressive barrier lagoon coast of delaware : morphostratigraphy, sedimentary sequences and responses to relative rise in sea-level.*, chapter 41, page 129–143. Sea-level fluctuation and coastal evolution.
- Lallemand, S., Theunissen, T., Schnurle, P., Lee, C.-S., Liu, C.-S., and Font, Y. (2013). Indentation of the philippine sea plate by the eurasia plate in taiwan : Details from recent marine seismological experiments. *Tectonophysics*, 594 :60–79.
- Leatherman, S. (1979). Migration of assateague island, maryland, by inlet and overwash processes. *Geology*, 7 :104–107.
- Lee, G., Nicholls, R., and Birkemeier, W. (1998). Storm-driven variability of the beach-nearshore profile at duck, north carolina, usa 1981-1991. *Mar. Geol*, 148 :163–177.
- Lentz, E. E., Hapke, C. J., Stockdon, H. F., and Hehre, R. E. (2013). Improving understanding of near-term barrier island evolution through multi-decadal assessment of morphologic change. *Marine Geology*, 337(0) :125–139.
- Liao, H.-R., Yu, H.-S., and Su, C.-C. (2008). Morphology and sedimentation of sand bodies in the tidal shelf sea of eastern taiwan strait. *Marine Geology*, 248(3-4) :161–178.
- Lin, J.-W. (2013). An empirical correlation between the occurrence of earthquakes and typhoons in taiwan : a statistical multivariate approach. *Natural Hazards*, 65(1) :605–634.
- Lin, S., Tang, T., Jan, S., and Chen, C.-J. (2005). Taiwan strait current in winter. *Continental Shelf Research*, 25(9) :1023 – 1042.
- Lin, T. (2006). Morphologic and process transformation at a barrier island of taiwan. *AGU Fall Meeting Abstracts*, page B1509.
- Lin, T. (2007). The geomorphologic changes of two barrier islands in southwestern taiwan. In *Geophysical Research Abstracts*, , Vol. 9, 04532.
- Lin, T. (2008). A barrier-lagoon system in the southwestern coast of taiwan. In *Taiwan and Japan Joint Symposium on Geomorphological Hazards and Management, Abstract Volume*, p. 25.
- Lindemer, C., Plant, N., Puleo, J., Thompson, D., and Wamsley, T. (2010). Numerical simulation of a low-lying barrier island’s morphological response to hurricane katrina. *Coastal Engineering*, 57(11-12) :985 – 995.
- Liou, J. and Chang, Y. (2009). Study of sand spit evolution at d-t-e coastal area, tainan. In *31th Ocean Engineering conference in Taiwan*.
- Lippmann, T. and Holman, R. (1990). The spatial and temporal variability of sand bar morphology. *Journal of Geophysical Research*, 95 :11575–11590.
- Liu, J., Liu, C., Xu, K., Milliman, J., Chiu, J., Kao, S., and Lin, S. (2008a). Flux and fate of small mountainous rivers derived sediments into the taiwan strait. *Marine Geology*, 256 :65–76.
- Liu, K. and Fearn, M. L. (2000). Reconstruction of prehistoric landfall frequencies of catastrophic hurricanes in northwestern florida from lake sediment records. *Quaternary Research*, 54(2) :238 – 245.

- Liu, P., Chen, H., Doong, D., Kao, C., and Hsu, Y. (2008b). Monstruous ocean waves during typhoon krosa. *Annales Geophysicae*, 26 :1327–1329.
- Longuet-Higgins, M. (1953). Mass transport in water waves. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A245 :535–581.
- Longuet-Higgins, M. (2005.). On wave set-up in shoaling water with a rough sea bed. *Journal of Fluid Mechanics*, 527 :217–235.
- Masselink, G., Aagaard, T., and Kroon, A. (2011). Destruction of intertidal bar morphology during a summer storm surge event : Example of positive morphodynamic feedback. *Journal of Coastal Research*, 64 :105–109.
- Masselink, G., Evans, D., Hughes, M., and Russell, P. (2005). Suspended sediment transport in the swash zone of a dissipative beach. *Marine Geology*, 216 :169–189.
- Masselink, G. and Hughes, M. (1998). Field investigation of sediment transport in the swash zone. *Continental Shelf Research*, 18 :1179–1199.
- Masselink, G. and Puleo, J. (2006). Swash-zone morphodynamics. *Continental Shelf Research*, 26 :661–680.
- Masselink, G., Russell, P., Blenkinsopp, C., and Turner, I. (2010). Swash zone sediment transport, step dynamics and morphological response on a gravel beach. *Marine Geology*, 274(1-4) :50 – 68.
- Masselink, G., Russell, P., Turner, I., and Blenkinsopp, C. (2009). Net sediment transport and morphological change in the swash zone of a high-energy sandy beach from swash event to tidal cycle time scales. *Marine Geology*, 267(1-2) :18 – 35.
- Masselink, G. and van Heteren, S. (2014). Response of wave-dominated and mixed-energy barriers to storms. *Marine Geology*, 352(0) :321 – 347. 50th Anniversary Special Issue.
- Meulé, S., Campmas, L., Bouchette, F., Liou, J-Y, Sabatier, F., Sous, D, Sylaios, G., V., R., and Hwung, H.-H. (2012). Shoreline and upper beach dynamics under extreme events : the kunshen experiment (wan-tzu-liao beach barrier, taiwan). *Paralia*, 5.
- Montreuil, A.-L. and Bullard, J. E. (2012). A 150-year record of coastline dynamics within a sediment cell : Eastern england. *Geomorphology*, 179(0) :168–185.
- Morton, R. (2002). Factors controlling storm impacts on coastal barriers and beaches - a preliminary basis for near real-time forecasting. *Journal of Coastal Research*, 18 :486–50.
- Morton, R. (2008). Historical changes in the mississippi-alabama barrier-island chain and the roles of extreme storms, sea level, and human activities. *Journal of Coastal Research*, 24 :1587–1600.
- Morton, R., Gibeaut, J., and Paine, J. (1995). Meso-scale tranfert of sand during and after storms : implications for prediction of shoreline movement. *Marine geology*, 126 :161–179.
- Nielsen, P. (1992). *Coastal Bottom Boundary Layers and Sediment Transport*. Word Scientific Publishing Co. Pte. Ltd.
- Oertel, G. F. (1985). The barrier island system. *Marine Geology*, 63(1-4) :1–18.

- Ou, S.-H., Liau, J.-M., Hsu, T.-W., and Tzang, S.-Y. (2002). Simulating typhoon waves by {SWAN} wave model in coastal waters of taiwan. *Ocean Engineering*, 29(8) :947 – 971.
- Peng, L., Wang, S.-T., Shieh, S.-L., Cheng, M.-D., and Yeh, T.-C. (2012). Surface track discontinuity of tropical cyclones crossing taiwan : A statistical study. *MONTHLY WEATHER REVIEW*, 140(1) :121–139.
- Penland, S., Connor, P. F., Beall, A., Fearnley, S., and Williams, S. J. (2005). Changes in louisiana’s shoreline : 1855–2002. *Journal of Coastal Research*, SPECIAL ISSUE NO. 44. SAVING AMERICA’S WETLAND : Strategies for Restoration of Louisiana’s Coastal Wetlands and Barrier Islands (SPRING 2005) :7–39.
- Plant, N. and Stockdon, H. (2012). Probabilistic prediction of barrier-island response to hurricanes. *Journal of Geophysical Research*, 117.
- Plant, N. G., Stockdon, H. F., Sallenger, A. H., Turco, M. J., East, J. W., Taylor, A. A., and Shaffer, W. A. (2010). Forecasting hurricane impact on coastal topography. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 91(7) :65–66. Modelisation poru la quantification de l’impact morpho d’un ouragan sur une plage sableuse.
- Price, T. D. and Ruessink, B. G. (2011). State dynamics of a double sandbar system. *CONTINENTAL SHELF RESEARCH*, 31(6) :659–674.
- Priestas, A. and Fagherazzi, S. (2010). Morphological barrier island changes and recovery of dunes after hurricane dennis, st. george island, florida. *Geomorphology*, 114(4) :614 – 626.
- Puleo, J. A. (2009). Tidal variability of swash-zone sediment suspension and transport. *Journal of Coastal Research*, pages 937–948.
- Puleo, J. A. and Holland, K. (2001). Estimating swash zone friction coefficients on a sandy beach. *Coastal Engineering*, 43(1) :25 – 40.
- Puleo, J. A., Lanckriet, T., and Wang, P. (2012). Near bed cross-shore velocity profiles, bed shear stress and friction on the foreshore of a microtidal beach. *Coastal Engineering*, 68(0) :6 – 16.
- Raubenheimer, B., Guza, R., and Elgar, S. (2001). Field observation of wave-driven setdown and setup. *Journal of Geophysical Research*, 106 :4629–4638.
- Raynal, O. (2008). *Architectures de dépôts et facteurs de contrôle d’un système côtier à faibles apports sédimentaires - le littoral languedocien (Golfe du Lion, Sud de la France)*. PhD thesis, Université de Montpellier II.
- Raynal, O., Bouchette, F., Certain, C., Séranne, M., Dezileau, L., Sabatier, P., Lofi, J., Bui Xuan Hy, A., Briqueu, L., Pezard, P., and B., T. (2009). Control of alongshore-oriented sand spits on the dynamics of a wave-dominated 2 coastal system (holocene deposits, northern gulf of lions, france). *Marine Geology*.
- Raynal, O., Bouchette, F., Certain, R., Sabatier, P., Lofi, J., Séranne, M., Dezileau, L., Briqueu, L., Ferrer, P., and Courp, T. (2010). Holocene evolution of a languedocian lagoonal environment controlled by inherited coastal morphology (northern gulf of lions, france). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 181 :211–224.
- Riggs, S.R. ans Cleary, W. and Snyder, S. (1995). Influence of inherited geologic framework on barrier shoreface morphology and dynamics. *Mar. Geol*, 126 :213–234.

- Rizza, M., Ritz, J., Prentice, C., Vassallo, R., Braucher, R., Larroque, C., Arzhannikova, A., Arzhannikov, S., Mahan, S., Massault, M., Michelot, J., Todbileg, M., and Team, A. (2015). Earthquake geology of the bulnay fault (mongolia). *Bulletin of the Seismological Society of America*.
- Roberts, T. M., Wang, P., and Puleo, J. A. (2013). Storm-driven cyclic beach morphodynamics of a mixed sand and gravel beach along the mid-atlantic coast, usa. *Marine Geology*, 346 :403–421.
- Rosati, J., Dean, R., and Stone, G. (2010). A cross-shore model of barrier island migration over a compressible substrate. *Marine Geology*, 271 :1–16.
- Roy, P., Cowell, P., Ferland, M., and Thom, B. (1994). *Wave dominated coasts*, chapter Coastal evolution, Late quaternary shoreline morphodynamics., pages 121–186. Cambridge University Press.
- Ruessink, B. (1998). The temporal and spatial variability of infragravity energy in a barred nearshore zone. *Continental Shelf Research*, 18(6) :585 – 605.
- Ruessink, B. G., Kuriyama, Y., Reniers, A. J. H. M., Roelvink, J. A., and Walstra, D. J. R. (2007). Modeling cross-shore sandbar behavior on the timescale of weeks. *Journal of Geophysical Research-earth surface*, 112(F3).
- Ruessink, B. G., Michallet, H., Abreu, T., Sancho, F., Van der A, D. A., Van der Werf, J. J., and Silva, P. A. (2011). Observations of velocities, sand concentrations, and fluxes under velocity-asymmetric oscillatory flows. *Journal of Geophysical Research : Oceans*, 116(C3).
- Ruggiero, P., Kaminsky, G., Gelfenbaum, G., and Voigt, B. (2005). Seasonal to interannual morphodynamics along a high-energy dissipative littoral cell. *Journal of Coastal Research*, 21(3) :553–578.
- Ruggiero, P., Walstra, D., Gelfenbaum, G., and Van Ormondt, M. (2009). Seasonal-scale near-shore morphological evolution : Field observations and numerical modeling. *Coastal Engineering*, 56 :1153–1172.
- Ruz, M.-H. and Meur-Férec, C. (2002). Transports éoliens réels et théoriques en haut de plage et sommet de dune (wissant, pas-de-calais, france) / observed and predicted rates of aeolian sand transport on the upper beach and dune top, wissant beach, northern france. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 8(4) :321–334.
- Sabatier, F., Chaibi, M., and Chauvelon, P. (2007). Transport éolien par vent de mer et alimentation sédimentaire des dunes de camargue. *Méditerranée*, page 108.
- Sabatier, P., Dezileau, L., Condomines, M., Briquieu, L., Colin, C., Bouchette, F., Le Duff, M., and Blanchemanche, P. (2008). Reconstruction of paleostorm events in a coastal lagoon (herault, south of france). *Marine Geology*, 251 :224–232.
- Sallenger, A. (2000). Storm impact scale for barrier islands. *J. Coast.Res.*, 16 (3) :890–895.
- Sallenger, J. and Holman, R. (1985). Wave-energy saturation on a natural beach of variable slope. *Journal of Geophysical Research*, 90 (C6) :11939–11945.
- Sallenger, A.H., J. W. C. H. P. D. K. and Guy, K. (2009). *Extreme coastal changes on the Chandeleur Islands, Louisiana, during and after Hurricane Katrina*, chapter Chapter B, page 27–36. Sand resources, regional geology, and coastal processes of the Chandeleur Islands

- coastal system—an evaluation of the Breton National Wildlife. Refuge : U.S. Geological Survey Scientific Investigations Report 2009–5252.
- Seno, T. (1993). A model for the motion of the philippine sea plate consistent with nuvel-1 and geological data. *Journal of Coastal Research*, 98 :17,941–17–948.
- Short, A. (1999). *handbook of beach and shoreface morphodynamemics*. John wiley & sons, LTD.
- Short, A. D. and Aagaard, T. (1993). Single and multi-bar beach change models. *Journal of Coastal Research*, pages pp. 141–157.
- Siame, L. L. and Chang, C.-P. (2012). An introduction to the tectonophysics special issue “geodynamics and environment in east asia” — tribute to jacques angelier (1947–2010). *Tectonophysics*, 578(0) :1 – 2. Geodynamics and Environment in East Asia.
- Sibuet, J.-C. and Hsu, S.-K. (2004). How was taiwan created? *Tectonophysics*, 379(1-4) :159 – 181.
- Smith, W. H. F. and Wessel, P. (1990). Gridding with continuous curvature splines in tension. *Geophysics*, 55(3) :293–305.
- Sous, D., Campmas, L., Meulé, S., Bouchette, F., and Liou, J-Y, R. V. T. J. (2013). Wave setup and watertable overheight in the cigu sand barrier (taiwan) during the talim tropical storm. In *Coastal Dynamics 2013, Arcachon, France*, pages 1517–1526.
- Stepanian, A. and Levoy, F. (2003). Sequences d’évolution morphodynamique des barres intertidales d’une plage macrotidale : l’exemple d’Omaha Beach (Normandie, France). *Oceanologica Acta*, 26 :167–177.
- Stockdon, H., Holman, R., Howd, P., Sallenger, J., and Asbury, H. (2006). Empirical parameterization of setup, swash, and runup. *Coastal Engineering*, 53 :588.
- Stockdon, H., Sallenger, J., Asbury, H., Holman, R., and Howd, P. (2007). A simple model for the spatially-variable coastal response to hurricanes. *Marine Geology*, 238 :1–20.
- Stone, G., Grymes, J., Steyer, K., Underwood, S., Robbins, K., and Muller, R. (1993). A chronologic overview of climatological and hydrological aspects associated with hurricane andrew and its morphological effects along the louisiana coast, usa. *Shore and Beach*, 61 (2) :2–12.
- Stone, G. W., Liu, B., Pepper, D. A., and Wang, P. (2004). The importance of extratropical and tropical cyclones on the short-term evolution of barrier islands along the northern gulf of mexico, usa. *Marine Geology*, 210(1-4) :63–78.
- Suppe, J. (1984). Kinematics of arc-continent collision, flipping of subduction, and back-arc spreading near taiwan. *Memoir of the geological society of China*, 6 :21–33.
- Sénéchal, N., Gouriou, T., Castelle, B., Parisot, J., Capo, S., Bujan, S., and Howa, H. (2009). Morphodynamic response of a meso- to macro-tidal intermediate beach based on a long-term data set. *Geomorphology*, 107(3-4) :263 – 274.
- Tapia, M., Casarin, S., Ortiz, E., Balwin, M., Mancera, E., and Rentaria, F. (2014). Comparative morphodynamics and circulation patterns between a beach exposed to hurricane conditions and a beach protected by coral reefs. In *34th International Conference on Coastal Engineering, June 15-20, Seoul, Korea*.

- Theunissen, T., Font, Y., Lallemand, S., and Liang, W. (2010). The largest instrumentally recorded earthquake in taiwan : revised location and magnitude, and tectonic significance of the 1920 event. *Geophysical journal international*, 183 :1119–1133.
- Thornton, E., MacMahan, J., and Jr., A. S. (2007). Rip currents, mega-cusps, and eroding dunes. *Marine Geology*, 240(1-4) :151 – 167.
- Timmons, E. A., Rodriguez, A. B., Mattheus, C. R., and DeWitt, R. (2010). Transition of a regressive to a transgressive barrier island due to back-barrier erosion, increased storminess, and low sediment supply : Bogue banks, north carolina, usa. *Marine Geology*, 278(1) :100–114.
- Turner, I. L. (1998). Monitoring groundwater dynamics in the littoral zone at seasonal, storm, tide and swash frequencies. *Coastal Engineering*, 35(1-2) :1 – 16.
- Turner, I. L., Russell, P. E., Butt, T., Blenkinsopp, C. E., and Masselink, G. (2009). In-situ estimates of net sediment flux per swash : Reply to discussion by {TE} baldock of “measurement of wave-by-wave bed-levels in the swash zone”. *Coastal Engineering*, 56(9) :1009 – 1012.
- Vousdoukas, M., Kirupakaramoorthy, T., Oumeraci, H., de la Torre, M., Wübbold, F., Wagner, B., and Schimmels, S. (2014). The role of combined laser scanning and video techniques in monitoring wave-by-wave swash zone processes. *Coastal Engineering*, 83 :150 – 165.
- Wang, P., Kirby, J. H., Haber, J. D., Horwitz, M. H., Knorr, P. O., and Krock, J. R. (2006). Morphological and sedimentological impacts of hurricane ivan and immediate poststorm beach recovery along the northwestern florida barrier-island coasts. *Journal of Coastal Research*, 22(6) :1382–1402.
- Wang, Y., Jan, S., and Wang, D. (2003). Transports and tidal current estimates in the taiwan strait from shipboard {ADCP} observations (1999–2001). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 57(1-2) :193 – 199.
- Weber, J., Christensen, K., and Denamiel, C. (1999). Wave-induced set-up of the mean surface over a sloping beach.
- Wenzel, H. (1996). The nanogal software : Earth tide data processing package eterna3.30. *Bull. d’Inf. Marées Terr.*, 124 :9425–9439.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1998). New, improved version of generic mapping tools released. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 79(47) :579–579.
- Wijnberg, K. and Terwindt, J. (1995). Extracting decadal morphological behaviour from high-resolution, long-term bathymetric surveys along the holland coast using eigenfunction analysis. *Marine Geology*, 126(1) :301–330.
- Wijnberg, K. M. and Kroon, A. (2002). Barred beaches. *Geomorphology*, 48(1-3) :103 – 120.
- Williams, H. F. (2013). 600-year sedimentary archive of hurricane strikes in a prograding beach ridge plain, southwestern louisiana. *Marine Geology*, 336(0) :170 – 183.
- Wright, L. and Short, A. (1983). Morphodynamics of beaches and surf zones in australia. *Komar, P.D. (Ed.) CRC Handbook of Coastal Processes and Erosion. CRC Press, Boca Raton*, pages 35–64.

- Wu, W., Kao, H., Hsu, S., Lo, C., and Chen, H. (2010). Spatial variation of the crustal stress field along the ryukyu taiwan luzon convergent boundary. *Journal of geophysical research*, 115.
- Zeng, Z., Wang, Y., and Wu, C. (2006). Environmental dynamical control of tropical cyclone intensity- an observational study-. *Montly weather review*, 135 :38–59.
- Zhang, W., Hong, H., and Yan, X. (2013). Typhoons enhancing northward transport through the taiwan strait. *Continental Shelf Research*, 56.

Upper beach reconstruction patterns after moderate storm events, 2012. XIIèmes Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil

La référence bibliographique de cet article est : Campmas Lucie, Bouchette Frédéric, Liou Jiing-Yih, Brambilla Elena, Meulé Samuel, Sylaios Georgios, Sabatier François, Certain Raphael, Robin Nicolas, Hwung Hwung-Hweng. Upper beach reconstruction patterns after moderate storm events. 2012. Paralia



Upper beach reconstruction patterns after moderate storm events

Lucie CAMPMAS^{1,2,8}, Frédéric BOUCHETTE^{2,7}, Jiing-Yih LIOU⁵,
Elena BRAMBILLA², Samuel MEULE³, Georgios SYLAÏOS⁴,
François SABATIER³, Raphael CERTAIN⁶,
Nicolas ROBIN⁶, Hwung-Hweng HWUNG⁵

1. Géosciences-M, CNRS/Université Montpellier II, 34095 Montpellier II, France.
2. GLADYS/SO-LTC, OSU OREME, CNRS/ Université de Montpellier II, France.
frederic.bouchette@gmail.com ; <http://www.soltc.org>
3. Aix Marseille Université, CNRS, CEREGE UMR 6635, BP 80, 13545 Aix, France.
4. Democritus University of Thrace, 67100 Xanthi, Greece.
5. National Cheng Kung University, No.1, University Road, Tainan City 701, Taiwan.
6. CEFREM, Université UPVD, Perpignan, France.
7. METOS, University of Oslo, Norway.
8. LIA ADEPT, LIA 536 CNRS/NSC (<http://www.lia-adept.org>)

Abstract:

The wave-dominated beach barrier of Villeneuve-Lès-Maguelone extends between Palavas and Frontignan (Gulf of Lions, northernmost Mediterranean Sea), along a slightly natural sandy protected area characterized by typical and well-expressed morphologies. In the nearshore, the sea bottom shows one or two approximately rectilinear sand bars. In 2010-2011, we performed a 6 month-long monitoring (autumn 2010/late spring 2011) of a 500 meter-long segment along this sand barrier. We used RTK D-GPS offering centimeter resolution to acquire sets of elevation data on the beach and the upper shoreface. The study is innovative because a full morphologic monitoring was performed each time the wave/ wind conditions changed significantly. These changes were tracked in real-time thanks to a set of hydrodynamic equipments deployed at sea, including well-known DREAL buoys. We identify from well-documented data: (1) a beach reconstruction cycle at the shoreline after a moderate storm event (wave height at 3-4 m) and (2) how a sand bar in the nearshore migrates to the shoreline and drives the shoreline shift.

Keywords:

Shoreline – Swash zone – Morphological patterns – Beach reconstruction

1. Introduction

Barrier island systems arise from the intimate interaction of a nearshore domain (LIPPMAN & HOLMAN, 1990) and an emerged beach (SHORT, 1999) which are both constantly driven by the action of waves. However, the morphodynamics at their seaside

boundary -the shoreline- is not so well understood and is less documented (MASSELINK & PULEO, 2006).

Seasonal cross shore migration of sand bars in the surf zone (ELGAR *et al.*, 2001) shows offshore tendency (up to 10 m/day) during storms and onshore tendency (only up to 1m/ day) during fair weather (CERTAIN & BARUSSEAU, 2005). SUNAMURA & TAKEDA (1984) relate from field observations the beach erosion (respectively the accretion) to a seaward (respectively landward) migration of sand bars in the nearshore (surf and swash zones). In the meanwhile, many surf/ swash models try to characterize relationships between sand bars and dry beach (ELFRINK & BALDOCK, 2002); but usually, such models fail to predict onshore migration of inner bar to the shoreline (GALLAGHER *et al.*, 1998). This lack of understanding derives also from the difficulty of data field acquisitions in swash zone and dry beach. This paper focuses on morphodynamics in the swash zone and at the shoreline, being the missing link between the surf zone sand bars and the dry beach.

2. Hydro-morphodynamic settings

The sand barrier (so-called "lido") of Villeneuve-lès-Maguelone is located in the Gulf of Aigues-Mortes and it is limited by Palavas-les-flots and the Cathedral of Maguelone peninsula to the East, the small town of Frontignan to the West, and the Rhone/ Sète canal to the North (figure 1a, 1b). The system is a typical 11 kilometer-long sand barrier. The distance from the shoreline to the lagoon ranges from 60 to 300 meters, with a maximum elevation at about 3 meters above mean sea level.

Regarding the hydrodynamics, tides range between 20 to 40 centimeters. Therefore, the shoreface is mostly controlled by currents and waves (LEREDDE *et al.*, 2007). To the beach scale, the hydrodynamics are driven by wave-current interactions with the nearshore sand bars (CERTAIN *et al.*, 2005). The dominant winds along the coast are Tramontane (northly to north-westerly, 36% of the wind day per year) and Mistral (north-easterly, 15% of the wind day per year) (ISEBE *et al.*, 2008). Remaining breeze (34%) and other winds blowing from land (15%) are known to have no significant influence on the littoral dynamics. Wave energy is moderate (at 88% of the time) with a mean significant wave height of 0.7 meter and a mean peak period of 5 seconds. The wave regime is characterized by three types of waves: waves from South-East (69%), waves from South (17%) and waves from South-West (14%). Storm waves ($H_s > 4$ m with period of 5 to 10 seconds) represent 1 to 2% of time (AZERAD *et al.*, 2007).

In the shoreface, LIDAR imagery (2007, BEACHMED-E / CG34; 2009, DREAL LR/SO LTC see at www.soltc.org) clearly shows one to two sand bars whose geometries are not simple in the studied area. The cross-shore mobility of the sand bars is not known in this area, but it has been analyzed in adjacent spots for years (CERTAIN & BARUSSEAU, 2005; CERTAIN *et al.*, 2005; ALEMAN *et al.*, 2011). It is known to follow a NOP-NOM (Net Offshore bar Migration) like (SHORT & AAGAARD, 1993)

model or similar, including seaward shifts during storms, and landward shifts during beach reconstruction under fair weather conditions. However, the shoreline shows seasonal to higher frequency landward and seaward shifts controlled by wave climate (SABATIER *et al.*, 2008). Those are within the scope of this paper.

Along the shoreline itself, the swash zone shows a 10 centimeters to 1 meter high berm (figure 1d) with a moderate slope (3.5%) and a usually well-expressed 5 to 40 centimeters high beach step (figure 1e). Beach cusps (figure 1f) occur also intermittently.

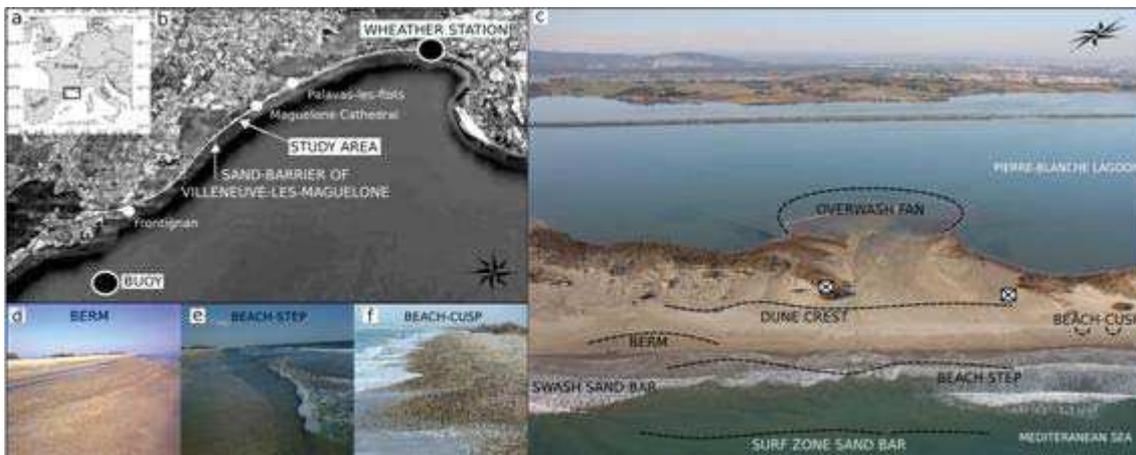


Figure 1. Location and presentation of the studied area. (a) Location map of the Gulf of Lions (GOL, north-western Mediterranean Sea, France); (b) Location map of the Gulf of Aigues Mortes (GAM, north-western GOL) with location of lido de Villeneuve-Lès-Maguelone and study area. Hydrodynamic and meteorological data used in this study were obtained from the buoy of Sète and the anemometer of La Grande Motte; (c) an oblique aerial photograph of the main geomorphic features in the study area with the definition of morphologic features used in the text; (d) a berm; (e) a beach-step and (f) a beach-cusp.

3. Methodology

3.1 Field surveys

Six month-long field works were conducted from January to July 2011 on the sand barrier of Villeneuve-Lès-Maguelone to investigate its morphodynamics, and resulted in 28 distinct surveys of the full beach (figure 2a).

All the field campaigns follow the same field protocol, with the acquisition of: (1) the survey area of a 320 m (alongshore) × 220 m (cross shore) zone (figure 1c), including an over-wash fan, the swash zone and the associated upper shoreface (some meters seaward in the water) ; (2) four profiles measured at the exact same location through time. One of them is cross shore (from the sea to the lagoon across the wash-over fan)

and three others are longshore, one profile on the beach and two profiles on the overwash fan; (3) precise localization of peculiar geomorphic markers, such as beach cusps, berm, beach-steps, vegetation boundaries and their change through time. In this study, we choose the beach step as being the exact location of the shoreline.

These data sets were acquired with a D-GPS Trimble R8 which offers Real Time Kinematic (RTK) and vertical and horizontal resolution about 2 cm (Z) and 5 cm (X,Y). The Conic Conform projection Lambert III South (geographical version) was used to store the data. With a small chariot trolley pulled on the beach, the trail of the operator follows a regular pattern, with lines 10 meters apart along which points are acquired at a regular distance of about 1 m. The geolocalization of specific geomorphic features was performed at a spatial resolution of about 0.5 m. The four profiles and underwater measurements were acquired with points spaced 1 to 5 meters apart. The shoreline itself was delineated with a set of points 10 meters apart.

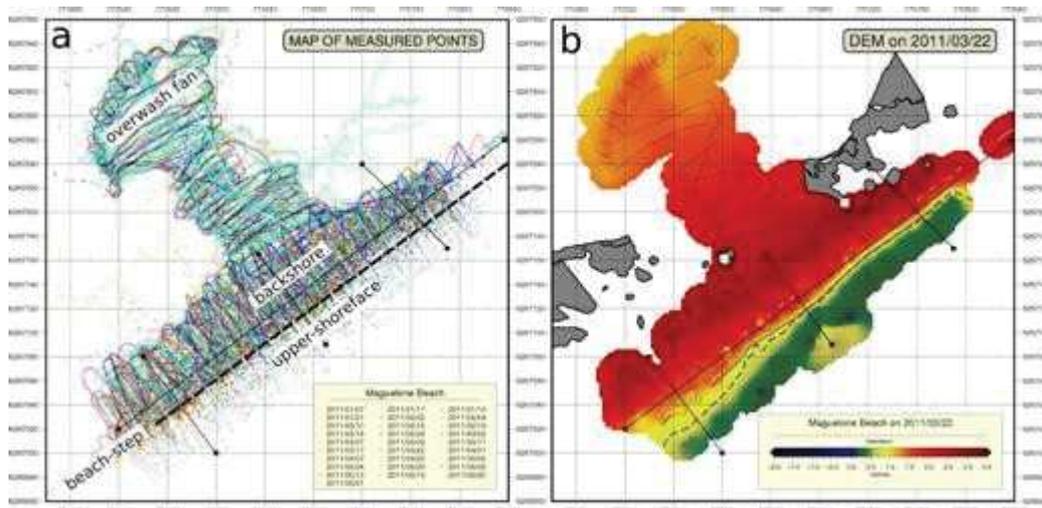


Figure 2. Altimetric data acquired from January to July 2011. a) Map of the dataset and names for the distinct beach zones used in this study. Profiles extracted from the DEM (Digital Elevation Model) for morphologic analysis are represented by solid black lines. b) example of a DEM.

3.2 Data processing

The altimetric data were analyzed with Bash scripts on the basis of GMT tool box (WESSEL & SMITH, 1998; WESSEL, 2010).

Before we process the full data sets, two types of interpolations were compared in order to build DEMs (Digital Elevation Model). Akima interpolation (AKIMA, 1979) was selected as it curves and highlights the morphologies whereas TIN (Triangulated Irregular Network) method minimizes the convexity and flattens the geomorphic features such as the observed beach cusps. The Akima method is based on a

combination of harmonic representations optimization of the surface towards a minimal curvature. The Akima algorithm used to process the data (STOOCH tools) was tuned with a search radius set at 15 meters and a tension parameter set at 0.35.

The following types of graphs were created: (1) plot of cross shore elevation profiles; (2) for each campaign, a colored altimetric map of the DEM including visible boundaries of vegetation (that did not change through time during the field works) and the localization of typical features (shoreline, beach cusp,...) in order to switch easily from map to map, and to achieve basic comparisons (figure 2b); (3) maps of the altimetric differences between two consecutive campaigns to quantify the morphologic changes at the DEM scale; (4) plots of the still sea level changes through time. Indeed, the beach step is supposed to occur at a constant elevation along the 400 m long segment of beach. In that zone, from the measured locations of the beach step (that is the shoreline), elevations were extracted from the DEM and a mean shoreline elevation was calculated. This process results in two distinct shoreline concepts: a) the line created directly from the points measured on the beach-step and b) the line extracted from the DEM, and made of points of same elevation (that of the mean beach step). To illustrate the shoreline dynamics in relation with morphodynamic changes, calculated shorelines from DEM (described previously) were drawn on the maps of altimetric differences.

4. Results

The detailed analysis of all data and derived graphs has revealed a sand supply cycle from the nearshore to the upper beach including shoreline shifts. Six successive steps are identified in this cycle. STEP 1 is the input of sand in the upper shoreface. The incoming sand can be shaped in bars or immersed beach-cusps pointing to the beach. STEP 2 is the migration of this sand stock close to the actual beach step. This results in a shoreline shift (STEP 3) and the creation of a second shoreline (concomitant beach step) seaward the current one. The migration is (1) homogeneous along the shore if the amount of incoming sand is significant; (2) irregular, describing 10-100 meter-long oscillating patterns, if the incoming sand volume is low. STEP 4 is the total fusion of the incoming sand with the previous shoreline resulting in its disappearance. STEP 5 is the nourishment of the berm and the upper beach. STEP 6 corresponds to the final regularization of the shape of the shoreline. From January to June, seven distinct morphologic cycles were observed (figure 3). Although all steps are not well-expressed for each cycle, they always occur in the strict same order as described above.

Beyond the morphologic cycle, we promote also two distinct scenarios at the origin of the sand supply in the upper shoreface (beginning of STEP 1; figure 3). During significant storms, sand is directly taken from inner bars. In a second time after the storm apex, some of this sand migrates to the beach to input a morphologic cycle. In this case, observations show that the nourishment of the beach is negligible and the

cycle does not characterize beach reconstruction. Conversely, long fair-weather periods trigger the STEP 1 of the morphodynamic cycle described above with provision of significant sand volumes to the beach. This corresponds to the regular inner bar migration to the shoreline. It is a typical beach reconstruction process.

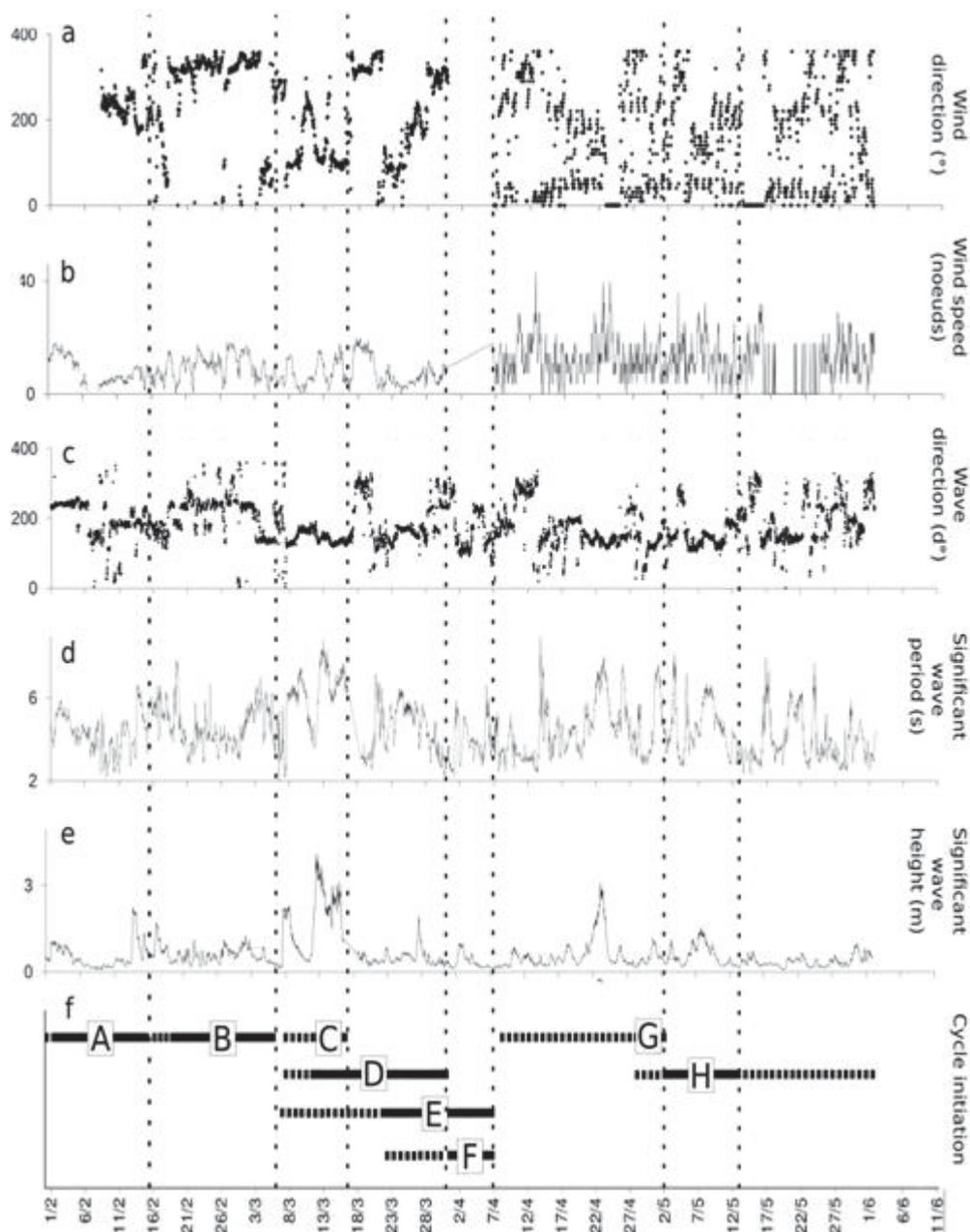


Figure 3. Beginning of morphological cycles A to H faced with hydrodynamical and meteorological forcings from January 1st to June 16th, 2011. Waves are from Sète buoy (DREAL LR/SO-LTC), 6 km off the shoreline in 40 m of water depth (03°46.777'E, 43°22.290'N (WGS-84)). a to e illustrate the forcings and f Extension (horizontal line) and end (vertical dashed line) of each cycle.

5. Conclusion

Supported by solid field measurements, this study describes a sand migration process from the nearshore to the emerged beach through a buffer zone at the shoreline. This field survey contributes to fill the gap between sand bar and emerged beach dynamics during storms and fair weather periods. Now, we plan to reproduce exactly the same experiment in Villeneuve-Lès-Maguelone over the period 2012-2013, and we extend the survey to other field sites. Indeed, in the frame of KUNSHEN ANR Project, we intend to describe the morphological evolution of the barrier island of Wan-Tzu-Liao, located South-West Taiwan, following the same methodology. In this area, wave energy can be ten times higher, and H_s up to 12 meters in the nearshore can occur during typhoon events (HSU *et al.*, 2007). Comparison between dynamics in the Mediterranean Sea and in Taiwan may result in the generalization of the morphological cycle presented in this study to extreme forcings.

6. Acknowledgements

Lucie CAMPMAS is funded by project Kunshen (ANR SIMI6-2011). This work is part of LIA ADEPT (LIA 536, CNRS/NSC) activities. We are grateful to DREAL Languedoc-Roussillon for their continuous support and partnership in the framework of GLADYS (www.gladys-littoral.org) and SO LTC (www.soltc.org). We are grateful to OSU OREME to have provided us with all the technical facilities required for this work. We are grateful to the two anonymous reviewers for their interesting comments.

7. References

- AKIMA H. (1979). *A new method of interpolation and smooth curve fitting based on local procedures*. J. Assoc. Comput. Mach. 17 (4), pp 589-602. doi:10.1145/321607.321609
- ALEMAN N., ROBIN N., CERTAIN R., VAN ROYE C., BARUSSEAU J.P., BOUCHETTE F. (2011). *Typology of nearshore bars in the gulf of lions (France) using lidar technology*. Journal of Coastal Research SI 64.
- AZERAD P., ISEBE D., BOUCHETTE F., IVORRA B., MOHAMMADI B. (2007). *Design of passive defense structures in coastal engineering*. International Review of Mechanical Engineering 1, pp 1-18.
- CERTAIN R., MEULE S., REY V., PINAZO C. (2005). *Wave transformation on a microtidal barred beach (Sète, France)*. Journal of Marine Systems 38, pp 19-34. doi:10.1016/j.jmarsys.2005.06.001
- CERTAIN R., BARUSSEAU J.P. (2005). *Conceptual modelling of sand bar morphodynamics for a microtidal beach (Sète, France)*. Bulletin de la société Géologique de France, V. 176, pp 343-354. doi:10.2113/176.4.343
- ELGARD, S., GALLAGHER, E. GUZA, R (2001). *Nearshore sand bar migration*. Journal of Geophysical Research, 106, pp 11.623-11.627.

- ELFRINK B., BALDOCK T. (2002). *Hydrodynamics and sediment transport in the swash zone: a review and perspectives*. Coastal Engineering 45, pp 49-167. doi:10.1016/S0378-3839(02)00032-7
- GALLAGHER E., ELGAR S., GUZA R. (1998). *Observation of sand bar evolution on a natural beach*. Journal of geophysical research 103, pp 3203-3215. doi:10.1029/97JC02765
- HSU T.W., HSIAO S.C., OU S.H., WANG S.K., YANG B.D., CHOU S.E. (2007). *An application of Boussinesq equations to Bragg reflection of irregular waves*. Ocean Engineering 34, pp 870-883. doi:10.1016/j.oceaneng.2006.02.005
- ISEBE D., AZERAD P., BOUCHETTE F., IVORRA B., MOHAMMADI B. (2008). *Shape optimization of geotextile tubes for sandy beach protection*. International Journal of Numerical Methods in Engineering 74, pp 1262-1277. doi:10.1002/nme.2209
- LEREDDE Y., DENAMIEL C., BRAMBILLA E., LAUER-LEREDDE C., BOUCHETTE F., MARSALEIX P. (2007). *Hydrodynamics in the gulf of Aigues-Mortes, NW Mediterranean sea: in situ and modelling data*. Continental Shelf Research doi:10.1016/j.csr.2006.06.006
- LIPPMAN T., HOLMAN R. (1990). *The spatial and temporal variability of sandbar morphology*. Journal of Coastal Research 95, pp 11.575-11.590.
- MASSELINK G., PULEO J. (2006). *Swash-zone morphodynamics*. Continental Shelf Research 26, pp 661-680. doi:10.1016/j.csr.2006.01.015
- SABATIER F., DEZILLEAU L., CONDOMINES M., BRIQUEU L., COLIN C., BOUCHETTE F., LE DUFF M., BLANCHEMANCHE P. (2008). *Reconstruction of paleostorms events in a coastal lagoon (Hérault, South of France)*. Marine Geology 251, pp 224-232.
- SHORT A. (1999). *handbook of beach and shoreface morphologies*, Beaches. Wiley&Sons Ltd.
- SHORT A., AAGAARD T. (1993). *Single and multi-bar beach change models*. Journal of Coastal Research, Special Issue n° 15, pp 141-157. doi:10.1016/0025-3227(84)90144-0
- SUNAMURA T. (1984). *Landward migration of inner bars*. Marine Geology 60, 63-78.
- WESSEL P. (2010). *Tools for analyzing intersecting tracks: The x2sys package*. Computers and Geosciences, 36(3), pp 348-354. doi:10.1016/j.cageo.2009.05.009
- WESSEL P., SMITH W. (1998). *New, improved version of the generic mapping tools released*. American Geophysical Union, 79, 579 p.

**Shoreline and upper beach dynamics
under extreme events : the KUNSHEN
experiment (Wan-tzu-liao beach
barrier, Taiwan), 2012. XIIèmes
Journées Nationales Génie Côtier –
Génie Civil**

La référence bibliographique de cet article est : Meulé Samuel, Campmas Lucie, Bouchette Frédéric, Liou Jiing-Yih, Sabatier Francois, Sous Damien, Sylaïos Georgio et Hwung Hweng-Hwung. 2012. Shoreline and upper beach dynamics under extreme events : the KUNSHEN experiment (Wan-tzu-liao beach barrier, Taiwan). Paralia, Volume 5.



Shoreline and upper beach dynamics under extreme events: the KUNSHEN experiment (Wan-tzu-liao barrier, Taiwan)

Samuel MEULÉ^{1,2}, Lucie CAMPMAS³, Frédéric BOUCHETTE^{3,8},
Jiing-Yih LIOU⁴, François SABATIER¹, Damien SOUS⁶, Georgios SYLAÏOS⁵,
Vincent REY⁶, Ying-Chih WU⁴, Tsung-Yi LIN⁷, Hwung-Hweng HWUNG⁴

1. CEREGE UMR 6635, OSU PYTHEAS, CNRS/Aix Marseille Université, Aix-En-Provence, France.
meule@cerege.fr
2. LIA-ADEPT (LIA CNRS/NCS 536) France/Taiwan. <http://www.lia-adept.org>
3. GLADYS/SOLTC/OREME Géosciences-M, CNRS/ UM2, Montpellier, France.
4. National Cheng Kung University, No.1, University Road, Tainan City 701, Taiwan.
5. Department of Environmental Engineering, University of Thrace, Greece.
6. LSEET UMR 6017, Université du Sud Toulon-Var, 83957 La Garde Cedex, France.
7. National Taiwan Normal University, Taipei 106, Taiwan, R.O.C.
8. METOS, Forskning Center, University of Oslo, Blindern, Norway.

Abstract:

Barrier island hydro-morphodynamics driven by typhoon events are the major concern of the project KUNSHEN (2011-2014). It aims at providing for a deep understanding of the peculiar dynamics of sand barriers where extreme events such as typhoons have a significant impact. We present the campaigns and the protocols achieved and planned in the project, on the Wan-tzu-liao sand barrier, Cigu Lagoon, Tainan, Taiwan, from October 2011 to January 2012, during the winter storm season and during summer 2012 during the typhoon season. A set of current profilers are deployed along a cross shore transect at 7, 4 and 2 meters deep. On the Wan-tzu-liao sand barrier, 3 columns of 3 pressiometers are deployed to survey the submersion. In the same time, morphological surveys are performed on the sand barrier with DGPS to analyse any change in the shoreline position, the beach slope, and the dynamics of sand beach features. A very preliminary analysis on these on-going field surveys suggests that the word "extreme" refers more to the consequence of the forcing on the sand barrier than the intensity of the forcing itself. The strategy developed in this first step will be refined to survey the next typhoon season, from May 2012 to October 2012.

Keywords:

Extreme events – Submersion – Typhoon – Taiwan

1. Introduction

Barrier island hydro-morphodynamics driven by typhoon events are the major concern of the KUNSHEN project (2011-2014). The project aims at providing for an up-to-date

and deep understanding of the dynamics of sand barriers, of their formation and their destruction under extreme events such as typhoons. This paper focuses on the methodological approach. Two main field campaigns are planned during the project. The first campaign was conducted during winter season from November 2011 to January 2012. The second campaign will be conducted during summer season 2012, when typhoons are predicted to landing and seriously affecting Cigu area (Tainan County, Taiwan). In this paper, we present the Cigu system, the methodology used to deploy the equipment under extreme events and the questions that may be tackled thanks to these in-situ field surveys.

2. Hydro-morphological settings of the Cigu system

2.1 The Cigu lagoon and the taiwanese context

The Cigu sand barrier (figure 1) is located in the Cigu and Zengwun river delta plains, in the vicinity of Tainan city, south-western Taiwan. Along this sandy coast opened to the West on the 170 km wide Taiwan strait, well-developed brackish shallow water bodies occur. They are separated from the open sea by km-long barrier islands or sand spits. The nearshore (and lagoon) morphology is clearly different from that of Eastern Taiwan, where the coast displays a steeper slope, no lagoon, and pocket beaches delimited by well-formed rocky headlands. The south-western barrier islands are developed on a trailing-edge coast. A high lifting rate due to the continent-arc collision generates a high erosion rate in the watershed. Subsequently, high sedimentation should be observed along the coast. However the Cigu littoral system shows evidences of coastal erosion.

2.2 Cigu littoral dynamics

The Cigu littoral system is formed by: (1) a shoreface with a nearshore slope of the order of 1:10 varying along the year according to sand bar dynamics. Existing monitoring of nearshore water depth shows current sand bar dynamics; (2) a 1-10 m high and 10-100 m wide sandy barrier (Wan-tzu-liao barrier); (3) the 8 km long and 3 km wide Cigu lagoon itself bounded by a highly anthropogenic zone to the East, mainly made of oyster culture, fish ponds and ancient salt fields delineated by dikes. Water depth in central Cigu lagoon is about 1-2 m, and 4-5 m along some discrete channels dedicated to sailing. Cigu Lagoon is the largest remaining lagoon in the south-western coast of Taiwan and the Wan-tzu-liao barrier is one of the two remaining natural barrier islands of Taiwan. Dune erosion and shoreline retreat on Wan-tzu-liao barrier have been monitored. Engineering structures built northward of the studied area may have intercepted the sediment sources for the barrier island.

The consequences are a decrease of the mean elevation and a land area shrinkage of the barrier.

2.3 Storm inlets

The barrier has been breached several times to form new tidal inlets (LIN *et al.*, 2007). To the North, the low elevation tends to be vulnerable to the storm waves and the sand barrier does not display well-developed vegetation. Therefore, the sand barrier is cut by a set of inlets that encourage water flow between sea and lagoon driven predominantly by the semi-diurnal tide. One of them formed in 1999 after a major storm event. Breaches of the barrier island are more often since late 1999. Such coastal features result from combined effect of tide and over-topping of waves, leading to over-washes of the sand barrier and subsequent wash-over deposits in the lagoon. They highlight the shoreward displacement of the sand barrier. Southward, the sand barrier is cut by a permanent tidal inlet (Ding-Tou-Er inlet).

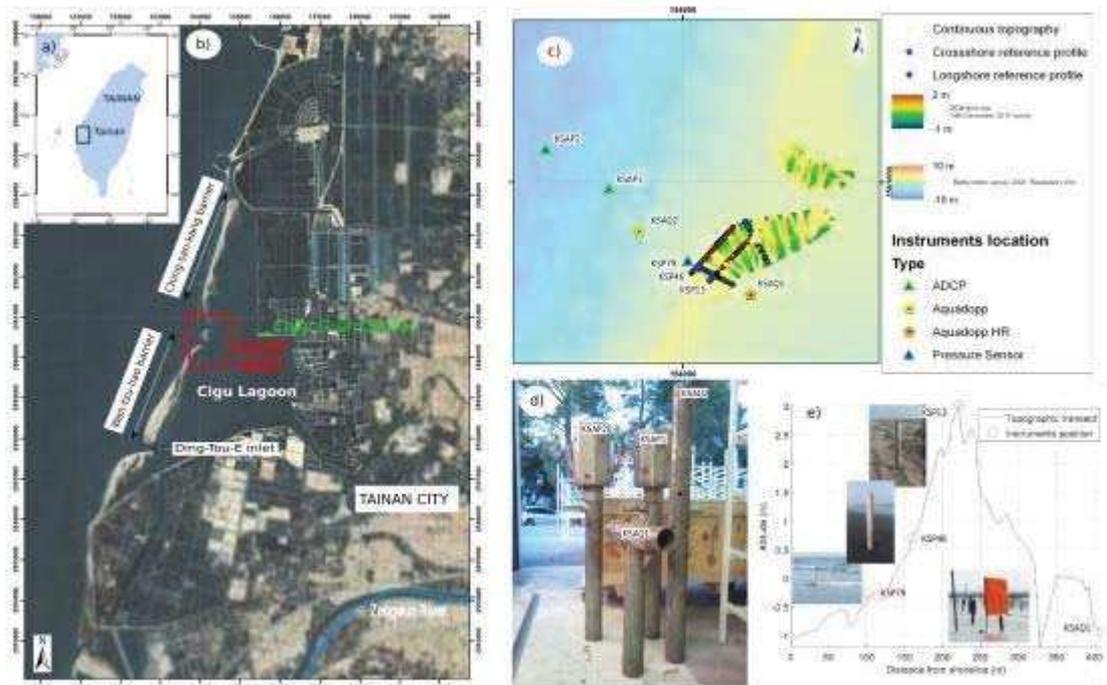


Figure 1. a) Taiwan Island. b) Study area location. c) Instruments location and altimetric survey strategy. d) Photography of frames. e) Location of the pressure sensors superimposed over a topographic survey.

Flood tidal delta may appear at Ding-Tou-Er inlet. Eolian sand dunes are 1-8 m high and covered of vegetation, including dense groves locally. Qualitative historical transformation of the morphology of the (a) Cigu lagoon and its former lagoons existed since the seventeenth century, (b) sand barrier has moved landward since mid twentieth century. However, no analysis of the architecture of sand barrier and lagoon deposits, as well as that of underlying deposits with geophysical surveys and/ or cores exist.

Consequently, the formation and the Holocene (from 18 kyrs until now) evolution of Cigu system are unknown.

2.4 Hydrodynamic settings of the Cigu system

As Taiwan straddles the Tropic of Cancer, south-western Taiwan climate is sub-tropical, with a mean temperature of 16.5° in January and 28° in August. Winter season displays fair-weather wave and wind climates at sea, with occurrence of some moderate storms. Typhoon season hits in early summer to mid-autumn and strikes Taiwan's coasts strongly. Along the south-western coast where Cigu sand barrier lies, typhoons mainly propagate from the South between June to early July, and from the East later. Figure 2 represents the typhoon tracks over the year 2008. It shows that consequent number of typhoons may occurs in the study area. Consequently, Cigu system is exposed to a wide set of fair-weather and severe wave and wind conditions, including some of the most extreme meteorological events around the world.

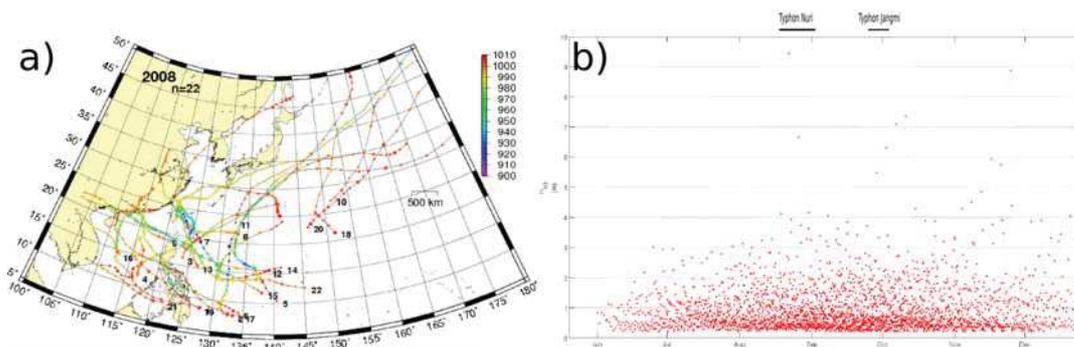


Figure 2. a) Typhoons track in 2008. b) Wave height during typhoon season from Dingtoug buoy at 18 m depth, 1.5 km seaward from the field area.

Weather observations from Tainan domestic airport and from the Dingtoug buoy (<http://www.cwb.gov.tw/v6e>) at 18 m of water depth, 1.5 km seaward from the field area will give the local meteorological forcings. A review of historic wind data from the Airport Station (eastern Cigu lagoon) was conducted for 2008. It was shown that winter winds are north-easterly, and summer winds are variable. Typical local wave climates seaward Cigu system can be derived from the Dingtoug directional wave buoy. Calculated spectra of wave energy distribution at this point show that during typhoon events, wave conditions depend on typhoon tracks (see figure 2a et b). Wave direction may vary from SW to NW. Typical observed wave heights and periods are of the order of 8 m and 12 s respectively. The highest wave height ever measured (32.3 m) was observed in North Taiwan at Gueishantao station (LIU *et al.*, 2008) during typhoon Krosa (October 6th, 2007). Tidal range is about 1 m and water elevation was recorded at several points inside the lagoon.

3. Field survey protocols

3.1 Altimetric/bathymetric surveys

Systematic altimetric surveys of the Cigu sand barrier are conducted at high frequencies with a RTK/ DGPS over the study area allowing an almost centimeter accuracy. The reference location will be located at the Coast Guard station (see figures 1a and 1b). All data are georeferenced in TWD97/TM2 zone 119, which is a Coordinate Reference System for Topographic and engineering survey in Taiwan. It was defined by information from National Land Surveying and Mapping Center. Special attention is paid to surveys done before and after typhoon events, so that typhoon-driven morphological changes on the sand barrier can be easily quantified. During the first field campaign (Nov. 2011 - Jan. 2012) a set of ten altimetric surveys were achieved. In the prospect of integrating altimeter data into models, the present study has pointed out a specific strategy. This strategy, illustrated by figure 1c, consists in : (1) a continuous topography, (2) 2 crossshore and 2 longshore reference profiles, (3) and profiles along some specific morphological features. The digital elevation model is therefore calculated using Delaunay (or Akima alternatively) spatial interpolation. Seaward, the determination of the morphological and sediment features are obtained from classical echosounding bathymetric surveys on the whole site. As a complement to field measurements, satellite imagery will be used to evaluate the variability of the lagoon through time and space. This methodological work constitutes a first step toward the understanding of the coastal dynamics of the Wan-tzu-liao barrier.

3.2 Device frames to be deployed during typhoons

An important goal of the projet is to develop specific frames adapted to the monitoring of hydrodynamics and sediment processes in shallow water under typical typhoon conditions. These frames should display: (1) the ability to resist to typhoon wave stresses, which means a deep and robust anchorage within the seabottom and/or a large amount of weights; We chose to insert 7m-length stainless tubes inside the sediment. Those tubes will be the anchor; (2) user-friendly connections, so that a simple diver can operate rapidly and easily; (3) on the frame and the equipments during poor weather conditions; We choose to develop specific frame-head connector adapted to the anchor. Figure 1d shows frame-head adapted for the RDI-ADCP, the Nortek-Aquadopp and the Nortek-ADV-OBS.

3.3 Hydrodynamic surveys

The autonomous instrumented benthic frames were deployed between November 2011 and January 2012 along a crossshore section (see figure 1b and 1e) in order to get time series of physical forcing in the Cigu littoral, both in the nearshore zone, in the lagoon

and on the sand barrier. This field campaign provides a set of data for the winter season. The second campaign in summer 2012 will provide the hydrodynamics for the typhoon season. Retrieval of the time series data will allow partners of the KUNSHEN project to investigate the following points : (1) Analysis of wave generation by winds; (2) Measurements of velocity profiles in the nearshore zone; (3) Measurements of the directional wave spectrum and wave characteristics; (4) Analysis of the wave propagation, dissipation, refraction, reflection; (5) Wave-wave energy transfer; (6) Analysis of the non-linear wave-current interaction; (7) Analysis of low frequency modes; (8) Interactions between surface and groundwater dynamics; (9) Sand porous media response to wave pressure forcing allowing evaluation of the sand barrier potential impact on sediment transport. Indeed, liquefaction process may play an important role in the sand transport process during the expected extreme events. (10) Identification and measurements of other forcing mechanisms (tide, fresh water input).

4. Discussion

The data processing of the winter campaign is not achieved and cannot be correctly presented here. However, a very preliminary comparison of data from Taiwan and similar data from historical hydro-morphodynamic surveys along the northernmost Mediterranean Sea (<http://www.soltc.org>) highlights an interesting question. Indeed, we notice that the word "extreme" is somewhat subjective. In some cases, an extreme meteorological coastal event clearly refers to typhoons, hurricanes or at least to tropical storms of class IV. But, in many other cases, people call "extreme" an event that corresponds to moderate storms with respect to hydrodynamics and wind forcings. This highlights the fact that "extreme" refers more to the impact of the meteorological event than to the features and to the intensity of the phenomenon itself. In other words, wave/wind statistics are not the only way to determine what is an extreme event.

A quick overview of the sand barriers impacted by extreme events distributed around the world highlights hundreds of interesting places that illustrate the aforementioned idea. Some striking examples are: South-Eastern U.S.A. (hurricanes), Eastern Asian coast (typhoons), However, western European coast is submitted to "extreme" events also (e.g. Xynthia storm recently), as well as north-westernmost Mediterranean sea where the intensity of wind/ waves is small with respect to that observed during real hurricanes or typhoons. Nevertheless, such events have major consequences on the dynamics of sand barriers and strike the regional environment as much as a typhoon may do. Having this in mind, some questions arise: What makes an event "extreme"? What kind of impact could distinguish an "extreme" storm from a more classical one? Are there relationships between extreme wave/wind forcings and impacts on the sand barrier? All these questions are open questionings and key research topics of KUNSHEN.

5. Conclusion

This paper is the presentation of the KUNSHEN project, of the field protocols, and of the morphologic and hydrodynamic settings of the Cigu system. The data processing of the first field campaign is on-going and the second field campaign will start at the beginning of summer 2012 for the typhoon season. But at this very preliminary stage of the project, the analysis of the hydro-morphodynamics of the sand barrier under extreme events seems fundamental for us as it questions the meaning of the term "extreme event". We are now going (a) to fully process the data from the winter field survey, (b) to achieve summer field survey and (c) to combine the results of field surveys together with theoretical physics, numerical modelling and physical experimentation.

6. References

- LIN T.-Y., LO Y.-F., HUNG C.-Y. (2007). *Geomorphic changes on the barrier islands of southwestern Taiwan*. Proceedings of the 29th Ocean Engineering Conference in Taiwan, 433–438. (in Chinese with English abstract).
- LIU P.C., CHEN H.S., DOONG D.-J., KAO C.C., HSU Y.-J.G. (2008). *Monstrous ocean waves during Typhoon Krosa*. *Annales Geophysicae* 26, pp 1327-1329. doi:10.5194/angeo-26-1327-2008

Thème 2 – Dynamique sédimentaire

Wave setup and watertable overheight in the cigu sand barrier (Taiwan) during the talim tropical storm, 2013. Coastal Dynamics

La référence bibliographique de cet article est : Sous Damien, Campmas Lucie, Meulé Samuel, Bouchette Frédéric, Liou Jiing-Yih. Wave setup and watertable overheight in the cigu sand barrier (Taiwan) during the talim tropical storm. In *Coastal Dynamics 2013*, Arcachon, France.

WAVE SETUP AND WATERTABLE OVERHEIGHT IN THE CIGU SAND BARRIER (TAIWAN) DURING THE TALIM TROPICAL STORM

Damien Sous¹, Lucie Campmas², Samuel Meulé³, Frederic Bouchette², Jying Yih Liou⁴, Vincent Rey¹ and Julien Touboul¹

Abstract

The present research work is a part of the KUNSHEN Franco-Taiwanese research project which aims at investigating the hydro/morphodynamics of barrier islands driven by typhoon events. This study focuses on the impact of the Talim tropical storm on the Wan-tzu-liao sand barrier (Taiwan) in terms of water level rising and watertable overheight. In-situ measurements are provided by a cross-shore network of pressure sensors extended from the intertidal zone to the top of the barrier. Extreme offshore wave conditions are encountered during Talim, with significant wave height greater than 10m at the storm peak. It is shown that measured setups are smaller than those predicted by usual empirical parameterization. Groundwater dynamics is strongly affected by the storm, with watertable overheight of the order of one meter under the barrier top. Watertable dynamics is influenced by waves, tides and rainfalls.

Key words: Wave-setup, watertable, tropical storm, pressure sensors, typhoon

1. Introduction

The setup is the elevation of the water level above its mean value seaward the emerged beach. It mainly results, for a given foreshore profile, from a combination of incoming waves, tides, wind, atmospheric depression and rainfalls. At the shoreline, the setup has early been recognized as a key parameter for nearshore and beach hydro-morphodynamics (Bowen et al, 1968). During storms, the water level has been observed to rise to several meters above its usual mean value, causing considerable damage to natural and artificial structures. As highlighted by Dean and Bender (2006), the contribution of the waves to the setup, namely the wave setup, can be the dominant process in water level rising observed during storms. At the shore, the nearly static wave setup combines with the swash fluctuating component to form the runup. In a succession of theoretical papers, Longuet-Higgins and Stewart (1962, 1963, 1964) first demonstrate that wave setup corresponds to the shoreward gradual rise of mean water level which balances the decrease of radiation stresses due to wave energy dissipation by breaking. Wave setup has then been studied by a number of theoretical and laboratory research works (Bowen et al, 1968, Battjes 1972, Stive and Wind 1982, Svendsen 1984). One major practical objective remains the prediction of the water level at the shoreline for given conditions of waves and foreshore profile (e.g. Holman and Sallenger, 1985; Nielsen, 1988). More recently, field investigations have been performed to measure in-situ wave setup and runup (see e.g. Raubenheimer et al. 2001, Ruggiero et al. 2001 or Stockdon et al. 2004). Senechal et al. (2011) carried out runup video measurements during a very high energy event (peak period up to 16.4s and significant height up to 6.4m) which confirmed the possibility to scale runup elevation in dissipative conditions with offshore wave height alone and showed the possible saturation at low frequencies.

The water surface fluctuations in a wide range of temporal and spatial scales (atmospheric pressure variation, tides, setup/down, gravity and infragravity waves, swash motions) induce time-varying boundary conditions at the sand surface. The groundwater response to this set of forcings strongly depends on the

¹ Université du Sud Toulon-Var, MIO, 83957, La Garde cedex; CNRS/INSU, MIO UMR 7294; IRD, MIO UMR 235, France

² GLADYS/SOLTC/OREME Géosciences-M, CNRS/ Université de Montpellier II, Montpellier, France.

³ Aix-Marseille Université, CNRS, IRD, CEREGE UM34, Aix en Provence, France

⁴ Tainan Hydraulics Laboratory, National Cheng Kung University, Taiwan

porous media properties and the beach slope. An overheight (or super-elevation) of the watertable is generally observed within sedimentary beaches (Kang et al. 1994). Its formation is due to a set of processes (Nielsen 1990, Turner et al. 1996): the asymmetry of boundary conditions at the sloping beach face, the formation of a seepage face at low tide, the non-linearity of the governing equations and the infiltration due to wave runup. Pressure gradients in the soil induce both groundwater circulations and percolation (through-bed) flows. These latter have been early suspected to play a significant role in swash hydro- and morphodynamics and have been widely studied during the last fifteen years, see e.g. Turner and Masselink (1998). Circulation patterns at the swash zone or greater scales are expected to play a significant role in the quality of coastal aquifers, the migration of pollutants (Moore 1999), the chemical and biological activity (Anschutz et al. 2009). The knowledge of both boundary conditions and groundwater behaviour is of primary importance when trying to estimate or model the groundwater discharge fluxes within coastal aquifer (Turner et al. 1997). Unfortunately, flows in porous media are difficult to measure, in particular in the field. Most of the available information is generally provided by relevant numerical models (Li and Barry 2000, Bakhtyar et al. 2011). The formation of a seaward directed circulation cell predicted by the models has been confirmed by very recent laboratory measurements of Sous et al. (2013).

Wave setup and groundwater dynamics are at least partly understood and predictable in a range of usual forcing conditions. Much less is known about extreme events, such as those met during typhoons or tropical storms. The combination of water surge and high energy waves has been empirically observed to potentially induce tremendous damages at the coast, but, due to the harsh conditions for in-situ measurements, very few data are available. The present research work is a part of the KUNSHEN Franco-Taiwanese research project which aims at investigating the hydro/morphodynamics of barrier islands driven by typhoon events. The first aim of the study is to deploy a dedicated field instrumentation and to provide a wide set of original hydrodynamic data during one or several extreme events. The second objective is to use these data to discuss, generalize and/or criticize the existing knowledge of setup and watertable dynamics in the context of paroxysmal forcing conditions. The Wan-tzu-liao sand barrier (Cigu lagoon), south-western Taiwan, has been selected as a representative site of natural sand barrier/ lagoon system. The present communication particularly focuses on the Talim tropical storm (South China Sea, June 17th 2012 to June 21st 2012).

The first part of the paper is dedicated to the presentation of the experimental set-up and conditions. The second part attempts to provide a first analyze of wave setup and watertable dynamics on the Wan-tzu-liao sand barrier during the Talim storm while the last part presents conclusions and prospects.

2. Experimentation site and instrumentation

2.1. The Wan-tzu-liao sand-barrier

The KUNSHEN project aims to characterize the impact of typhoon-like events on sand barriers. The South-Western coast of Taiwan both displays well-expressed lagoonal systems and is regularly exposed to extreme meteorological events. Our study focuses on the Wan-tzu-liao sand barrier which protects the Cigu lagoon, shellfish farming and fish ponds. The Wan-tzu-liao barrier is a 7 km long and 100-500m wide partially vegetalized sand barrier, see Fig. 1. At the moment, the barrier shows two main passes but its morphology continuously evolves.

The cross-shore profile at the instrumented transect is shown in Fig. 2. One notes the maximal elevation of the dune around 3.1m, the gentle back slope and the steeper front slope. Larger scale bathymetrical data (not shown here) reveal a very gentle slope of the bottom up the floor of the Taiwan strait (maximal depth around 100m).

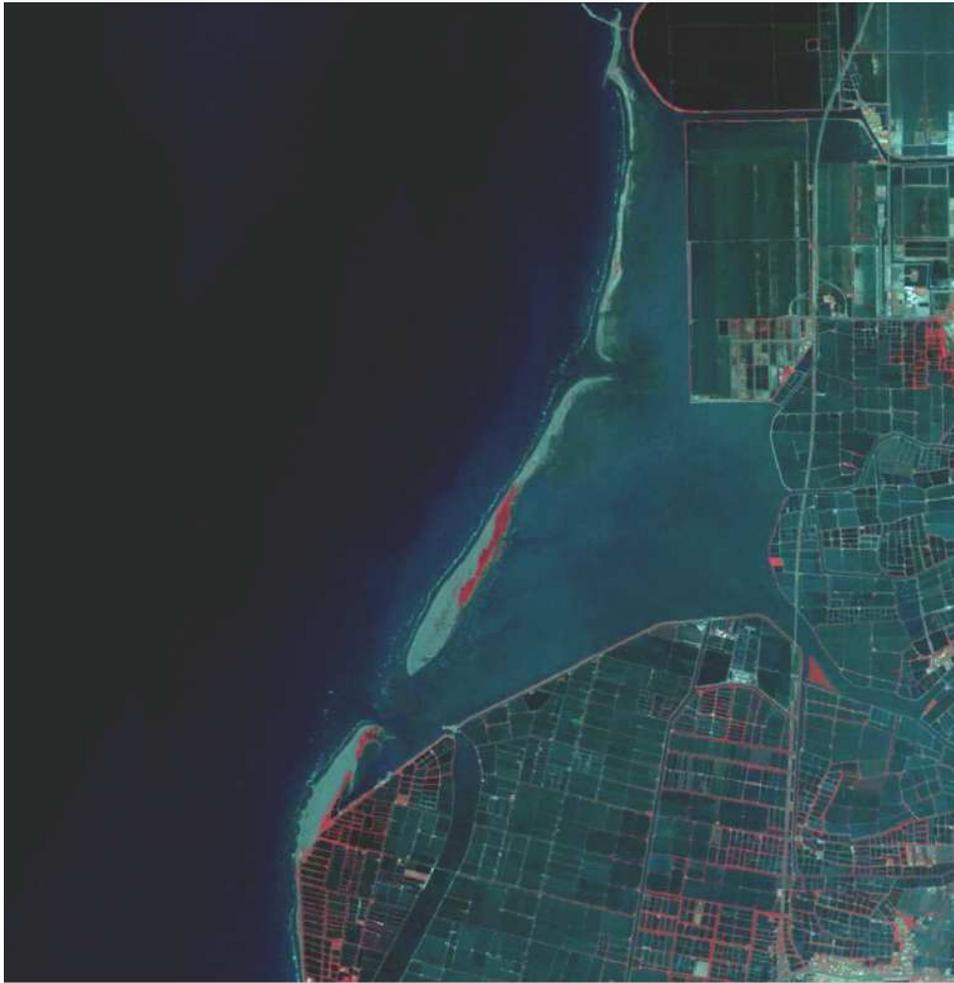


Figure 2. Satellital view of the Wan-tzu-liao sand barrier and Cigu Lagoon on September, 18th, 2013.

2.2. The Talim tropical storm

The Talim tropical storm was the first storm to hit Taiwan in 2012. Talim is one of the most remarkable event of the season, generating huge waves with wave buoys measurements showing peak values of significant wave height greater than 10m on June, 20th. Talim started on June, 18th, in the east of Hainan island, then moved North-East toward the Taiwan Strait and finally reached the south coast of Japan on June, 21st, as a tropical depression. At the peak intensity, pressure and winds were estimated to 985hPa and 95 km/h, respectively (local wind gusts may have been much higher). It causes heavy rainfalls on southern Taiwan, cumulating up to 500mm at the sea level and up to 1200mm in mountainous areas.

2.3. Instrumentation

The experimental setup has been designed to face extreme hydrodynamics conditions encountered during tropical storms and typhoons. Most of data presented here is provided by a network of nine pressure sensors. These sensors are fully autonomous and measure absolute pressure. The sensors network is deployed over a 150m long cross-shore transect extending from the lower swash zone to the top of the sand barrier (Fig. 2). Regular bathymetric survey has been performed on the selected cross-shore profile. The extension of the measured profile varies for each measurement in relation to the uncovered available beach area. The pressure sensors, named KSP1 to KSP9, are fixed into 6 m long, 10 cm in diameter, 3 mm thick

vertical inox steel tubes deeply buried in the sand (see Fig. 3 for an illustration of the steel tube deployment). The pressure takings are performed outside the tube wall with short horizontal offset plugs. The lower sensors KS5, KS6, KS8 and KS9 are nearly always in saturated sand. The upper surf and swash zones sensors KS4 and KS7 are alternatively covered and uncovered, depending on the tidal and setup levels. The dune sensors KS1, KS2, KS3 are only reached during the higher water risings observed during storms and typhoons. Uncertainties on pressure measurements are estimated 50Pa (or 5mm), mainly due to the difficult positioning of the instruments in the field and the DGPS accuracy.

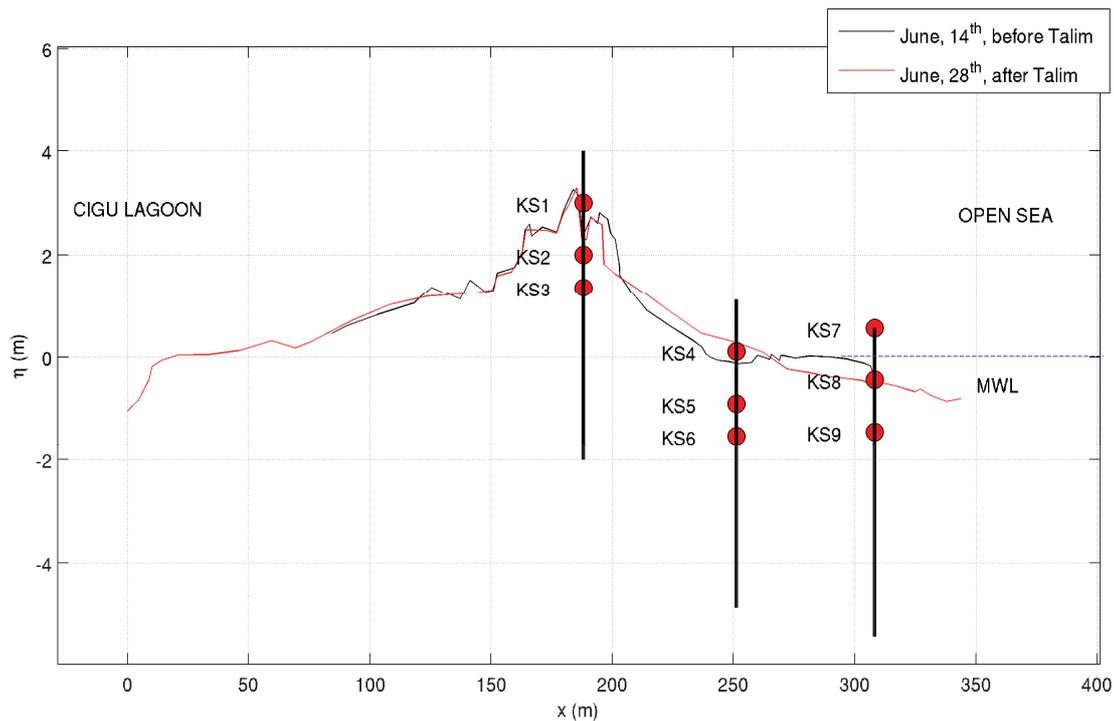


Figure 2. Pressure sensors network and cross-shore profiles of the Wan-tzu-liao sand barrier. Solid black and red lines represent the bottom profile on June 14th and 28th, respectively.

Hourly significant wave height has been measured by an offshore wave buoy located at 1.5km from the coast, 18m water depth.

2.4. Data processing

Hydrostatic pressure distribution is assumed in the water column to compute free surface elevation. Pressure measurements for each sensor are first converted into pressure heads $P/\rho g$ where P is the pressure, ρ the water density and g the gravity modulus. Instantaneous water levels η above each sensors are computed by adding the sensor elevation $\eta = z_s + P/\rho g$. Water level data are then time-averaged using a moving averaged filter over a 2000s time window.



Figure 3. Instrumentation deployment. Pressure data loggers are protected inside 6m long steel tubes and sensors plugs pass through the tube wall.

3. Results

3.1. Wave setup

At this stage of the data analysis, only data from pressure sensor are presented. In a next future, additional measurement will be used to better characterize the wave setup all along the wave transformation: currentmeters and profilers in the surf zone, in the lagoon, tide gauges and meteorological measurements.

Time averaged water levels for sensors KS2, KS3, KS6 and KS9 are shown in figure 4, top panel. The middle and lower panels show the evolution of offshore wave forcing and hourly rainfall data during the Talim tropical storm, respectively. At the peak intensity, significant wave height and peak period reach 10.3m and 13.5s, respectively. Such extreme, high-crested, wave are typical of typhoon events in South China Sea, with very strong winds over relatively short fetch.

At high tide, a good agreement is observed between KS6 and KS9. Periodic oscillations of the time averaged water level reveal a mixed diurnal/semi-diurnal tide (Hu et al. 2010). At low tide, a significant difference is observed due to the decoupling between mean water level and exit line. On one hand, at the KS9 location (the most offshore position), the sand bed is low and remains permanently covered by water even during the low tides. On the other hand, at the KS6 location, the bed is much higher and sand is uncovered at low tide. As the beach remains fully saturated, the KS6 sensor measures the height of the water column up to the sand bed. These observations from pressure measurements are confirmed by bathymetric surveys performed on June, 14th (before Talim) and June, 28th (after Talim) which indicate bed elevations about -0.12 and 0.28 at KS6 location and -0.37 and -0.59 at KS9 location, respectively. Note that such features can be used to estimate the bed level at low tide and thus provide a daily survey of the bed dynamics at discrete points.

The increase of offshore wave activity (Fig. 4, middle panel) is associated to a water level rising for both sensors KS6 and KS9 (Fig. 4, top panel). The evolution of the tide cycle averaged elevations (circles in Fig. 4) indicate a maximal value of the setup around 25cm at the peak intensity of wave forcing. As explained above, this setup results from the combination of several processes but we only discuss here only

the role of wave setup which is a priori assumed to be the dominant forcing in water rising. Several empirical parameterization have been proposed to predict the mean wave setup at the shoreline. They generally state that the wave setup $\bar{\eta}$ is proportional to $\beta_f \sqrt{H_0 L_0}$ where β_f is the beach slope and H_0 and L_0 are the offshore wave height and length, respectively. From widely spread field data, Stockdon et al. (2006) suggested that

$$\bar{\eta} = 0.35 \beta_f \sqrt{H_0 L_0} \quad (1)$$

One of the main weakness of such empirical model is the definition of a relevant beachslope in the presence of complex bathymetries. In dissipative conditions, Stockdon et al. (2006) found again the trend observed by Hanslow and Nielsen (1993): the shoreline setup is not dependent on beach slope and can be parameterized as a function of wave characteristics only. The relation

$$\bar{\eta} = 0.016 \sqrt{H_0 L_0} \quad (2)$$

is proposed by Stockdon et al. (2006). Attempting to use such parameterization for our field study which is expected to be clearly in dissipative state, one estimates the offshore wavelength from wave buoy measurements of wave height and period in 18m depth. At peak intensity, $H_s=10.3\text{m}$ and $T_p=13.5\text{s}$, leading to $L_0=167\text{m}$. The empirical parameterization proposed by Stockdon et al. (2006) for dissipative sites would lead to wave setup around 66cm. Such parameterization clearly overestimates the setup observed in Fig. 4 a fortiori if secondary processes (atmospheric depression, wind) contribute to the water rising. It is expected that, with such huge offshore waves and gently sloping sea floor, the wave dissipation takes place throughout a very wide surf zone. This should result in a weak remaining wave energy at the shore and explain the much smaller observed setup than predicted by existing empirical models.

This first analysis of wave setup observed during the Talim tropical storm on the Wan-tzu-liao sand barrier demonstrates the poor ability of the existing parameterization to predict water rising at the shoreline in paroxysmic conditions. This calls for new physical approaches, aiming to account for the peculiar dynamics of extreme events.

3.2. Watertable

As exposed previously, the free surface dynamics at the shore, including tides, long and short waves and setups, acts as a temporally and spatially varying boundary conditions for the groundwater motion within the sand. During storm events, the combination of large wave and water rising allows the water to seep easier into the sand. In the context of a sand-barrier which, such as the Wan-tzu-liao barrier, separates a wide lagoon from the open sea, significant groundwater exchange fluxes are expected through the porous medium in response to the variation of water levels on both sides on the barrier and wave activity at the seaward face on the barrier (Turner et al. 1996).

Groundwater pressure measurements have been performed during the Talim tropical storm under the top of the sand-barrier (see Fig. 2 for positioning of sensors KS2, KS3). The time-averaged water levels from sensors KS2 and KS3 are shown in Fig. 4, top panel. It is first observed that the watertable does not reach the lowest sensor (KS3) in the calm periods which precede or follow the storm. The KS3 sensor is reached on June, 19th, around 10 a.m.. At this moment, the tide is high and the offshore wave height is around 3m. After that, the watertable never goes below KS3 until June, 23rd. This means the groundwater level remains fairly high even two days after the storm decay. During the storm, the watertable shows a particular dynamics which is not simply driven by tide oscillations and wave forcing. Incoming tides can be, but not systematically, associated with a rising of the watertable. A first peak elevation of the water table is observed just after the high tide of June, 20th, when the offshore wave height is at its maximum. At this moment, KS2 is reached by the watertable. Water levels estimations from KS2 and KS3 are very close, indicating the validity of the instrumental approach. A second higher peak of water table elevation is reached 8 hours later when the tide is nearly low and the wave height has decreased around 7.4m.

During the night of June 20th, the wave height rapidly falls to reach a nearly steady value around 2m for the day of June 21st. The watertable elevation slowly decreases but remains quite high, above 1.50m. In the

night of June 22nd, a remarkable rising of the watertable is observed with an increase of elevation around 30cm in less than 5 hours. This features is remarkable because the storm-associated free surface setup measured by sensors KS6 and KS9 has nearly vanished and the offshore wave height is only 1.5m. Further understanding is provided by the hourly rainfall data shown in Fig. 4, bottom plots. One notes that, after the first peak in watertable elevation observed at high tide on June, 20th, each rise of the watertable is associated to heavy rainfall periods. It is noticeable that, considering for instance the strongest rain event, a cumulated rainfall about 50mm over 4 hours can induce watertable rise around 30cm. Such features should be attributed to capillary rise processes, as those described by Turner and Masselink (1998) for the swash zone.

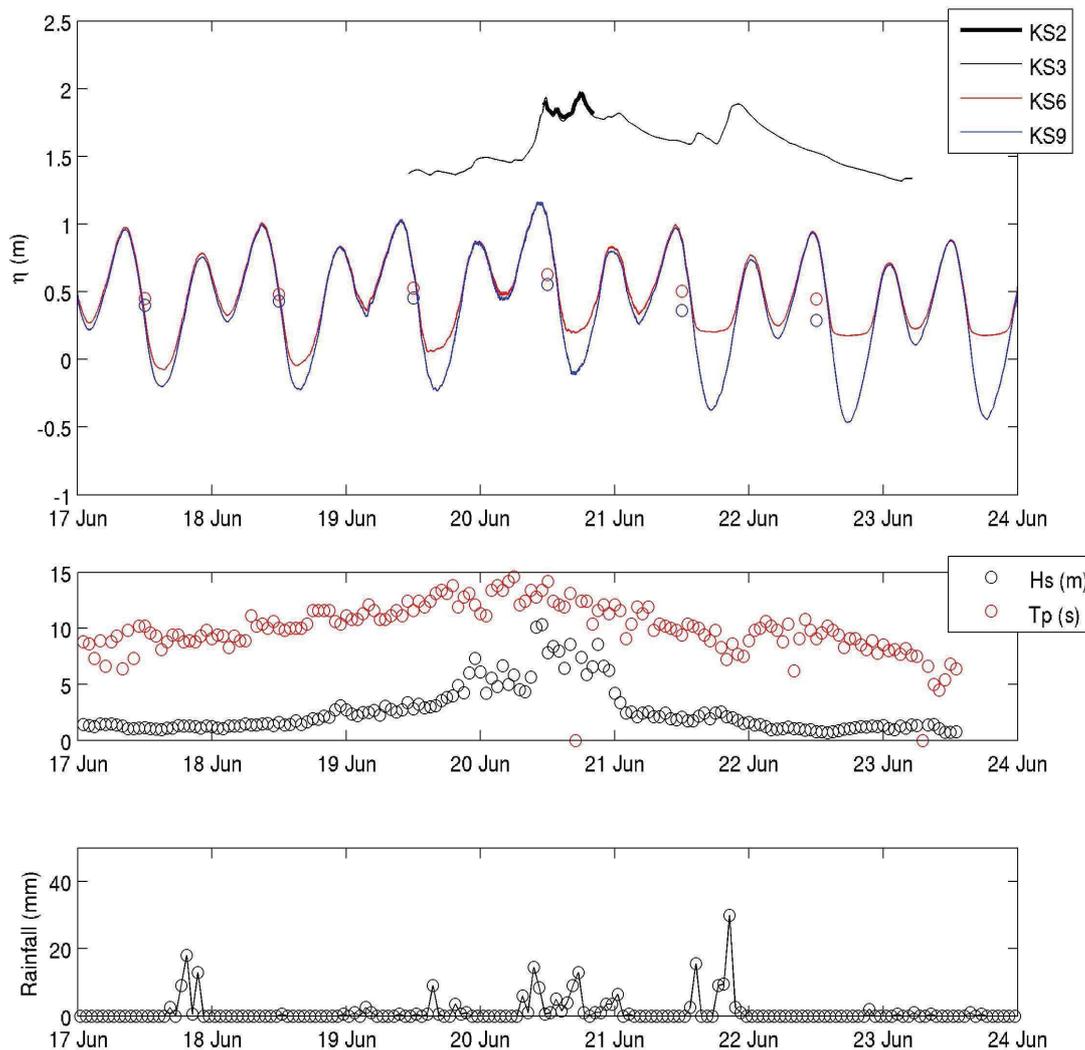


Figure 4. Top: Evolution of time average pressure head for KS2, KS3, KS6 and KS9. Red and blue dots represent the water elevation averaged over a tide cycle for KS6 and KS9, respectively. Middle: significant offshore wave height and peak period. Bottom: hourly rainfall

3.3. Groundwater fluxes

The spatio-temporal variations of groundwater pressure are responsible for the development of pressure gradients inside the soil. One assumes here that Darcy's law is valid to compute the groundwater circulation: water flows in the direction of decreasing fluid potential. It is thus deduced from Fig. 4 that (i) permanent offshore directed fluxes develop between KS3 and KS6 locations during the passage of the storm and (ii) periodic offshore directed fluxes develop lower on the beach between KS6 and KS9 when decoupling occurs at low tide. These latter tend to increase in relation with morphological evolution observed during the storm: the sand accumulation above the KS6 sensor acts to maintain a high watertable at low tide and thus favors an offshore directed flux inside the sand.

At present time, the full sediment characterization has not been completed. However, from first sediment analysis, one can estimate that sand granulometry is nearly constant with typical diameter $170\mu\text{m}$. Moreover, a silt basement has been observed below $z_{sb}=-3\text{m}$. The assumption is made here that most of the groundwater dynamics occurs in the sand for $z > z_{sb}$.

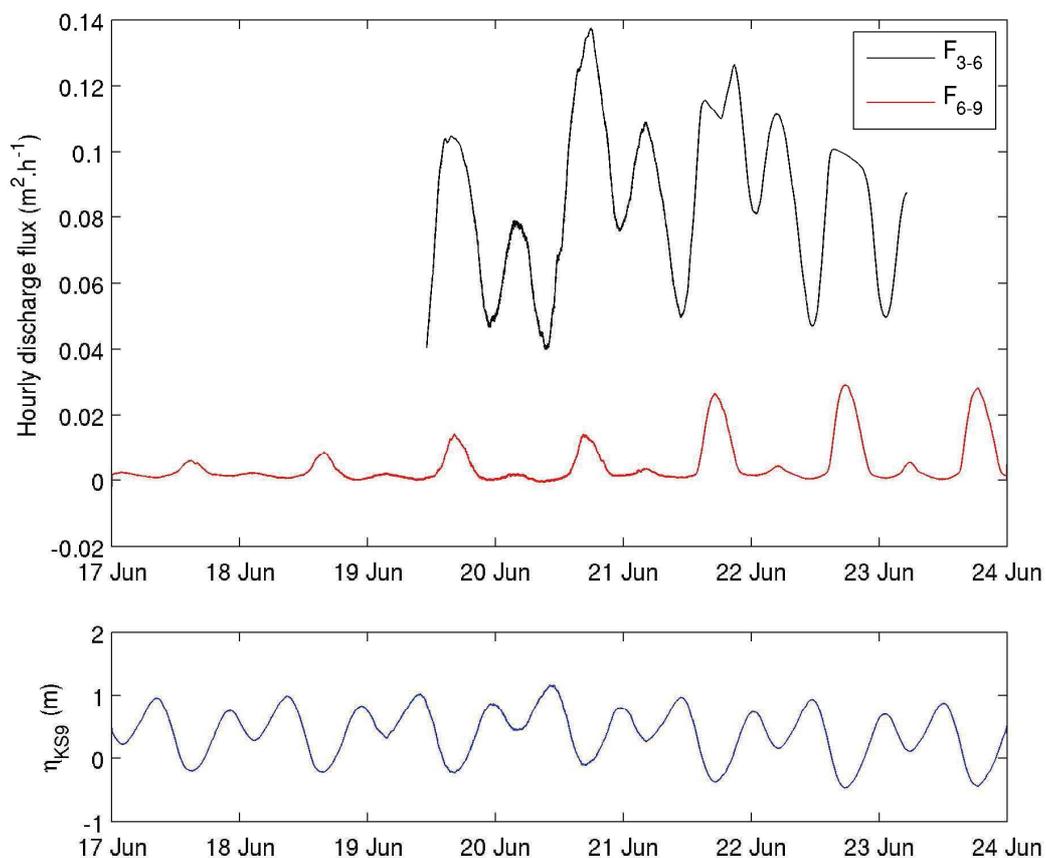


Figure 5. Top: Evolution of hourly horizontal groundwater fluxes per meter shoreline between KS3 and KS6 locations (black line) and between KS6 and KS9 (red line). Bottom: time evolution of time averaged water level estimated from KS9 pressure measurements.

Figure 5 shows the time evolution of horizontal groundwater fluxes per meter shoreline computed between KS3 and KS6 sensors and KS6 and KS9 sensors, named F_{3-6} and F_{6-9} , respectively. No data is available when the watertable does not reach the KS3 sensor.

One notes first that, during the storm, the upper beach groundwater flux is one order greater than its lower beach counterpart. Due to the decoupling between watertable in KS3 and KS6 observed in Fig. 3, the flux follows the tidal oscillations, being maximal and minimal at low and high tides, respectively. The

maximal values are reached around the peak elevation of the watertable.

Lower on the beach, the groundwater dynamics is mainly controlled by the tides and the morphological evolutions. Before the storm, only a small decoupling occurs at low tide between KS6 and KS9 sensors which induces small fluxes of the order of $0.007 \text{ m}^2/\text{h}$ per meter shoreline. As exposed above, the passage of the storm induces rapid morphological evolution with sand accumulation around 40cm at the KS6 location and, conversely, significant erosion around 22cm above the KS9 sensor. As the watertable is nearly fixed to the saturated sand surface when the bed is uncovered by falling tide, the progressive rising of the bed level induces an increase of the low tide watertable position above KS6. This favors the development of stronger groundwater pressure gradients, and thus increases the seaward flow inside the soil at low tide as denoted in Fig. 5.

4. Conclusions and prospects

This study is a part of the KUNSHEN Franco-Taiwanese research project which aims at investigating the hydro/ morphodynamics of barrier islands driven by typhoon events. Typhoons and tropical storms are feared by coastal populations because they can destructively combine water surge, high waves, heavy rainfalls and strong winds. The present field work focuses on the impact of the Talim tropical storm (South China Sea, July 17th 2012 to July 21st 2012) in terms of water level rising, both for free surface and watertable.

One of the most challenging aspect was to design and deploy typhoon-proof dedicated instrumentation. Most of the present results are provided by a cross-shore network of pressure sensors, both buried or directly exposed to the wave action.

The data analysis is here focused on the response of the Wan-tzu-liao sand barrier hydrodynamics to the Talim tropical storm in terms of wave setup, watertable overheight and groundwater fluxes. It is first shown from surf and swash zone pressure measurements that the setup of the free surface is of the order of 25cm. Such value clearly does not fit the empirical prediction of wave setup available in the literature. It is expected that the combination of huge offshore waves with significant wave height and peak period of 10.3m and 13.5s, respectively, and a nearly flat sea floor induces a particular dynamics which still needs to be understood.

The watertable elevation is monitored by buried pressure sensors within the sand barrier. The passage of the Talim tropical storm induces a rising of the watertable which remains quite high for two days after the storm decay. The watertable is influenced by tidal oscillations and wave activity, i.e. it is generally higher for high tide and strong wave forcing, but shows significant additional rise during rainfall events.

The oscillations of free surface and watertable in response to tides, waves and morphological evolutions generate pressure gradients inside the sand soil and related groundwater fluxes. It is shown that groundwater flows are systematically seaward directed. The upper beach groundwater hourly fluxes per meter shoreline oscillates around $0.1\text{m}^2/\text{h}$ while lower beach groundwater fluxes are one order of magnitude lower.

Further steps of the analysis will concern the gathering of a wider dataset of free surface measurements, including data from a set of current profilers deployed in the surf zone. Additional measurements of rainfall, morphological evolution and tide gauges will be considered in the analysis. These data will be analyzed over a 6-months acquisition period. From this unique set of data covering a wide range of conditions, from calm weather to typhoons, we expect to provide further understanding of (i) wave setup and compare with recent theoretical works (Weber et al. 2009) and (ii) groundwater dynamics and fluxes through sand-barriers.

Acknowledgements

This work was funded by the ANR/NSC Franco-Taiwanese program KUNSHEN (ANR 2010-INTB-601-01) and by the GLADYS / SO LTC research group (www.soltc.org, www.gladys-littoral.org).

We are grateful to Romain Mallouf, the field team and the fishermen for their contribution to the preparation and the deployment of the equipments at sea.

References

- Anschutz, P., Smith, T., Mouret, A., Deborde, J., Bujan, S., Poirier, D. and Lecroart P., 2009. Tidal sands as biogeochemical reactors, *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 84(1): 84-90.
- Bakhtyar, R., Brovelli, A., Barry, D. A. and Li, L., 2011. Wave-induced water table fluctuations, sediment transport and beach profile change: Modeling and comparison with large-scale laboratory experiments. *Coastal Engineering*, 58: 103–118.
- Battjes, J. A., 1972. Set-up due to irregular waves. *13th International Conference on Coastal Engineering ASCE*, 1992–2004.
- Bowen, A. J., Inman, D. L., and Simmons, V. P., 1968. Wave setdown and setup. *Journal of Geophysical Research*, 73(8): 2569-2577.
- Dean, R. G. and Bender, C. J., 2006. Static wave setup with emphasis on damping effects by vegetation and bottom friction. *Coastal Engineering*, 53: 149-156.
- Hanslow, D. and Nielsen, P., 1993. Shoreline setup on natural beaches. *J. Coast. Res.*, SI 15: 1-11.
- Holman, R. A. and Sallenger Jr, A. H., 1985. Setup and swash on a natural beach. *Journal of Geophysical Research*, 90(C1): 945-953.
- Hu, C. K., Chiu, C. T., Chen, S. H., Kuo, J. Y., Jan, S. and Tseng, Y. H., 2010. Numerical Simulation of Barotropic Tides around Taiwan. *Terrestrial Atmospheric and Oceanic Sciences*. 21(1): 71-84.
- Kang, H. Y., Nielsen, P. and D. J. Hanslow, 1994. Watertable overheight due to wave runup on a sandy beach. *24th International Conference Coastal Engineering ASCE*: 2115–2124.
- Li, L. and Barry, D. A., 2000. Wave-induced beach groundwater flow. *Advances in Water Resources*, 23: 325–337.
- Longuet-Higgins, M. S. and Stewart, R. W., 1962. Radiation stress and mass transport in gravity waves with application to surf beat. *Journal of Fluid Mechanics* 13: 481–504.
- Longuet-Higgins, M. S. and Stewart, R. W., 1963. A note on wave setup. *Journal of Marine Research* 21 (4): 4–10.
- Longuet-Higgins, M. S. and Stewart, R. W., 1964. Radiation stresses in water waves; a physical discussion with application. *Deep Sea Research* 11: 529–540.
- Moore, W. S., 1999. The subterranean estuary: A reaction zone of ground water and sea water. *Marine Chemistry*, 65: 111–125.
- Nielsen, P., 1990. Tidal dynamics of water table in beaches. *Water resources research*, 26(9): 2127-2134.
- Nielsen, P., 1988. Wave setup: a field study. *Journal of Geophysical Research*, 93(C12): 15642-15652.
- Raubenheimer, B., Guza, R.T. and Elgar, S., 2001. Field observations of setdown and setup, *Journal of Geophysical Research*, 106: 4629–4638.
- Ruggiero, P., Komar, P. D., McDougal, W. G., Marra, J. J., and Beach, R. A., 2001. Wave runup, extreme water levels and the erosion of properties backing beaches, *Journal of Coastal Research*, 17 (2): 407–419.
- Senechal, N., Coco, G., Bryan, K. R. and Holman, R. A., 2011. Wave runup during extreme storm conditions, *Journal of Geophysical Research*, 116, C07032: doi:10.1029/2010JC006819.
- Sous, D., Lambert, A., Rey, V. and Michallet H., 2013. Swash-groundwater dynamics in a large scale laboratory experiment. *Submitted to Coastal Engineering*.
- Stive, M. J. F., and Wind, H. G., 1982. A Study of Radiation Stress and Set-up in the Nearshore Zone, *Waterlopkundig Laboratorium, Delft Hydraulics Laboratory, Publication No. 267*.
- Stockdon, H. F., Holman, R. A., Howd, P. A., and Sallenger Jr. A. H., 2006. Empirical parameterization of setup, swash and runup, *Coastal Engineering*, 53: 573-588.
- Svendsen, I. A., 1984. Wave heights and set-up in a surf zone. *Coastal Engineering*, 8: 302–329.
- Turner, I. L., and Masselink, G., 1998. Swash infiltration-exfiltration and sediment transport. *Journal of Geophysical Research*, 130(13): 30 813–30 824.
- Turner, I. L., Coates, B. P. and Acworth, R. I., 1996. The effects of tides and waves on water-table elevations in coastal zones. *Hydrogeology Journal*, 4(2): 51–69.
- Weber, J. E. H., Christensen, K., and Denamiel, C., 2009. Wave-induced set-up of the mean surface over a sloping beach. *Continental Shelf Research*, 29: 1448–1453.

Typhoons driven morphodynamics of the Wan-Tzu-Liao sand barrier (Taiwan), 2015. Coastal Engineering

La référence bibliographique de cet article est : Campmas Lucie, Bouchette Frédéric, Meulé Samuel, Petitjean Lise, Sous Damien, Liou Jiing-Yih, Leroux-Mallouf Romain, Sabatier François, Hwung Hweng-Hwung. Typhoons driven morphodynamics of the Wan-Tzu-Liao sand barrier (Taiwan). In *The 34 th International Conference on Coastal Engineering* in Seoul, Korea. June 15-20, 2015.

TYPHOONS DRIVEN MORPHODYNAMICS OF THE WAN-TZU-LIAO SAND BARRIER (TAIWAN).

Campmas Lucie ¹, Bouchette Frédéric ¹, Meulé Samuel ², Petitjean Lise ^{1 3}, Sous Damien ³, Liou Jiing-Yih ⁴, Leroux-Mallouf Romain ¹, Sabatier Francois ², Hwung-Hweng Hwung ⁴

This study focuses on the dynamics of the Wan-Tzu-Liao sand barrier when it is struck by one typhoon, a group of typhoons or the whole season of typhoons and monsoon. In the framework of the KUN-SHEN project, 7 months of monitoring (2011-2012) provided 20 topobathymetric surveys (within a 200 m long segment of the barrier from the subtidal zone to the back-barrier) and acquisitions of offshore, nearshore and shallow water hydrodynamics including velocity profiling, free surface measurement and absolute pressure. Offshore waves were extracted at Cigu buoy (18 m of water depth). Nearshore waves were acquired from the current profiler deployed 400 m off the coast in 4 m of water depth and water level on the subaerial beach were acquired from two pressure sensors deployed in the lower part of the subtidal zone and the dune crest. Morphologic changes of the emerged beach were monitored using D-GPS each week during winter monsoon season and just before and after each event during summer typhoons season. Amongst the eight studied typhoons, TALIM is the most energetic event observed. Offshore wave height reached $H_s = 10.34$ m ($T_p = 14.6$ s) at Cigu buoy and $H_s = 2.3$ m ($T_p = 13.4$ s) at the profiler. Surface waves dynamics throughout surf and swash zones are progressively dominated by infragravity motions. A part of the dune is surged at the storm apex. Morphological changes include 6.7 m of dunefoot retreat and a sand transfer from a dune breach to wash-over deposits in the lagoon. More surprisingly, the foreshore was nourished ($2261 \text{ m}^3 \pm 268 \text{ m}^3$) as well as the whole sand barrier ($+1920 \text{ m}^3 \pm 1071 \text{ m}^3$). The sand input is concomitant to the redistribution of sand from the intertidal sandbars interpreted as the ultimate stage of the subtidal bars landward migration. Although winter are erosive season ($-4995 \text{ m}^3 \pm 1071 \text{ m}^3$), the summer results in an accretion period ($3556 \text{ m}^3 \pm 1071 \text{ m}^3$) with a shoreline seaward shift about 10.4 m. Over the annual time period, the sand barrier recorded 18.4 m of retreat coupled with a small sand loss ($-1439 \text{ m}^3 \pm 1071 \text{ m}^3$) without any significant abrasion of the dune-top.

Keywords: typhoon; moderate/extreme storm-impact; morphodynamics

INTRODUCTION

Beach morphodynamics have received an increasing interest during past decades, see e.g. (Komar, 1998; Short, 1999; Dean and Walton, 2006; Dronkers, 2005). Over a wide spectrum of time scales, the sedimentary beach dynamic is controlled by several factors including meteorologic and hydrodynamic forcings (wind, atmospheric pressure, wave, instantaneous sea level and tide), sand size/composition, initial morphologies, geological settings and mean sea-level history (Coco et al., 2014). Ruggiero et al. (2005) highlighted the importance of improving our understanding of beach behaviour associated with storms on several time-scales, including the interaction between environmental forcing and coastal morphology occurring over a wide range of time (from second to decades) and space scales (from centimeter to kilometers). However, interactions and feedback between the maximum excursion of waves on the beach (run-up) and emerged beach changes have been shown to play a great role in the beach response to storms. Four conceptual model regimes have been proposed by Sallenger (2000). The *swash regime* driven by mildest conditions results in a moderate setup at the shore and morphologic changes of the berm. In this case, the sand eroded is generally moved offshore. The *collision regime* occurs during more severe wave conditions and induces foreshore and dune-front erosion by scarping. The dune surge process displays the *overwash regime* resulting from severe elevation of the sea level under heavy energetic conditions induced a landward sand transport. *Inundation* is the final and most extreme regime and occurs when the beach and dunes are completely and continually under water, leading to dune erosion and/or island breaching. Based on these models, several studies helped to detail the relationships between sea level and morphologic responses of the beach when the system is forced by paroxysmal wind and waves conditions (hurricane in U.S coasts or typhoon in the Western Pacific) (Stone et al., 1993; Morton et al., 1995; Stone et al., 2004; Donnelly et al., 2004; Houser et al., 2008; Qi et al., 2010; Stockdon et al., 2007; Plant and Stockdon, 2012; Masselink and Heteren, 2013; Roberts et al., 2013).

In this context, our study aims at investigating the interactions between wave, water level and morphology of a sand barrier driven by paroxysmal conditions over time scales ranging from event to seasons. The main part of the paper presents field hydro-morphodynamical data from a single typhoon to the entire

¹Géosciences Montpellier, Montpellier University, France

²CEREGE, Aix-Marseille University, France

³Toulon-Var University, France

⁴Tainan Hydraulics Laboratory, Cheng Kung University, Taiwan

typhoon and monsoon seasons. In the discussion, we propose a new conceptual model of beach morphodynamics subjected to monsoon and typhoons conditions.

SETTINGS

Geodynamics context

In Taiwan, the seismic activity, the rapid rates of convergence, the deformation and erosion reveal a highly active tectonic setting, driving severe geological hazards such as landslides or earthquakes (Suppe, 1984; Lallemand et al., 2013).

Regarding morphology of the island, strong discrepancies occur between East facing the Pacific Ocean and West along the Taiwan Strait. The East coasts consists of rocks and gravel and high mountains (many of them are more than 3000 m high) plunging down into the sea with a steep slope (slope in order of 1 in 10; (Ou et al., 2002)), resulting in 4000 m of water depth less than 50 km off the coast. Conversely, the western coastal plains, which are our areas of interest, consist of finer sand with a very mild slope (slope in order of 1 in 200 to 500; (Ou et al., 2002)) due to the occurrence of the Taiwan strait. Taiwan straight is 350-400 km long, 180-200 km large and less than 60 m deep continental shelf between Taiwan and mainland China (Lin et al., 2005; Liao et al., 2008; Zhang et al., 2013).

Hydro-morphodynamics context

Taiwan Island is exposed both to geological tectonic hazards (landslides and earthquakes) and extreme meteorological events. The wind and wave climates are governed by the alternating monsoon and typhoons seasons (Jan et al., 2002). We focus here on the hydro-morphodynamic context of the south-western coast of Taiwan. The monsoon season (from October to March) drives a roughly constant North wind of 5-6 m/s inducing southward alongshore drift. Significant wave height (H_s) ranges from 1 to 1.5 m and wave period ranges between 6 and 8 s (Liao et al., 2008; Chen and Kuo, 2008). Summer typhoons season (from May to September) is a mix between long fair weather periods and short but highly energetic conditions during typhoons and tropical storms. The former are associated to small waves ($H_s < 1$ m, $4 < T_p < 7$ s) (Zhang et al., 2013) while the six to eight typhoons crossing or passing close to the island each year (Lin, 2013; Zhang et al., 2013) drive extreme winds, waves (32 m during the typhoon Krosa in 2007 (Liu et al., 2008)) and rain falls (2777 mm of water measured during the Morakot typhoon in 2009 (Ge et al., 2010)). Typhoons are mainly generated in either the South China Sea or the North-West Pacific Ocean East of the Philippine islands (Ou et al., 2002). From April to May, the spring winds correspond to a transitional period between monsoon and summer regimes.

Forced by the wind regimes described above, the hydrodynamics of the Taiwan strait (Jan et al., 2002) is strongly enhanced by the shallowness. The mean current is mainly southward during winter and northward during summer (reaching 1.7 m/s during the Haitan typhoon in 2005) (Chang et al., 2010, 2014). Typhoons have been observed to occasionally reverse the direction (Wu and Hsin, 2005; Zhang et al., 2013). Along the southwestern coast of Taiwan studied here, the tide is semi-diurnal and ranges about 2.68 m (Chen and Kuo, 2008).

Chen and Kuo (2008) prove the eroding context of the region working on the Waisanding sand barrier 40 km northern the study area. Due to coastal structures interrupting sand supply from the major river Choushi (and others smaller rivers), the Waisanding sand barrier migrates south-westernward about 70-90 m/yr since 1986 coupled with erosion about 65 to 80 m/yr.

The study area

The Cigu lagoon is one of the most attractive oyster-farming site along the south-western coasts of Taiwan. The lagoon is 3 km wide, 9 km long and 5 m of maximum water depth. The sediment is mainly sand transported within the lagoon by inlet currents and dune surge processes during storms. The lagoon shores are strongly anthropized. By contrast, the Wan-Tzu-Liao sand barrier which separates the lagoon from the open sea remains mainly a natural site (except extreme north and south parts where roads attach the barrier to the land (Campmas et al., 2014)).

The Wan-Tzu-Liao sand barrier is 9 km long. The width of the emerged barrier ranges between 100 m and 600 m with dune height between 1 and 10 m above the mean sea level (MSL). Occurrence of several wash-over fans and inlets in the historical archives gives evidence of constant dynamics of the barrier island through time. The long-term shoreline changes since 1993 suggest cross-shore sediments transfers in the north part. The elongated spit in the south area evidences a more important and regular

longshore transport of sediments driven by northern wind of monsoon reshaping the barrier southward. The randomized distribution of the inlets in the north suggests a weaker longshore drift in this zone with respect to the crossshore processes. The study area is defined in the north part of the barrier (middle island, in the vicinity of a tidal inlet formed in 2008) where cross-shore processes are dominant during typhoons performing a major control of the short and long-term shoreline changes (Campmas et al., 2014). Studied area is 200 m long \times 300 m width with 2 to 3 m of dune height above MSL covered by vegetation. The grain size is almost homogeneous with d_{50} about 0.19 mm composed by 97.64 % of sand and 2.36 % of silt.

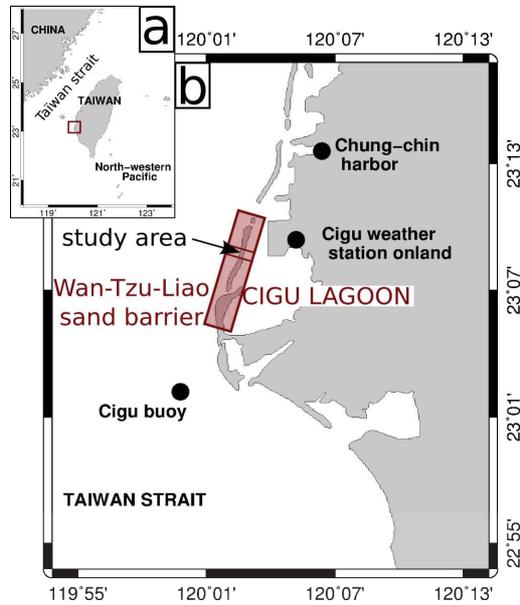


Figure 1: Location of the study area. a) Taiwan in the North-western Pacific and b) the study area along the Wan-Tzu-Liao sand barrier system.

METHODOLOGY

In the framework of the KUN-SHEN project, 7 months of monitoring (from November 2011 to September 2012) provided offshore wind and wave, tide and surf to swash free surfaces measurements as well as topographic data of the emerged beach.

Offshore wind and wave conditions were obtained from the Cigu buoy (from *Taiwanese Central Weather Bureau*) located in 18 m of water depth. Wave conditions from surf zone to the swash zone were respectively acquired from one RDI current profiler (2Hz acquisition frequency) deployed in 4 m of water depth and pressure sensors (5Hz of measure frequency) deployed in the subtidal zone (P3) and buried in the dune crest (P1). Each instrument is fixed to a stainless steel frame (6 m long, 10 cm of diameter and 3 mm of thickness) deeply buried vertically in the sand (figure 2). In the lagoon, tide and inland wind conditions were respectively obtained from tidal gauge located northern in the Chung-Chin Harbor (figure 1b) and from inland weather station in the east coast (figure 2a).

Additionally, 20 topographic surveys of the emerged beach (i.e from the subtidal zone to the back-barrier) were conducted to provide Digital Elevation Models (DEM) of the beach, crossshore and longshore alti-bathymetric profiles and description of grain size distribution / composition. Surveys were performed each week in winter and just before and after each storm during summer. Using a kinematic RTK D-GPS (Trimble R8; +/- 5 cm in elevation and +/- 2 cm in X and Y.), profiles are measured at the same cross-shore location for each survey while measurements of whole study area follow a grid at the accuracy of several points per m^2 . Spatial resolution is maximal for areas of interest and breaking slopes (dune, cliff, sand bar, crescentic dune, washover fan).

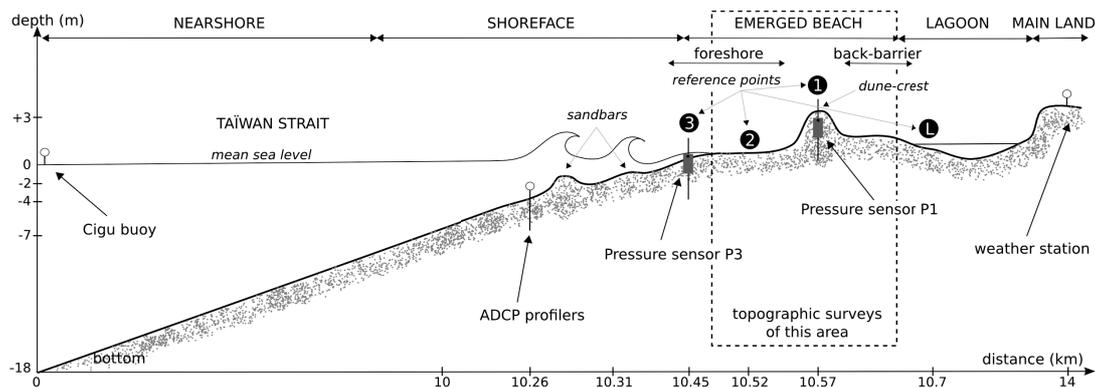


Figure 2: Schematic crossshore profile of the study area coupled with instruments location and typology used.

All the DEMs (figure 3b or c), profiles (figure 3h) and sand volume changes (DEMs differential; figure 3d) maps were performed using Bash script and Generic Mapping Tools (GMT, (Wessel and Smith, 1998)). We use the Akima interpolation (based on spline functions providing smoother and much more natural curvatures, (Akima, 1970)) to build the DEMs. Isobaths and reference points (points number 1, 2, 3 and L) are plotted in order to improve the reading. Isobaths $Z = 0$ m and 1 m above MSL are boundaries of subtidal (below 0 m of elevation), intertidal and supratidal (above 1 m of elevation) zones. Because of the lack of continuous morphological marker along the barrier (like dune-foot, dune-crest or berm), we defined a shoreline at the exact location of the isobath $Z = 1$ m. On the sand volume changes maps, the solid and dashed lines display respectively isobaths at the first and last dates and the blank in the legend masks the morphological changes include into the margin of error.

Analysis of the morphodynamic changes driven by the Talim typhoon is based on two surveys : June 16th and June 22th; and seasonal morphodynamic changes are based on three surveys : October 21th, 2011, May 3th, 2012 and August 21th, 2012.

The empirical Bagnold equation (Bagnold, 1941) is used to estimate the potential aeolian sediment transport driven by strong wind of monsoon:

$$q = C(d/D)^{1/2} \cdot (\rho/g) \cdot U_*^3 \quad (1)$$

where q is the sand transport rate (the sand flux per unit time and per unit width, in kg/m/s), the coefficient C is 1.8, d is the grain diameter (m), D is a standard grain size diameter (0.00025 m), U_* is the shear velocity (m/s), ρ is the air density (1.22 kg/m³) and g is the gravitational force (9.81 m/s²).

RESULTS

Hydro-morphodynamics patterns driven by Talim tropical storm

Amongst the eight typhoons recorded, Talim is the most energetic observed. The storm, generated on June 18th in the east of China sea, travelled north-eastward to cross the study area on June 19-20th. The depression finally weakens on the Japan coasts on June 21th. We defined the storm apex at the maximum offshore wave height on June 20th between 7 and 9 am. At the storm apex, significant wave height reached 10.34 m offshore ($T_p = 14.6$ s) and 2.3 m (period reaches 13.4 s) in the surf zone (figure 3 a). Wave periods measured in the surf zone are longer during the rising storm (16 s on June 19th 4 pm and 15.5 s on June 20th 2 am) than the apex or falling storm. At the shore, the wave set-up remains weak and most of the incoming energy is transferred into infragravity frequency band (Sous et al., 2013). The dune crest is not submerged on the studied transect even at the wave peak but morphological evidences of overtopping have been observed where the dune crest is lower (elevation about 2 m above MSL). At the storm apex, the wind is about 17.5 m.s⁻¹ offshore and 12 m.s⁻¹ inland (wind gusts about 20 m.s⁻¹).

Regarding morphology, Talim tropical storm caused both expected and more unusual changes on the emerged beach. The expected changes include a 6.7 m dune-foot retreat (dune erosion about -333 m³ +/- 250 m³) and 20 m long breach at the weakness point of the dune elevation (only 2.2 m above MSL). The sand transferred from the dune-breach to the back-barrier associated to wash-over deposit in the lagoon. These changes display a well-known morphodynamic responses to moderate storms but, more surprisingly, Talim drove also a significant nourishment of the upper-foreshore (+2261 m³ +/- 268 m³) as well as the whole sand barrier (+1920 m³ +/- 1071 m³) (figure 3 d). This sand input on the emerged beach results in 8 m of shoreline seaward shift and a change of the profile shape from concave to planar.

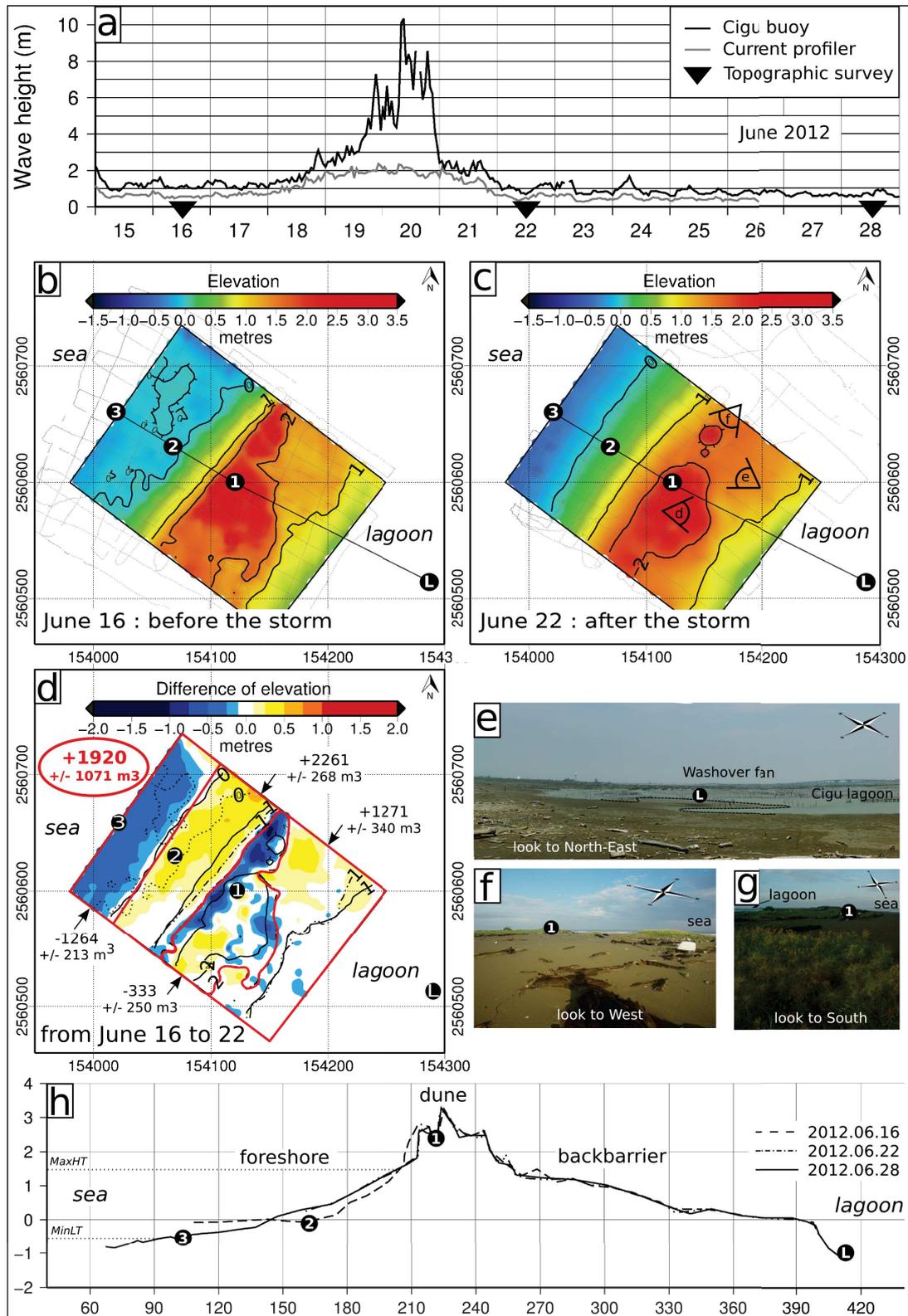


Figure 3: Hydro-morphodynamics driven by Talim tropical storm. a) Offshore and surf zone waves conditions during the storm. DEMs on b) June 16th and c) June 22th, used to characterize the d) morphologic changes of the emerged beach driven by the typhoon. The black line displays the crossshore profile plotted on h). Orientation of camera pictures e, f and g) are display on map b).

Hydro-morphodynamics patterns driven the typhoons and the monsoon seasons

During fair-weather periods separating each typhoon of the summer season, offshore wave conditions remain calm, with $H_s < 1$ m and $T_p < 5$ s. During typhoons, waves ranges from $1 < H_s \leq 10$ m with $5 < T_p \leq 14$ s offshore. Strong wave dissipation and spectral energy transfers occurs over an expectedly very wide surf zone, as indicated by the smaller wave height range $1 < H_s \leq 2.3$ m measured by the profiler. During winter, regular moderate storms induced by Asia wind of monsoon reaches occasionally 3 m of significant offshore waves. The period remains below 7 s (6.4 s in average). The constant North wind velocity is about 7.6 m/s in average resulting in a significant aeolian sand transport on the emerged beach. Order of magnitude of the potential sand transport computed with classic Bagnold equation is about 0.23 m³/h along the season.

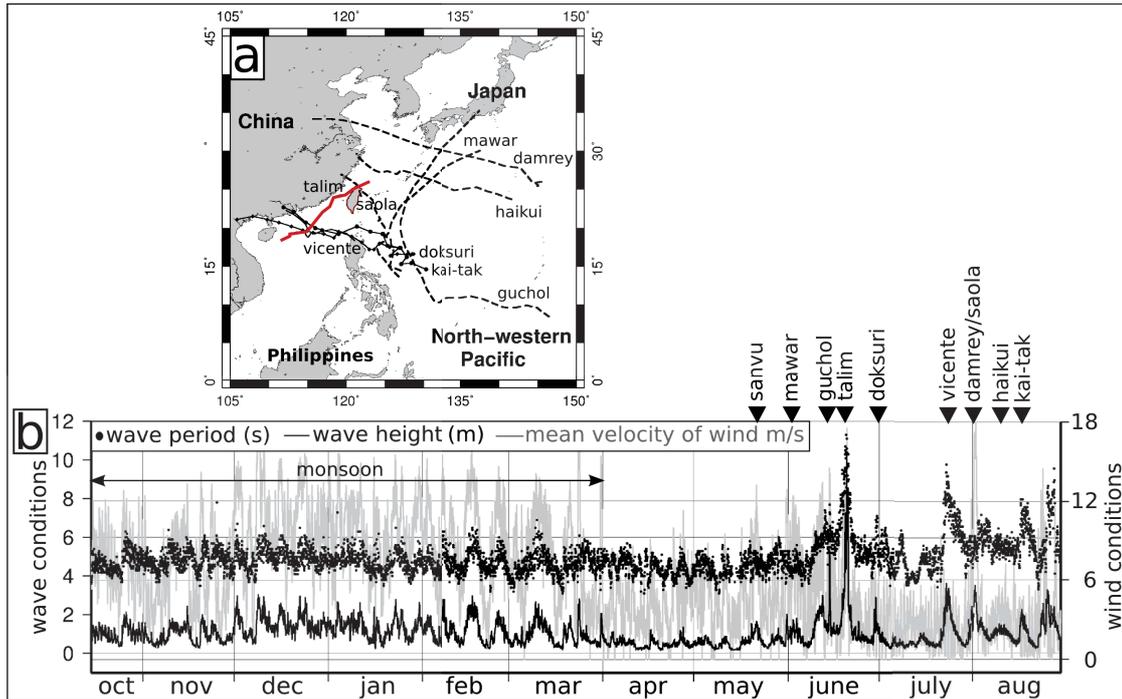


Figure 4: Wind and wave conditions along the year 2011/2012. a) Tracks of typhoons monitored. b) Offshore wind and waves along the monsoon and typhoons seasons. Wind from June 21th to August were extracted from the inland weather station (figure 1 c and 2).

Surprisingly, the summer results in an accretion period with a sand input about +3556 m³ +/- 912 m³ mainly transferred to the foreshore inducing a 10.44 m shoreline seaward shift (figure 5 b,f). The sand balance evidences a sand transport probably from the surf zone and/or the shoreface. Along the season, energetic conditions during moderate typhoons (offshore significant wave below 3 m) drove the sandbars to aggrade upward from the subtidal to the supratidal zone (figure 5g). Extreme energetic event (offshore significant wave above 5 m) like Guchol (from 5th to 16th June) or Talim induces the sandbars destruction and the sand-stock redistribution over the foreshore (see the landward migration of sandbars from May 3th to the Talim event on the figure 5).

The dune is eroded (-578 m³ +/- 196 m³) and retreats landward (15.06 m). The back-barrier nourishment (+960 m³ +/- 403 m³) is allocated to the cross-shore processes because heavy rain prevents aeolian sand transport during typhoon events.

Conversely, winter are erosive season with negative sand balance about -4995 m³ +/- 912 m³ (figure 5 a,f). The regular collision regime (Sallenger, 2000) driven by moderate storms induces foreshore erosion about -4419 m³ +/- 912 m³ resulting in 28.9 m of shoreline retreat, dune scarp (erosion about -2268 m³ +/- 328 m³) and 28 m of dune-foot retreat. Aeolian sand transport occurs on the dune and the back-barrier

(figure 5 h) but no significant surge process of the dune occurs during this season.

Over the year, the sand barrier recorded 18.5 m of landward shift coupled with dune erosion ($-1838 \text{ m}^3 \pm 328 \text{ m}^3$) and dune-foot landward retreat (29.6 m) without crest abrasion (figure 5 c,f). The back-barrier nourishment ($+2609 \text{ m}^3 \pm 392 \text{ m}^3$) is a mix between aeolian sand input during North wind of winter and sand transport from beach-front during typhoons. The negative sand balance about $-1439 \text{ m}^3 \pm 912 \text{ m}^3$ suggests a sand transfer outside the study area.

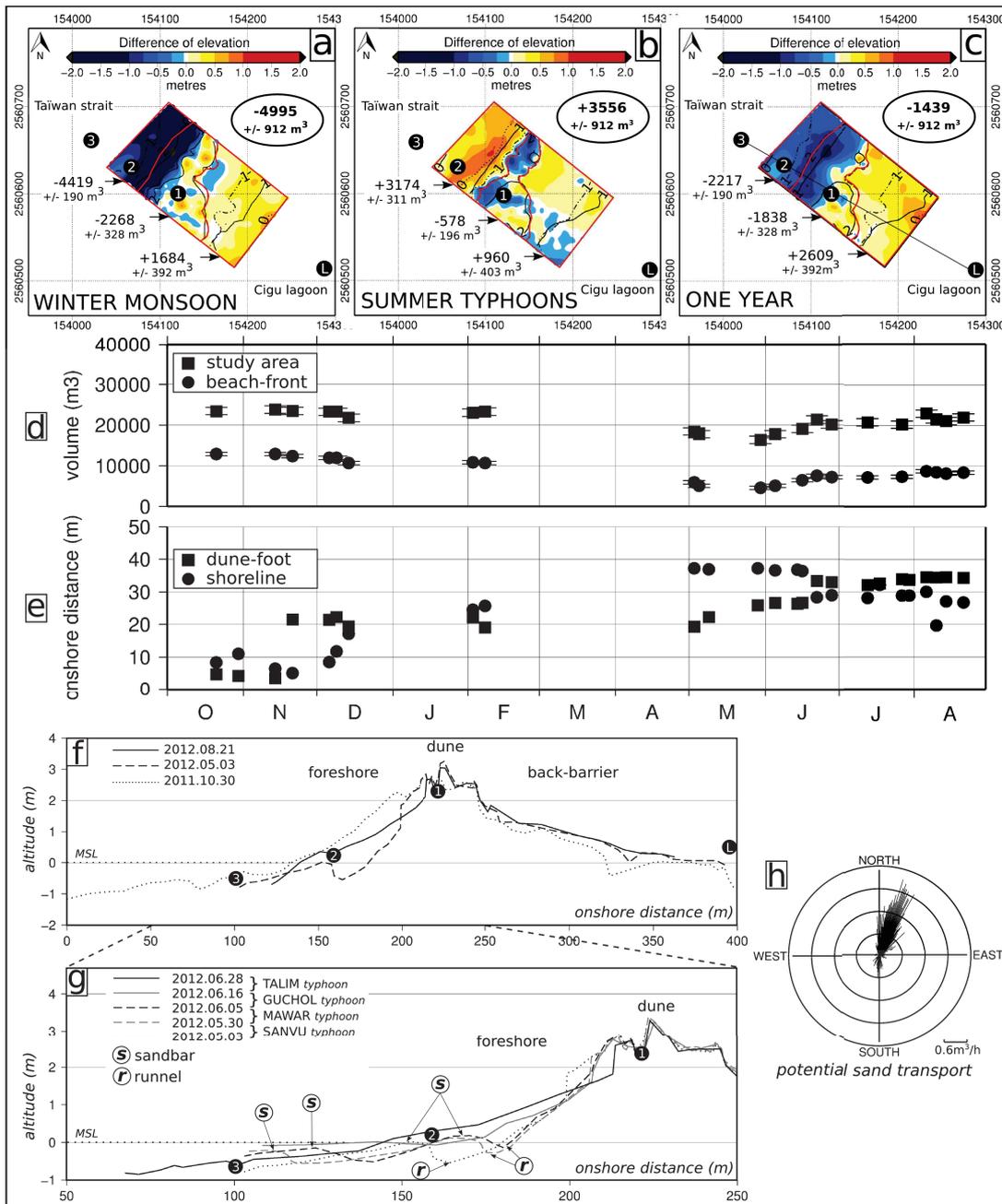


Figure 5: Morphodynamic patterns driven by the monsoon and typhoons seasons. DEMs on October 30th 2011, May 3th and August 21th 2012 are used to build sand volume changes maps of the a) monsoon and b) typhoons seasons as well as c) the whole year. Solid and dashed lines display respectively isobaths at the youngest and oldest dates and the sand balances correspond to the respective red frames. The straight black line displays the crossshore profile plotted on f and g). The sand volume changes of the study area/beach-front and location changes of the shoreline/dune-foot along the year are plotted respectively on graphs d) and e). h) Rose of the potential aeolian sand transport during the monsoon season

DISCUSSION

TALIM tropical storm drives a foreshore nourishment

Only few researches have demonstrated a subaerial beach accretion after an extreme storm passage. Tapia et al. (2014) present in the ICCE conference 2014 (The 34th International Conference on Coastal

Engineering) a subaerial beach accretion in Puerto Morelos (Mexico) after the Wilma hurricane in October 2005. Roberts et al. (2013) also measured 0.7 m of thick layer of sand on the berm crest prograding the beach seaward driven by the hurricane Bill in 2009, Florida. Stone et al. (2004) also showed that barrier islands can conserve mass during catastrophic cyclones, and that less severe cyclones and tropical storms can promote rapid dune aggradation and can distribute sediment to the entire barrier system.

In our case, we measure an unexpected nourishment of the whole emerged beach during Talim tropical storm which is more classically observed in the literature under beach recovery process conducted by fairweather conditions (Komar, 1998; Larson and Kraus, 1994; Ruggiero et al., 2005) or inter-hurricanes periods (Roberts et al., 2013). Because the beach-front appears mainly controlled by cross-shore processes during summer, the emerged beach nourishment probably results from a landward shift of sand coming from the shoreface.

The beach recovery during typhoon season is related to the landward migration of the intertidal sandbars.

Quite surprisingly, the sand balance displays an accretive period of beach-front recovery and shoreline seaward shift during summer. The sand input appears occurring through a landward migration and upward aggrading sandbars in the intertidal zone that served as the sediment path-way for the emerged beach reconstruction driven by energetic conditions during typhoons.

Similar observations of intertidal sandbar destruction during storm were reported by Aagaard et al. (1998). Masselink et al. (2011) suggest that the intertidal sandbar represents a small-scale version of a transgressive barrier system occurring through the four regimes described by Sallenger (2000) for the behaviour of barrier islands during hurricanes (swash, collision, overwash and inundation). In our case, we observed a landward migration of the intertidal sandbar driven by energetic, but non-destructive typhoons (offshore significant wave below 3 m), until destruction and sand redistribution over the foreshore driven by paroxysmal events (offshore significant wave above 5 m) like Guchol or Talim. In addition to the hydrodynamic conditions, the feedback with morphology can play a significant role in the sandbar dynamics. Current meter records obtained by Masselink et al. (2011) suggested that the onshore migration of an intertidal bar was driven by onshore-directed near-bed mean currents which persisted for as long as a runnel was present landward of the bar. When this runnel infilled, the mean current across the bar changed direction, becoming an offshore-directed bed return flow that destroyed the bar. This behaviour corresponds to our measures. The sandbars migrate landward until the runnel filling during Guchol event and the complete destruction during Talim event flattening the beach profile. But, the sandbar volume cannot explain the entire positive sand balance, that suggests a concomitant sand supply from the shoreface. Indeed, during paroxysmal events, the positive sand balance results from a mix between the sand redistribution from the intertidal sandbars and a direct shift of sand from the shoreface.

The major role of the monsoon season in the beach-front erosion process

The major agent of beach-front erosion are the moderate storms series during the monsoon season. Roberts et al. (2010) under hurricanes climate, and many others under moderate storms (Short, 1999), assigned a major role to the inter-storm periods in the reconstruction process of the emerged beach. Working on model along the Portuguese west coasts, Ferreira (2005) proved that storm groups with relatively small return periods induce average erosion volumes as significant as a single storm with a much longer return period. In this study, 20 moderate storms above 2 m of offshore significant wave height (i.e. an average of 3.3 storms per month) completely inhibit the inter-storms reconstruction process which induces an overall beach-front erosion. Because the alongshore drift is present during the monsoon, a part of the sand taken from the beach-front is probably lost in the drift when the major part should be deposited seaward across the shoreface.

One conceptual model to display the yearly beach behaviour

Yearly, the volume of sand transported in the shoreface during monsoon will be in average returned to the emerged beach driven by energetic conditions of typhoons. Consequently, the major importance of typhoons on the roll-over processes is to transport the sand landward to the foreshore and the back-barrier through dune surge processes (overwash and inundation regimes). Indeed, we propose a conceptual model to display the sand barrier morphodynamics driven by monsoon and typhoons conditions along one year (figure 6).

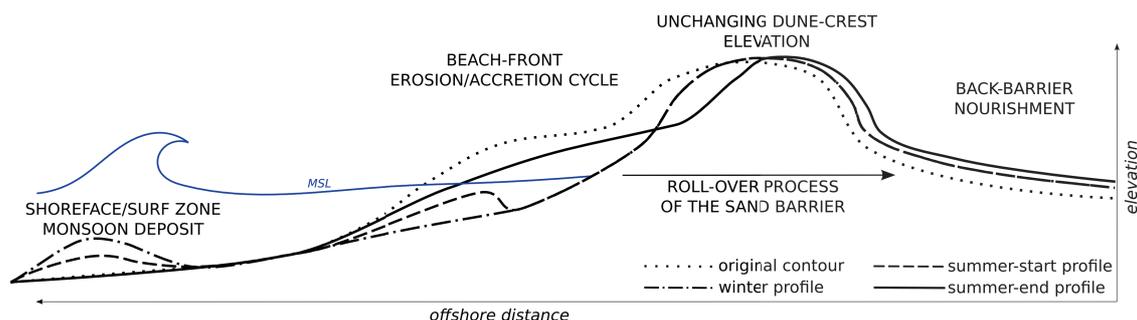


Figure 6: Conceptual model of the sand patterns along one year and successive monsoon and typhoon seasons.

Decadal tendency

However, the 18 m of sand barrier landward shift measured in 2011/2012 is lesser than expected when studying the decadal shoreline changes along the Wan-Tzu-Liao sand barrier (Campmas et al., 2014). The shoreline changes measured in this study are about 25 m/yr from 1999 to 2004 and 48 m/yr from 2004 to 2009. Likewise, the small loss of sand in 2011/12 ($-1439 \text{ m}^3 \pm 912 \text{ m}^3$) compared to the rapid decrease of the sand barrier area observed since 2004 (Campmas et al., 2014) tends to categorize the 2011/2012 studied period as a rather rare year with an unusual frequency of events like Talim driven accretive morphologic patterns.

If typhoons with accretive morphologic patterns are the major agent of reducing shoreline retreat, the occurrence of events like Talim can play a major role in the long-term barrier dynamics and seems to be variable from one year to another resulting in irregular historic shoreline changes.

CONCLUSION

This study focuses on the Wan-tzu-liao sand barrier morphodynamics at different time scales ranging from the typhoon event to entire typhoons and monsoon seasons. The three main objectives were, (i), to provide detailed description and quantification of hydro-morphodynamic changes under a single typhoon and a typhoons/monsoon seasons, (ii), to better understand relationships between extreme forcings and sand barrier dynamics and, (iii), to discuss these in light of existing conceptual models mainly developed from moderate storms data.

Seven months of field work provided a robust dataset of hydrodynamics conditions from offshore to the swash zone coupled with a high frequency surveys of the emerged beach. Based on this dataset, we observed an accretive morphological pattern of typhoon (Talim tropical storm) and typhoons season (2012). Inversely during monsoon, the increased storm occurrence frequency inhibits the reconstruction beach process resulting in beach-front erosion. A new conceptual model of sand barrier yearly morphodynamics is proposed. It combines a seaward transfer of sand taken from the beach-front during monsoon and a landward return of sand in the foreshore and the back-barrier during summer. However, compared to the decadal analysis of the sand barrier landward migration showed by Campmas et al. (2014) study, the shoreline changes measured in 2011/12 should be considered as a rather rare year with an unusual occurrence of Talim storm-like events with beach-front recovery pattern.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work was funded by the KUN-SHEN-ANR project between French and Taiwanese laboratories (SIMI6-2011) and the GLADYS (www.gladys-littoral.org) / SO LTC (www.soltc.org) research groups. We are grateful to the Taiwanese field team of Tainan Hydraulics Laboratory for their contribution to the field work.

References

Aagaard, T., Nielsen, J., and Greenwood, B. (1998). Suspended sediment transport and nearshore bar formation on a shallow intermediate-state beach. *Marine Geology*, 148(3-4):203 – 225.

- Akima (1970). Interpolation and smooth curve fitting based on local procedures. *Communications of the ACM (Association for Computing Machinery)*, 15:914–918.
- Bagnold, R. (1941). The physics of blown sand and desert dunes. london: Methuen. page 265.
- Campmas, L., Sabatier, F., Meulé, S., Liou, J. I., Petitjean, L., Boudin, F., Leroux-mallouf, R., Sous, D., and Bouchette, F. (2014). Multi-scale morphodynamics of sand barrier driven by monsoon/typhoon conditions. *Paralia*, 7:273–280. MIO:14-021 MIO:14-021.
- Chang, Y.-C., Chu, P. C., Centurioni, L. R., and Tseng, R.-S. (2014). Observed near-surface currents under four super typhoons. *Journal of Marine Systems*.
- Chang, Y.-C., Tseng, R.-S., and Centurioni, L. (2010). Typhoon-induced strong surface flows in the taiwan strait and pacific. *Journal of Oceanography*, 66(2):175–182.
- Chen, W.-J. and Kuo, C.-T. (2008). Study on the evolution of sand barriers in taiwan coast. In *River, Coastal and Estuarine Morphodynamics: RCEM 2007, Two Volume Set*, pages 85–91–. Taylor & Francis.
- Coco, G., Senechal, N., Rejas, A., Bryan, K., Capo, S., Parisot, J., Brown, J., and MacMahan, J. (2014). Beach response to a sequence of extreme storms. *Geomorphology*, 204:493 – 501.
- Dean, R. and Walton, T. (2006). *HANDBOOK OF COASTAL AND OCEAN ENGINEERING*, Chapter 1 *Wave Setup*. World Scientific, Co. Pte. Ltd.
- Donnelly, J. P., Butler, J., Roll, S., Wengren, M., and III, T. W. (2004). A backbarrier overwash record of intense storms from brigantine, new jersey. *Marine Geology*, 210(1-4):107–121.
- Dronkers, J. (2005). *Dynamics of coastal systems*. World Scientific.
- Ferreira, (2005). Storm groups versus extreme single storms: Predicted erosion and management consequences. *Journal of Coastal Research*, pages pp. 221–227.
- Ge, X., Li, T., Zhang, S., and Peng, M. (2010). What causes the extremely heavy rainfall in taiwan during typhoon morakot (2009) ? *Atmospheric science letters*, pages 46–50.
- Houser, C., Hapke, C., and Hamilton, S. (2008). Controls on coastal dune morphology, shoreline erosion and barrier island response to extreme storms. *Geomorphology*, 100(3–4):223–240.
- Jan, S., Wang, J., Chern, C.-S., and Chao, S.-Y. (2002). Seasonal variation of the circulation in the taiwan strait. *Journal of Marine Systems*, 35(3-4):249–268.
- Komar, P. (1998). *Beach Processes and Sedimentation*. Prentice-Hall, London, UK.
- Lallemand, S., Theunissen, T., Schnurle, P., Lee, C.-S., Liu, C.-S., and Font, Y. (2013). Indentation of the philippine sea plate by the eurasia plate in taiwan: Details from recent marine seismological experiments. *Tectonophysics*, 594:60–79.
- Larson, M. and Kraus, N. C. (1994). Temporal and spatial scales of beach profile change, duck, north carolina. *Marine Geology*, 117(1–4):75 – 94.
- Liao, H.-R., Yu, H.-S., and Su, C.-C. (2008). Morphology and sedimentation of sand bodies in the tidal shelf sea of eastern taiwan strait. *Marine Geology*, 248(3-4):161–178.
- Lin, J.-W. (2013). An empirical correlation between the occurrence of earthquakes and typhoons in taiwan: a statistical multivariate approach. *Natural Hazards*, 65(1):605–634.
- Lin, S., Tang, T., Jan, S., and Chen, C.-J. (2005). Taiwan strait current in winter. *Continental Shelf Research*, 25(9):1023 – 1042.
- Liu, P., Chen, H., Doong, D., Kao, C., and Hsu, Y. (2008). Monstruous ocean waves during typhoon krosa. *Annales Geophysicae*, 26:1327–1329.

- Masselink, G., Aagaard, T., and Kroon, A. (2011). Destruction of intertidal bar morphology during a summer storm surge event: Example of positive morphodynamic feedback. *Journal of Coastal Research*, 64:105–109.
- Masselink, G. and Heteren, S. (2013). Response of wave-dominated and mixed-energy barriers to storms. *Marine Geology*.
- Morton, R., Gibeaut, J., and Paine, J. (1995). Meso-scale tranfert of sand during and after storms : implications for prediction of shoreline movement. *Marine geology*, 126:161–179.
- Ou, S.-H., Liau, J.-M., Hsu, T.-W., and Tzang, S.-Y. (2002). Simulating typhoon waves by {SWAN} wave model in coastal waters of taiwan. *Ocean Engineering*, 29(8):947 – 971.
- Plant, N. and Stockdon, H. (2012). Probabilistic prediction of barrier-island response to hurricanes. *Journal of Geophysical Research*, 117.
- Qi, H., Cai, F., Lei, G., Cao, H., and Shi, F. (2010). The response of three main beach types to tropical storms in south china. *Marine Geology*, 275(1-4):244–254.
- Roberts, T. M., Wang, P., and Kraus, N. C. (2010). Limits of wave runup and corresponding beach-profile change from large-scale laboratory data. *Journal of Coastal Research*, 26(1):pp. 184–198.
- Roberts, T. M., Wang, P., and Puleo, J. A. (2013). Storm-driven cyclic beach morphodynamics of a mixed sand and gravel beach along the mid-atlantic coast, usa. *Marine Geology*, 346:403–421.
- Ruggiero, P., Kaminsky, G., Gelfenbaum, G., and Voigt, B. (2005). Seasonal to interannual morphodynamics along a high-energy dissipative littoral cell. *Journal of Coastal Research*, 21(3):553–578.
- Sallenger, A. (2000). Storm impact scale for barrier islands. *J. Coast.Res.*, 16 (3):890–895.
- Short, A. (1999). *handbook of beach and shoreface morpholodynamics*. John wiley & sons, LTD.
- Sous, D., Campmas, L., Meulé, S., Bouchette, F., and Liou, J-Y, R. V. T. J. (2013). Wave setup and water table overheight in the cigu sand barrier (taiwan) during the talim tropical storm. In *Coastal Dynamics 2013, Arcachon, France*, pages 1517–1526.
- Stockdon, H., Sallenger, J., Asbury, H., Holman, R., and Howd, P. (2007). A simple model for the spatially-variable coastal response to hurricanes. *Marine Geology*, 238:1–20.
- Stone, G., Grymes, J., Steyer, K., Underwood, S., Robbins, K., and Muller, R. (1993). A chronologic overview of climatological and hydrological aspects associated with hurricane andrew and its morphological effects along the louisiana coast, usa. *Shore and Beach*, 61 (2):2–12.
- Stone, G. W., Liu, B., Pepper, D. A., and Wang, P. (2004). The importance of extratropical and tropical cyclones on the short-term evolution of barrier islands along the northern gulf of mexico, usa. *Marine Geology*, 210(1-4):63–78.
- Suppe, J. (1984). Kinematics of arc-continent collision, flipping of subduction, and back-arc spreading near taiwan. *Memoir of the geological society of China*, 6:21–33.
- Tapia, M., Casarin, S., Ortiz, E., Balwin, M., Mancera, E., and Rentaria, F. (2014). Comparative morphodynamics and circulation patterns between a beach exposed to hurricane conditions and a beach protected by coral reefs. In *34th International Conference on Coastal Engineering, June 15-20, Seoul, Korea*.
- Wessel, P. and Smith, W. H. F. (1998). New, improved version of generic mapping tools released. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 79(47):579–579.
- Wu, C. and Hsin, Y. (2005). Volume transport through the taiwan strait: a numerical study,. *Terrestrial, Atmospheric and Oceanic Sciences*, 16 (2):377–391.
- Zhang, W., Hong, H., and Yan, X. (2013). Typhoons enhancing northward transport through the taiwan strait. *Continental Shelf Research*, 56.

Multi-scale morphodynamics of sand barrier driven by monsoon/typhoon conditions, 2014. XIIIèmes Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil

La référence bibliographique de cet article est : Campmas Lucie, Sabatier François, Meulé Samuel, Liou Jiing-Yih, Petitjean Lise, Boudin Frédéric, Leroux-Mallouf Romain, Sous Damien, Bouchette Frédéric. Multi-scale morphodynamics of sand barrier driven by monsoon/typhoon conditions. 2014. Paralia 2014, volume 7.



Multi-scale morphodynamics of sand barrier driven by monsoon/typhoon conditions

Lucie CAMPMAS^{1,2}, François SABATIER^{2,3}, Samuel MEULE^{2,3},
Jiing-Yih LIOU⁴, Lise PETITJEAN^{1,2}, Frédéric BOUTIN¹,
Romain LEROUX-MALLOUF¹, Damien SOUS^{2,5}, Frédéric BOUCHETTE^{1,2}

1. Géosciences-M, CNRS/Montpellier II University, 34095 Montpellier II, France.
2. GLADYS/SO-LTC, OSU OREME, CNRS/Montpellier II University, France.
3. Aix Marseille University, CNRS/CEREGE UMR 7330, BP 80, 13545 Aix, France.
4. National Cheng Kung University, No.1, University Road, Tainan City 701, Taiwan.
5. Toulon-Var Univ., MIO, 83957 La Garde, CNRS/INSU, MIO UMR7294, France.

Abstract: Island barriers are common features along the world coastlines. They have a crucial role in protecting inland and rich lagoonal ecosystems. Erosion and sand transfers on these island barriers during extreme events such as tropical storms or typhoons remain poorly investigated. This work focuses on a multi-scales analysis (season to decade) of the morphodynamics of Wan-Tzu-Liao sand barrier subjected to extreme waves and sea surges.

We combine topographic measurements of the emerged beach at seasonal scale between 2011 to 2012 and long-term (1993-2009) shoreline changes using aerial photographs and satellite images. At the seasonal scale, during monsoon, the sand was taken from the beach-front and transported seaward outside the study area. During typhoons season, 12 typhoons drove a beach recovery process resulting in a seaward shoreline shift. This annual behavior is discussed in term of roll-over process of the barrier. At the decadal scale, the shoreline changes evidence cross-shore processes in the north part of the barrier and longshore processes in the south. Although the chronic landward migration displays several stages, the strong losses of the barrier area occurs only since 2004 and call into question the general concept of conservation of mass during the roll-over of a barrier.

Keywords: Morphodynamic patterns, Monsoon/typhoons seasons, Shoreline changes

1. Introduction

Sand barriers are one of the most important system protecting inland during storms. Both short and long-term morphodynamics of sand barrier have been significantly studied in the literature (HOUSER *et al.*, 2008; DONNELLY *et al.*, 2004). However, only few studies combine the time scales and provide a multi-spatio-temporal analysis of a barrier dynamics (ROSATI *et al.*, 2010; VAN-RIJN *et al.*, 2011) especially when the system is forced by typhoons conditions. Because the short-term analysis is crucial to better understanding of long-term behaviors of the barrier, this study aims at

investigating the decadal evolution of the sand barrier of Wan-Tzu-Liao through a short-term analysis of seasonal morphodynamic patterns. Supported by measures of the emerged beach in the central part of the barrier, the first part of this paper focus on one year (2011/2012) morphodynamics monitoring including a monsoon and a typhoons seasons. Supported by a dataset of historical shoreline locations since 1993, the second part of this paper describes the decadal morphologic changes of the barrier.

2. Environmental settings

The study area of Wan-Tzu-Liao sand barrier is located in the Cigu lagoon system southwestern Taiwan (figure 1a). CHEN & KUO (2007) prove the eroding context of the region working on the Waisanding sand barrier located 40 km northern the study area. Due to coastal structures interrupting sand supply from local rivers, the Waisanding sand barrier area was eroded about 42% (from 1986 to 1993) and the shoreline has been shifted 3.1 km landward between 1904 and 2003.

The Wan-Tzu-Liao sand barrier is 9 km long, width ranges between 100 m and 500 m and dune ranges between 2 to 5 m high above the mean sea level (MSL).

The peculiar study area monitored during one year is located in a middle part of the barrier. Area is 200 m long \times 300 m width from the subtidal zone to the backbarrier with an homogeneous grain size (d_{50} about 200 μm). The dune is 3 m (above MSL) height covered by vegetation (figure 1b).

The southwestern coast of Taiwan is mainly forced by wind and wave forcings. Two major seasons occur: the winter season of monsoon and the summer season of typhoons. The monsoon drives local wave height ($H_{1/3}$) ranges from 1 to 3 m (mean $T_p=6.44$ s) with a southward alongshore drift. Summer is a mix between fair weather and highly energetic conditions during typhoons. Waves during fair weather are below 1 m with period between 4 to 7 s (LIAO *et al.*, 2008) meanwhile six to eight typhoons (in average) are crossing or passing close to the island each year (ZHANG *et al.*, 2013). Tides along the southwestern coasts of Taiwan are semi-diurnal and ranges about 2.68 m (CHEN & KUO, 2007).

3. Methodology

Analysis from seasonal to annual time scales were supported by a robust one year monitoring from November 2011 to September 2012 and concerns only the peculiar study area in the middle part of the barrier. Twenty topographic surveys of the emerged beach were conducted from the subtidal zone to the back-barrier (MEULE *et al.*, 2012). In this paper, we used surveys on 2011.10.21, 2012.05.03 and 2012.08.21 in order to focus on the seasonal morphologic changes. Using a kinematic RTK D-GPS (TRIMBLE R8), one topometric survey corresponds to the measure of the whole area (following a grid at a resolution of several points per m^2) as well as a peculiar high resolution profile.

Concomitantly, mesures provided by the Cigu offshore wave/wind buoy (1.5 km seaward the study area in 18 m of water depth (figure 1c)) and a pair of pressure sensors deployed vertically in the dune are processed to relate hydrodynamic forcings to morphological responses. Tide and inland wind conditions were respectively obtained from the northern Chun-Chin harbor gauge and the Weather Station (figure 1a).

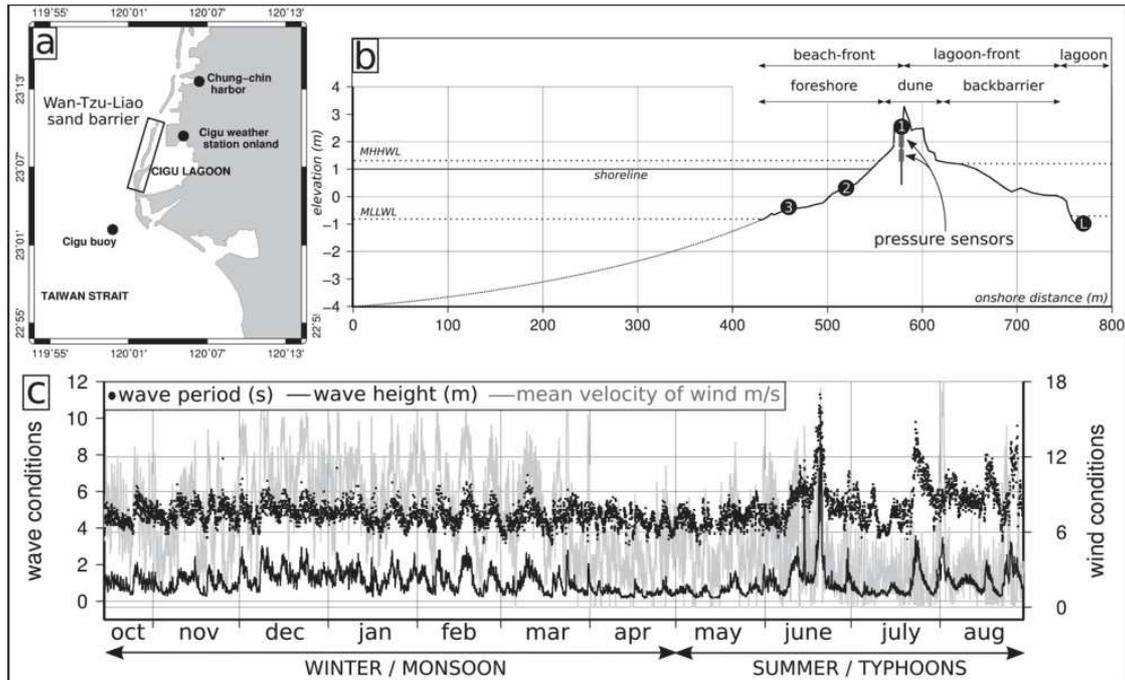


Figure 1. a) Study area of Wan-Tzu-Liao sand barrier. b) Crossshore profile of the study area monitored from 2011-2012 with typology used. Points number 1, 2 and 3 are reference points. c) Wave and wind conditions from 2011 to 2012. Waves are measured at Cigu buoy. Winds are measured at Cigu buoy until June 2012 and at the inland station from June to August 2012.

Regarding data processing, all analysis were performed using GMT Hawaii tools (WESSEL & SMITH, 1998). Based on the topographic dataset, Digital Elevation Models (DEM) were built using AKIMA interpolation and differential of DEMs provide the sand volume changes maps (figure 2). We analysed sediment budgets of the beach-front (from subtidal zone to the dune crest) and the lagoon-front (from the dune crest to the lagoon). For more details, we analysed also the foreshore (up to the dune-foot), the dune area and the back-barrier (from dune-foot to the lagoon) (see figure 1b for typology used). In order to estimate the potentiel aeolian sediment transport from the beach to the backshore we used the empirical Bagnold equation (BAGNOLD, 1941). The isobath $Z=1$ m defines the shoreline location.

Analysis at the decadal time scale was supported by a dataset of shoreline position changes of the whole sand barrier measured in September/October of 1993, 1999, 2004

and 2009 years. Because of the lack of continuous morphological marker along the barrier, the shoreline locations were extracted from aerial photographs and satellite images at the boundary between wet and dry beach corresponding to the instantaneous run-up (BOAK & TURNER, 2005). Indeed, the error results from the sum of the tide range, the run-up, the image resolution (+/- 20 m) and the digitalization of the shoreline. Finally, the maximum error of shoreline location is about 88 m. This value seems very high but is significantly lower than the shoreline movements (13%). Consequently we assume order of magnitudes. Analysis of shoreline changes since 1993, were performed along 70 cross-shore transects separated from 100 m each others. Grey area on the figure 3a between transects 24 and 25 displays the peculiar study area monitoring from October 2011 to August 2012. Anthropic boundaries of the sand barrier (extreme north and south) have been excluded from the analysis.

4. Results

4.1 Short term sand barrier dynamics driven by monsoon and typhoons conditions

During the monsoon season (winter), bed elevation evidences erosion of the beach-front (-6939 m^3) and sedimentation on the lagoon-front ($+1936 \text{ m}^3$) resulting in 4995 m^3 of sand loss outside the studied zone (into the surf zone and/or the shoreface) and 28.9 m of shoreline landward shift. In details, erosion of the dune (-2268 m^3) induces loss of the dune area and 14.6 m of dune-foot landward migration (figure 2a). In the dune, the watertable elevation do not reaches the pressure sensors and evidences the lack of overwash process along the season. Furthermore order of magnitude of the potential sand transport is about $0.23 \text{ m}^3/\text{h}$ during the monsoon season. Indeed, the dune-top and back-barrier nourishment ($+1684 \text{ m}^3$) is allocated to the aeolian sand transport driven by the strong and regular North wind of monsoon.

During the typhoons season (summer), sand balance displays an accretional regime ($+3556 \text{ m}^3$) and evidences sand input probably from the surf zone and/or the shoreface resulting in a shoreline seaward migration (10.4 m) and a dune-foot landward migration (15.06 m) (figure 2b). In details, the foreshore gains sediments ($+3174 \text{ m}^3$), the dune is eroded (-578 m^3) and the back-barrier is nourished ($+960 \text{ m}^3$). Because rain prevents aeolian sand transport during typhoon events, the back-barrier nourishment is allocated to the cross-shore processes.

At annual scale, barrier records landward shifts of the shoreline (18.5 m) and the dune-foot (29.6 m without dune crest abrasion). The lagoon-front accumulation of 2998 m^3 is allocated to a mix mechanisms between the aeolian transport during monsoon and overwash processes during typhoons. Considering the beach-front erosion of 4445 m^3 , the sediment balance suggests 1439 m^3 of sand transfer outside the study area (figure 2c). This annual behavior is representative of roll-over barrier affected by overwash processes.

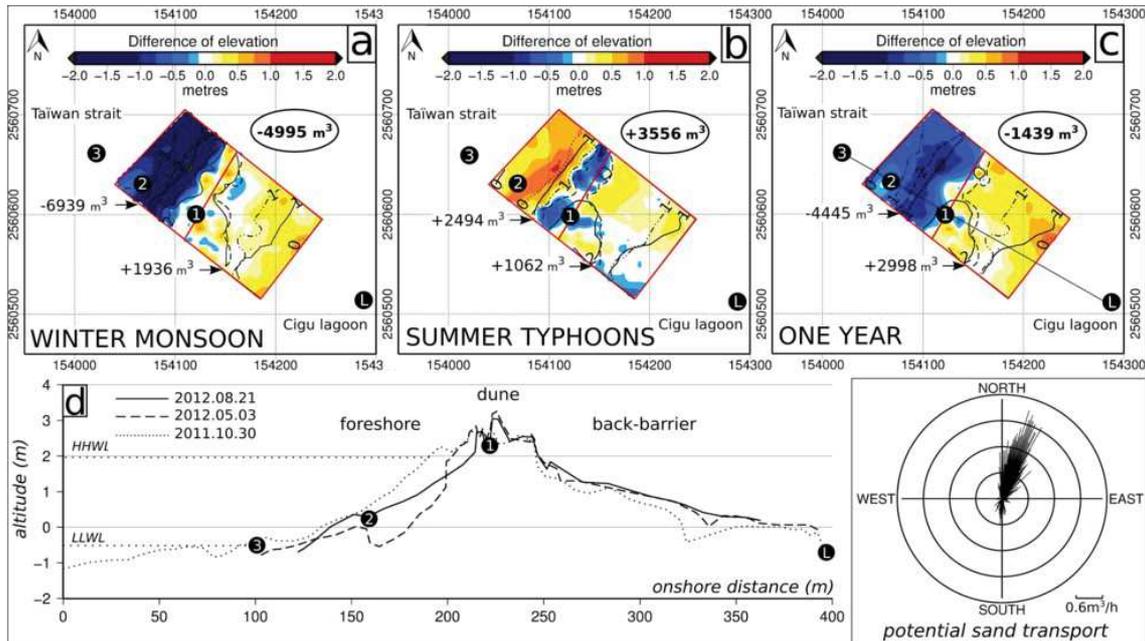


Figure 2. DEMs are used to build sand volume changes maps of a) winter season, b) summer season and c) the whole year 2011/2012. Solid and dashed lines display respectively isobaths at the youngest and oldest dates and the sand balances correspond to the respective red frames. d) Crossshore profile of the beach changes along seasons. Black circles display reference points like describes above in figure 1b. Rose of the potential sand transport during monsoon 2011/2012.

4.2 Long term sand barrier dynamics

The sand barrier area remains stable from 1993 to 2004 (between 1905 and 1660 km²) but reduces significantly since 2004 and lost 1154 km² (figure 3e). From 1993 to 2011, the shoreline changes analysis (figure 3) displays an eroding zone (transect 1 to 32) in the north part of the barrier and an accretional zone (transect 32 to 70) in the south part of the barrier.

In the eroding area, the shoreline shape changes from a lobed curve (1993) to a concave curve (since 2009) (figure 3a). Except in 1993, breaches and inlets are present in this area but appear and disappear at different locations without clear organization. The maximum crossshore retreat is about 937 m (at the transect n°17) and the mean velocity of retreat is about -41 m/yr (figure 3b). In details, erosion of shoreline changes is about 48 m/yr during two periods of 1993/1999 and 2004/2009 but only 25 m/yr during the middle period of 1999/2004 (figure 3c and d).

The accretional zone displays an elongated spit. The southwesterly migration of the distal part of the spit is about 1184 m (+74 m/yr in average) during the observed period.

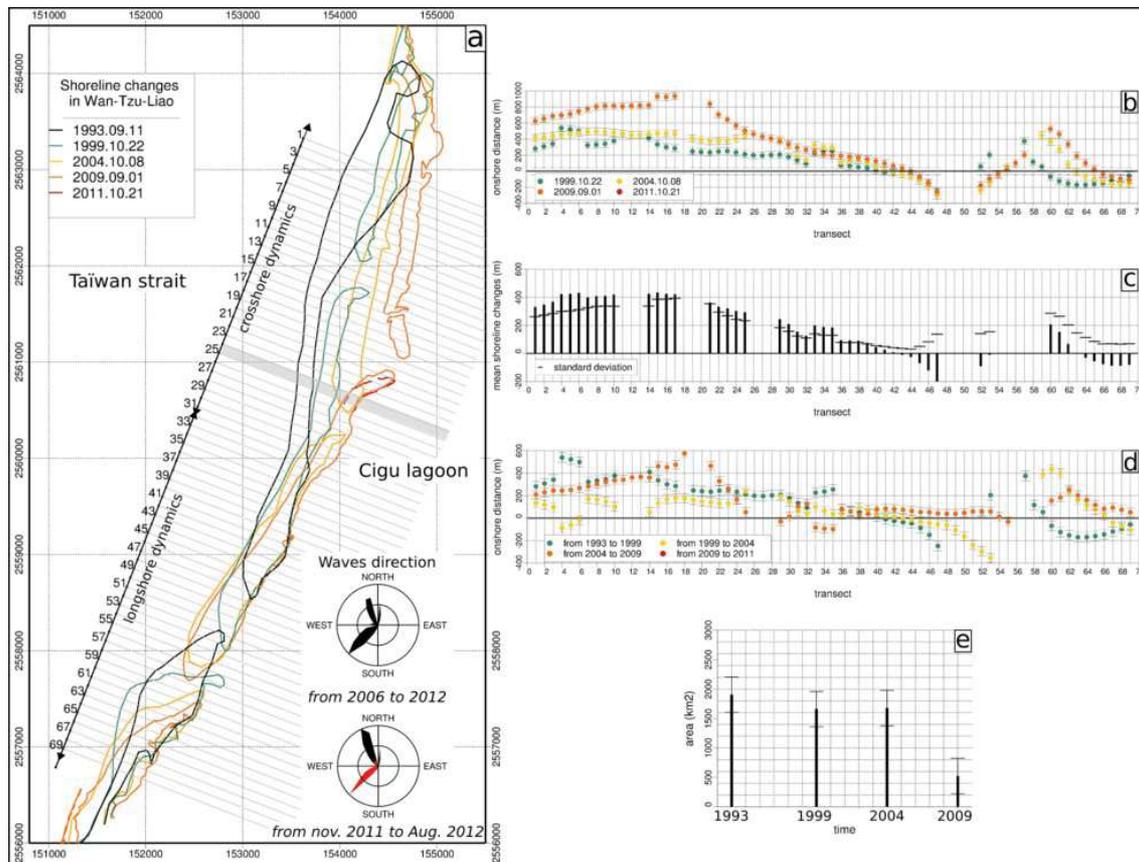


Figure 3. a) Shoreline changes in Wan-Tzu-Liao barrier from 1993 to 2009. Waves direction are measured at Cigu buoy. In the wave rose from 2011 to 2012, red and black colors display the typhoons and monsoon periods respectively. b) Changes of shoreline location compared to the shoreline location in 1993. c) Mean shoreline changes along the barrier. d) Shoreline changes between two dates. e) Barrier area changes.

5. Discussion-conclusion

The beach-front appears mainly controlled by cross-shore processes. In opposition to our expectation, typhoons season is not the major forcing agent of erosion but results in an accretion period (+3556 m³) with a foreshore nourishment and a shoreline seaward shift. The major agent of beach-front erosion are the moderate storm induced monsoon. The back-barrier dynamics results from a mix between longshore and crossshore processes. The back-barrier sand balance appears driven by a strong aeolian sand transport southward under north wind of monsoon and a sand transport landward driven by typhoons induced overwash.

Yearly, the major importance of typhoons on the roll-over processes of the barrier is to transport the sand landward from probably the surf zone and/or the shoreface to the foreshore and the back-barrier. The sand transported outside the study area probably in the surf zone and/or the shoreface during monsoon will be returned to the emerged

beach driven by typhoons. The debate about the aim of large event (hurricane, typhoons) and classical storm to control the erosion of a barrier is still discussed in the literature, especially along the Est Atlantic coast of the US where conflicting papers exist (STONE *et al.*, 2004).

The long-term shoreline changes suggest cross-shore sediments processes in the north part and the elongated spit in the south evidences a regular longshore transport of sediments (VAN RIJN, 1998) reshaping the barrier southward. Indeed, the south part of the barrier appears mainly controlled by longshore sand dynamics driven by northern wind of monsoon. However, the randomized distribution of the inlets in the north suggests a weaker longshore drift in this barrier part. Moreover, cross-shore processes are dominant during typhoons (low wave angle to the shoreline) performing a major control of the long term shoreline changes. But the annual 18.5 m of shoreline retreat between 2011 to 2012 suggests a decreasing of the shoreline landward migration. Although the landward shift of the barrier measured are lesser than changes observed on the Waisanding barrier northern (CHEN & KUO, 2007), this shoreline retreat appears more rapid along Taiwan coasts than west Atlantic coasts (DOUGHTY *et al.*, 2004; ROSATI *et al.*, 2010).

Even if our analysis is based on shoreline changes and not topo-bathymetry, the strong reduction of the barrier area call into question the general concept of conservation of mass during the roll-over of a barrier (MASETTI *et al.*, 2008; COWELL, 1995). There is no certitude that anthropic structures along coast interfere in the sand balance or if sand loss in the offshore is not present. For the future, this result and the extrapolation of the shoreline and area changes suggest that in the north zone, the barrier will disappear in 10 years. Nevertheless, the retreat of the eroding zone is not regular probably due to external agents like sand supply along coasts and coastal engineering. Consequently the forecasting is order of magnitudes but help coastal managers to anticipate coastal hazards.

6. Acknowledgements

We are grateful to the KUNSHEN-ANR project (SIMI6-2011) and the partnership in the framework of GLADYS (www.gladys-littoral.org) and SO LTC (www.soltc.org).

7. References

- BAGNOLD, R.A. (1941). *The physics of blown sand and desert dunes*, 265 pp.
- BOAK E.H., TURNER I.L. (2005). *Shoreline definition and detection: A review*. Journal of coastal Research, Vol. 21, pp 688-703. <http://dx.doi.org/10.2112/03-0071.1>
- CHEN W.J., KUO C.T. (2007). *Study on the evolution of sand barriers in Taiwan coast*. River, Coastal and Estuarine Morphodynamics, Vol. 2, pp 85-91.

Thème 2 – Dynamique sédimentaire

- COWELL P.J., ROY P.S., JONES R.A. (1995). *Simulation of large-scale coastal change using a morphological behaviour model*. Marine geology, Vol. 126, pp 45-61. [http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227\(95\)00065-7](http://dx.doi.org/10.1016/0025-3227(95)00065-7)
- DONNELLY J.P., BUTLER J., ROLL S., WENGREN M., ILI T.W. (2004). *A backbarrier overwash record of intense storms from brigantine, New Jersey*. Marine geology, Vol. 210, pp 107-121. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2004.05.005>
- DOUGHTY S., CLEARY W., Mc GINNIS W. (2004). *The recent evolution of storm-influenced retrograding barriers in southeastern north Carolina, USA*. Journal of Coastal Research, Vol. SI 39, pp 122-126.
- HOUSER C., HAPKE C., HAMILTON S. (2008). *Controls on coastal dune morphology, shoreline erosion and barrier island response to extreme storms*. Geomorphology, Vol. 100, pp 223-240. <http://dx.doi.org/10.1016/j.geomorph.2007.12.007>
- LIAO H.R., YU H.S., SU C.C. (2008). *Morphology and sedimentation of sand bodies in the tidal shoelf sea of eastern Taiwan Strait*. Marine Geology, Vol. 248, pp 161-178. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2007.10.013>
- MASETTI R., FAGHERAZZI S., MONTANARI A. (2008). *Application of a barrier island translation model to the millennial-scale evolution of Sand Key, Florida*. Continental Shelf Research, Vol. 28, pp 1116-1126. <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2008.02.021>
- MEULE S., CAMPMAS L., BOUCHETTE F., LIU J.Y., SABATIER F., SOUS D., SYLVAIOS G., REY V., HWUNG H.H. (2012). *Shoreline and upper beach dynamics under extreme events: the KUNSHEN experiment (Wan-tzu-liao beach barrier, Taiwan)*. XII^{èmes} Journées Nationales Génie Côtier – Génie Civil, Cherbourg, France. <http://dx.doi.org/10.5150/jngcgc.2012.034-M>
- ROSATI J., DEAN R., STONE G. (2010). *A cross-shore model of barrier island migration over a compressible substrate*. Marine Geology, Vol. 271, pp 1-16. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2010.01.005>
- STONE G., LIU B., PEPPER D.A., WANG P. (2004). *The importance of extratropical and tropical cyclones on the short-term evolution of barrier islands along the northern Gulf of Mexico, USA*. Marine Geology, Vol. 210, pp 63-78. <http://dx.doi.org/10.1016/j.margeo.2004.05.021>
- VAN RIJN L.C., TONNON P.K., WALSTRA D.J.R. (2011). *Numerical modelling of erosion and accretion of plane sloping beaches at different scales*. Coastal Engineering, Vol. 58, pp 637-655. <http://dx.doi.org/10.1016/j.coastaleng.2011.01.009>
- VAN RIJN L.C. (1998). *Principles of coastal morphology*. Aqua Publications, Amsterdam, The Netherlands, 730 p.
- WESSEL P., SMITH W. (1998). *New, improved version of the generic mapping tools released*. American Geophysical Union, pp 79-579.
- ZHANG W.-Z., HONG H.-S., YAN X.-H. (2013). *Typhoons enhancing northward transport through the Taiwan Strait*. Continental shelf research, Vol. 56, pp 13-25. <http://dx.doi.org/10.1016/j.csr.2013.01.019>

Dynamique décennale du trait de côte depuis 1993

La superficie de l'île barrière

L'étude de la superficie de l'île barrière ne nous renseigne pas sur la topographie ou les volumes de sable. Néanmoins, cette quantification simple nous permet de voir que la superficie de l'île barrière est relativement constante jusqu'en 2004 (entre 1905 et 1660 km² +/- 490 km²) (figure 20). A partir de 2004 et jusqu'en 2009 cette superficie diminue fortement avec une perte de 1154 km² +/- 490 km².

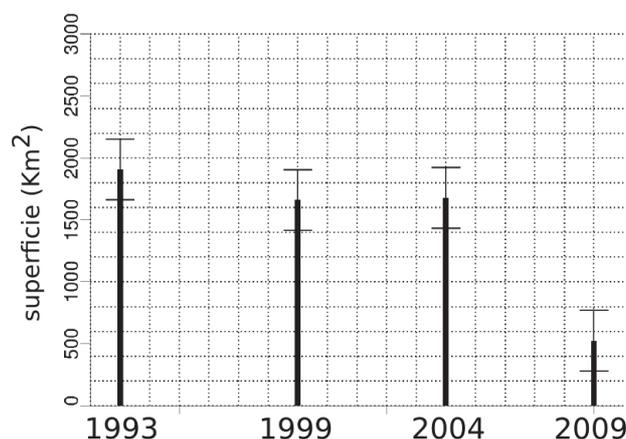


FIGURE 20 – Variations de la superficie de la barrière de 1993 à 2009.

La dynamique du trait de côte

La variation générale de la position du trait de côte entre 1993 et 2009 met en évidence une différence de dynamisme entre le Nord et le Sud de l'île barrière (figure 21).

Dans le Sud de l'île barrière (transects numéros 32 à 70), la dynamique de la passe principale évoque une dominance du transport *longshore*. Dans cette zone, le trait de côte migre clairement du Nord-Est vers le Sud-Ouest repoussant ainsi la passe vers le Sud-Ouest. La zone Nord de cette passe montre l'accrétion et l'élongation d'une flèche sableuse à des vitesses moyennes de 74 m/an (+1184 m vers le Sud-Ouest entre 1993 et 2009). La zone Sud de cette passe montre un recroquevillement du bout de la passe (entre 1993 et 2004) puis une diminution de sa superficie jusqu'en 2009.

Inversement, la partie Nord de l'île barrière (transects numéros 1 à 32) semble être majoritairement contrôlée par du transport *crossshore*. Effectivement dans cette zone, l'île barrière passe d'une forme convexe en 1993 à une forme concave en 2009 et les passes s'ouvrent et se referment aléatoirement le long de l'île. La zone étudiée en 2011/12 dans le cadre du projet Kunshen (voir

les chapitres 5 et 6) se trouve donc bien dans la partie de l'île barrière principalement dominée par des transports de sable *crosshore* (figure 21).

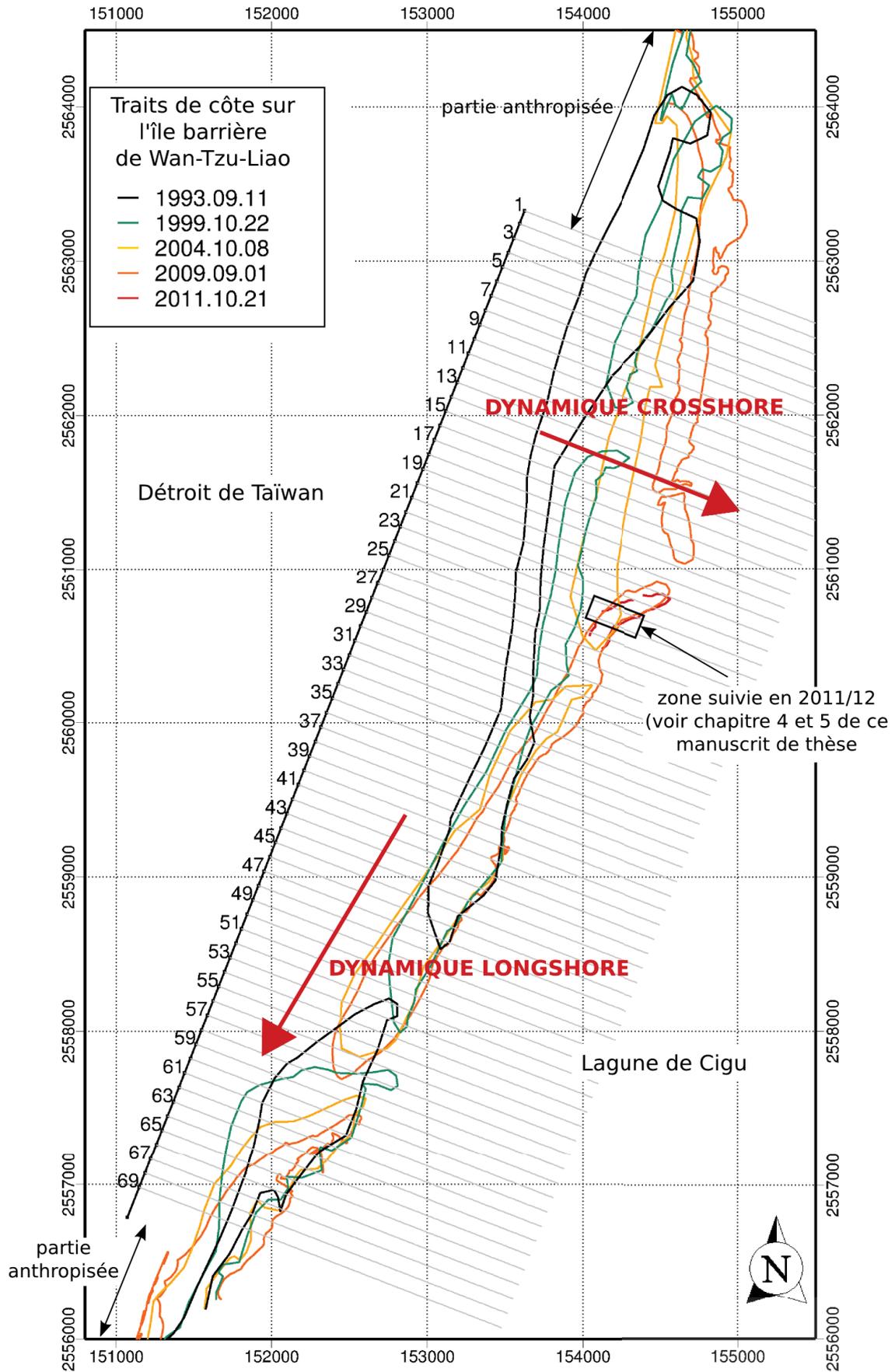


FIGURE 21 – Position du trait de côte depuis 1993 et illustration de la dynamique *crossshore* au Nord de l'île barrière et *longshore* au Sud.

Le graphique 22 illustre la dynamique *crosshore* du trait de côte par rapport à la position du trait de côte en 1993. Cependant, nous avons souligné dans le paragraphe précédent, que la dynamique principale était *crosshore* au Nord (transects 1 à 32) et *longshore* au Sud (transects 32 à 70). Cette figure illustre donc correctement les mouvements *crosshore* du trait de côte dans la partie Nord de l'île barrière mais ne retranscrit pas bien la dynamique *longshore* du trait de côte dans la partie Sud.

Dans la partie Nord de l'île barrière, les figures 22 a et c) montrent que le trait de côte est plus mobile sur les périodes de 1993-99 et 2004-09 que sur la période 1999-2004. Les vitesses moyennes de recul du trait de côte sont de 48 m/an pendant les périodes de 1993-99 (recul moyen de 289 m) et 2004-09 (recul moyen de 245 m) et seulement 25 m/an entre 1999 et 2004 (recul moyen de 130 m). C'est au niveau des transects 15 à 22 que le trait de côte est le plus mobile (recul maximum de 937 m au niveau du transect 17 entre 1993 et 2009, et 968 m au niveau du transect 21 entre 1993 et 2011) (figure 22 b et c). Cependant ce recul et également du à l'ouverture d'une passe avant 2009 (voir figure 21).

Dans cette partie Nord de l'île, le recul moyen est de 663 m sur la période complète entre 1993 et 2009 soit, des vitesses de recul de 41 m/an en moyenne.

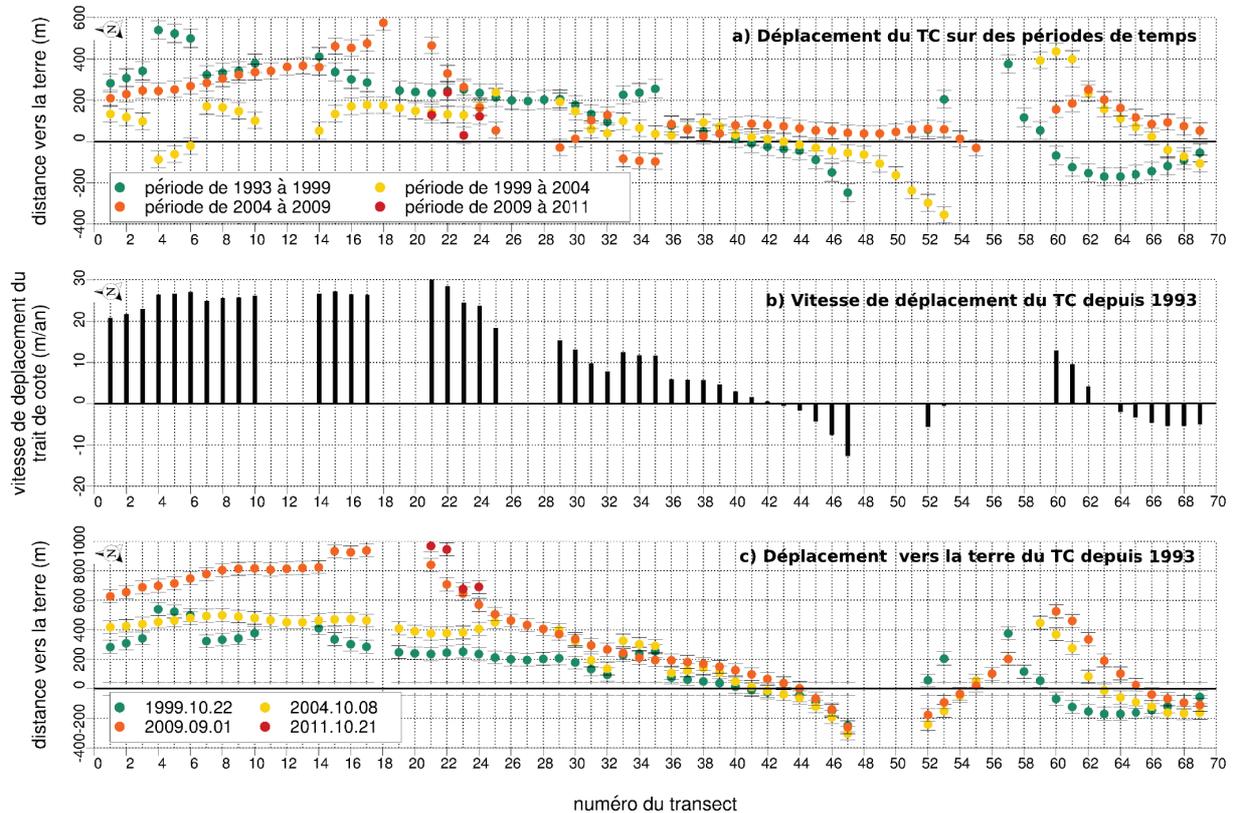


FIGURE 22 – Déplacement *crosshore* du trait de côte (TC) depuis 1993. Tous les calculs sont réalisés en référence à la position du trait de côte en 1993. a) Déplacement du trait de côte sur les périodes de 1993 à 1999, 1999 à 2004, 2004 à 2009 et 2009 à 2011. b) Vitesse de déplacement du trait de côte depuis 1993. c) Position du trait de côte depuis 1993.

Résumé : Ce travail de thèse est une étude multi-échelles de temps de la morphodynamique d'une île barrière soumise à des conditions de forçages paroxysmaux de mousson, de tempêtes tropicales et de typhons. Cette étude se concentre dans un premier temps, sur un large travail de terrain effectué dans le cadre du projet KUNSHEN. Sept mois de mesures (de novembre 2011 à janvier 2012 et de mai à septembre 2012) ont permis l'acquisition d'un jeu de données de haute résolution spatio-temporelle et inédit dans la littérature. Des mesures hydrodynamiques du large jusqu'à la zone de jet de rive ont été acquises en parallèle d'un suivi topographique de la plage émergée. Les mesures de vagues ont été acquises à partir d'une bouée au large, de deux houlographes-courantomètres en avant-côte (mesures en continu à 2 Hz) ainsi que de pressiomètres enfouis dans la plage sub-aérienne (mesures en continu à 5 Hz). Les levés topo-bathymétriques ont été réalisés au D-GPS (résolution centimétrique) une fois par semaine pendant la saison de mousson et juste après et avant chaque événements de tempêtes extrêmes pendant la saison des typhons. Le travail d'analyse cible ensuite la morphodynamique de la zone de jet de rive et de la plage émergée sur un panel d'échelles spatio-temporelles allant de l'instantanée à annuelle. A l'échelle instantanée, ce sont les variations d'élévation de la surface libre de l'eau et du lit sableux (quelques secondes) qui sont observées au cours de chacune des phases (montant, apex, tombant) de la tempête tropicale Talim (juin 2012, $H_s = 10.34$ m et $T_s = 14.6$ s). Pour le même événement de tempête, la réponse morphologique de toute la plage émergée est ensuite décrite et quantifiée dans le détail à l'échelle événementielle (quelques jours). Les bilans sédimentaires de chacune des saisons sont ensuite quantifiés dans le but de caractériser la dynamique saisonnière (quelques mois) à annuelle d'une barrière sableuse soumise à deux types de forçages extrêmes différents (mousson/typhons). L'impact sur le front de plage, des groupes de tempêtes faibles à modérées pendant l'hiver est ainsi comparé à l'impact des tempêtes extrêmes pendant l'été. On souligne finalement 1) l'importance d'un jeu de mesures *in-situ* de bonne qualité dans un travail d'analyse morphodynamique, 2) la nécessité d'un emboîtement des échelles spatio-temporelles ainsi que 3) le rôle du profil morphologique hérité dans la réponse morphologique d'une plage émergée lorsqu'elle est soumise à des conditions de forçages de vents et de vagues extrêmes.

Mots-clés : plage sableuse, île barrière, Taïwan, typhon, mousson, hydro-morphodynamique, jet de rive, modèle conceptuel, trait de côte.

Abstract : This work focuses on a multi-scale analysis of a sand barrier morphodynamics exposed to paroxysmal forcings of monsoon, tropical storms, and typhoons. The study provided a large dataset of *in-situ* measures acquired in the framework of the KUNSHEN project. Seven months of field work (from November 2011 to January 2012 and from May to September 2012) provided a new and high resolution dataset. Measures of hydrodynamic conditions from offshore to the swash zone are acquired as well as high frequency topographic surveys of the emerged beach. Waves monitoring are from an offshore buoy, two current profilers in the shoreface (continuous measures at 2 Hz) and pressure sensors buried in the sub-aerial beach (continuous measures at 5 Hz). The topo-bathymetric surveys were acquired using D-GPS (centimetric resolution) one time a week during winter season of monsoon and just before and after each extreme storm during summer season of typhoons. Then, analysis focus in the morphodynamics of the swash zone and the emerged beach on a range of scales from instantaneous to one year. At the instantaneous scale, we analyze variations of the water surface fluctuation and sand bed elevation (seconds) during each phases (rising, apex and falling) of the Talim tropical storm (June 2012, $H_s = 10.34$ m and $T_s = 14.6$ s). Concerning the same storm, we characterized the morphologic changes of the whole emerged beach at the eventual scale (days). Sand balances of each seasons are quantified in order to characterize the dynamics from seasonal scale (months) to annual scale of a sand barrier driven by two types of extreme conditions (monsoon/typhoons). On the beach-front, impact of groups of winter weak storms is compared to the impact of extremes tropical storms and typhoons. To conclude, we highlight 1) importance of *in-situ* measures in morphodynamic studies, 2) the major role of scales stacking and 3) the role of herited beach profile in the morphologic responses of the emerged beach driven by extremes forcings of wind and wave.

Keywords : sand beach, sand barrier, Taïwan, typhoon, monsoon, hydro-morphodynamics, swash, conceptual model, coastline.